

## ارتباط پوشش گیاهی با دما و آلودگی سطحی در دوره گرم سال با استفاده از داده‌های مودیس در شمال ایران

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

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

### چکیده

پوشش گیاهی عامل عمده نقل و انتقال انرژی بین زیست کره و جو محسوب می‌شود که آثار متفاوتی بر عناصر هواشناختی مناطق پیرامون خود دارد. در این مطالعه ارتباط بین مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده با دمای سطحی و آلودگی 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 نشان دهنده توان مندی به مراتب بهتر روش زمین آماری کوکریجینگ نسبت به رگرسیون کلاسیک در برآورد دمای سطحی و آلودگی سطحی است. نتایج تحقیق در دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد که دمای سطحی و آلودگی سطحی تحت تأثیر مقادیر پوشش گیاهی است. سپس، از روابط به دست آمده در تعیین میزان خشکی مناطق استفاده شد. نواحی ساحلی و جنگلی دامنه‌های شمالی البرز با بیشترین مقدار سبزیگی (۰/۸۵) از حداقل درجه حرارت (۲۳) درجه سلسیوس و آلودگی سطحی (۷ درصد) مشخص است. همچنین، نواحی جنوبی رشته کوه البرز و قسمتی از مناطق ایران مرکزی با کمترین مقدار سبزیگی (۰/۰۹-) از حداکثر درجه حرارت به مقدار ۴۵ درجه سلسیوس و بیشترین مقدار آلودگی سطحی (۳۸ درصد) مشخص است.

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

### مقدمه

بخشی از برهم کنش‌های سطح زمین و جو تحت تأثیر پوشش گیاهی است. از این رو، 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 کره زمین محسوب می‌شود. مطالعات نیلسون (۱۹۸۶)، اسمال و کورس (۲۰۰۳)، و وییس و همکاران (۲۰۰۴) نشان داده است که اگر این برهم کنش‌ها 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 جو و زمین به طور قابل ملاحظه‌ای

گسترش یافته است. در این بین متغیر آلدوی سطحی، دمای سطح زمین (LST) و شاخص‌های پوشش گیاهی به طور وسیعی در مطالعه این آثار به کار گرفته می‌شود (یابو و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین، مطالعات پیتمان (۱۹۹۱)، اگزینو 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<sup>۱</sup> از متداول‌ترین شاخص‌های گیاهی در پردازش تصاویر ماهواره‌ای است که دیرینگ<sup>۲</sup> در سال ۱۹۷۸ معرفی کرد. دمای سطح زمین یکی از متغیرهای پرکاربرد هواشناختی برای بررسی بیان انرژی است که در بسیاری از مطالعات محیطی، اقلیمی، و کشاورزی استفاده می‌شود. محاسبه 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<sup>۳</sup> توضیح می‌دهد. نسبت انرژی بازتابیده به کل انرژی تابیده‌شده در سطح جسم را آلدوی سطحی آن جسم می‌نامند که معمولاً برحسب درصد اشعه تابیده‌شده محاسبه می‌شود (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۱). مقادیر آلدوی سطحی از شاخص‌های مهم در موضوعات بیوفیزیکی است چرا که با آن بیان انرژی بین زمین و جو مشخص می‌شود. مقادیر آلدوی سطحی تحت تأثیر پوشش گیاهی، دمای سطح زمین و رطوبت خاک است (کورل<sup>۴</sup>، ۱۹۸۴).

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

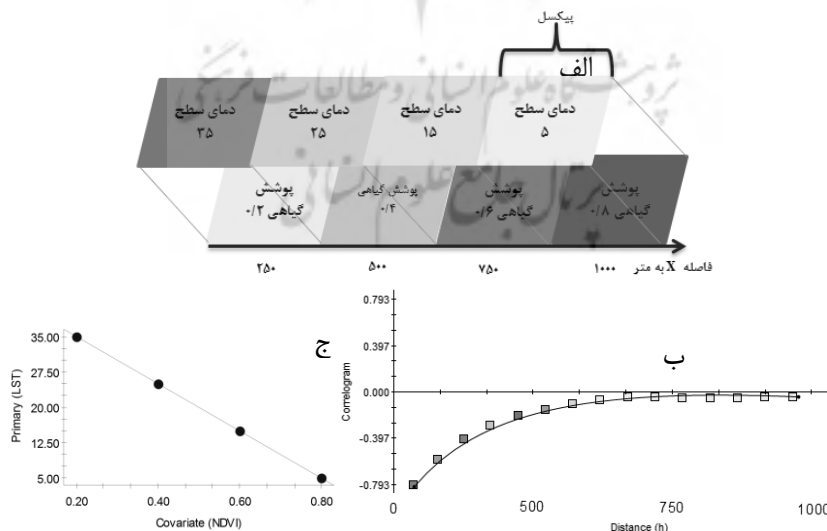
پرایهودکو و گوارد (۱۹۹۷) و بوئگ و همکاران (۱۹۹۸) در مطالعات خود نشان دادند که شیب تغییرات شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده و دمای سطح زمین به میزان تبخیر و تعرق مرتبط است. افزایش در تبخیر و تعرق به دلیل افزایش دما صورت می‌گیرد، در نتیجه رطوبت خاک کاهش می‌یابد و از میزان سبزیگی گیاه کاسته می‌شود. سون و کافاتوس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

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 گرم‌است. 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 آلودگی سطحی وجود دارد.

در مطالعات ذکرشده، آثار تغییرات پوشش گیاهی بر دمای سطح زمین و آلودگی 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 مطالعه 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 فاصله (متر، کیلومتر، درجه) نقاط از یکدیگر تعریف می‌شود که در زمین آمار به آن توجه می‌شود.

طبق قانون اول جغرافیا که توبلر<sup>۱</sup> 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 الف، با افزایش پوشش گیاهی، دمای سطح کاهش پیدا می‌کند و برعکس؛ که این ارتباط در شکل ب، در مدل رگرسیون قابل توضیح است. اما، آیا این کاهش یا افزایش دما تحت تأثیر فاصله نیز هست؟ در شکل ج، نشان داده شده که با افزایش فاصله از پیکسل با دمای ۳۵ درجه سلسیوس، مقدار دما کاهش پیدا می‌کند. به عبارت دیگر، ارتباط بیشتری بین پیکسل‌های با فاصله نزدیک به هم برقرار است که این ساختار فضایی با افزایش فاصله کاهش می‌یابد و از بین می‌رود.

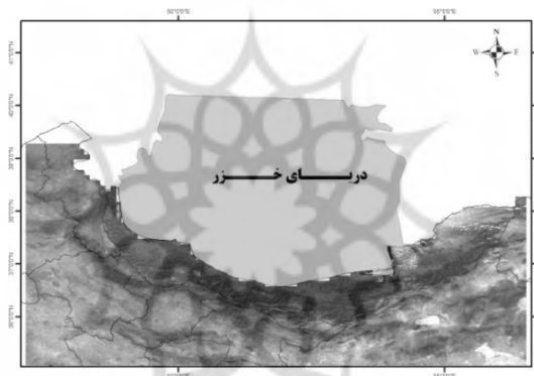


شکل ۱. الف) پیکسل‌های حاوی مقادیر دمای سطح زمین و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده، ب) تفاوت ارتباط توضیح داده‌شده دمای سطح زمین و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده در آمار کلاسیک رگرسیون، و ج) زمین آمار، کوکریجینگ

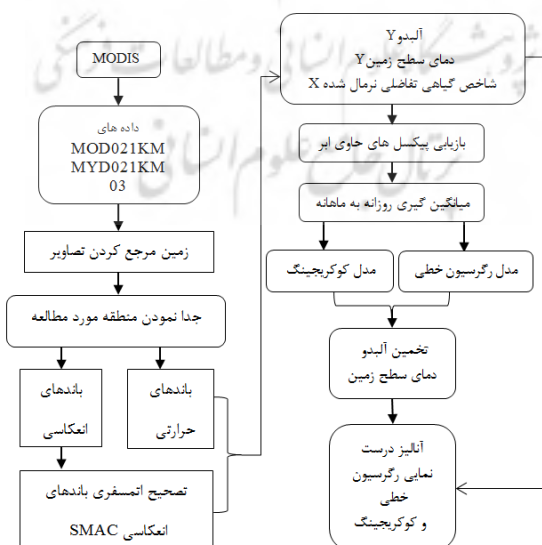
با توجه به مطالب بیان‌شده، هدف این مطالعه بررسی ارتباط دمای سطح زمین و آبدوی سطحی با پوشش گیاهی و مشخص کردن شرایط خشکی سطحی<sup>۱</sup> در منطقه شمال ایران است. همچنین، بررسی توان‌مندی دو روش رگرسیون (آمار کلاسیک) و کوکریجینگ (زمین آمار) در برآورد دمای سطح زمین و آبدوی سطحی با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده از مهم‌ترین اهداف این پژوهش است.

## مواد و روش‌ها

منطقه 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 قبیله جلگه‌های آبرفتی حاصل‌خیز شمال و پلایاها و نمکزارها در جنوب) قابل ملاحظه است. در این مطالعه، دوره گرم سال (ژوئیه ۲۰۱۰) به دلیل وجود شرایط خشکسالی و تنش‌های گیاهی انتخاب شد (ادب، ۲۰۱۴).



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه



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

شکل ۳ نشان‌دهنده مراحل انجام تحقیق است، شامل مرحله دریافت و پیش‌پردازش تصاویر مودیس، محاسبه دمای سطح زمین، آلودگی سطحی و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده. به منظور برآورد دمای سطح زمین و آلودگی سطحی به وسیله شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده از دو روش رگرسیون و کوکریجینگ استفاده شده است. نتایج برآورد دمای سطح زمین و آلودگی سطحی از دو روش مذکور با داده‌های دمای سطح زمین و آلودگی سطحی سنجنده مودیس مقایسه شد.

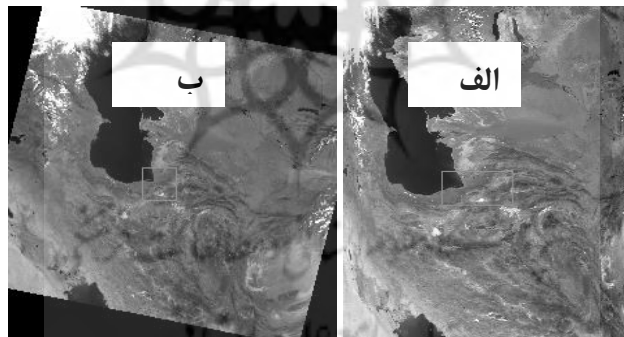
داده‌های ۱ کیلومتری MOD021KM و MYD021KM در مقیاس روزانه از سنجنده مودیس، ماهواره ترا و آکوا در ژوئیه ۲۰۱۰ به صورت Hierarchical Data Format (HDF) دریافت شد. به منظور زمین مرجع کردن تصاویر و توجیه آن با مختصات حقیقی آن از داده‌های 02 استفاده شد که در آن مختصات پیکسل‌ها به سیستم مختصات UTM، زون ۴۰ شمالی، Datum: WGS-84 تبدیل شده است (شکل ۴). ارزش پیکسل‌ها در داده‌های اصلی Scaled integer است، از این رو با استفاده از رابطه ۱، داده‌ها به تابندگی<sup>۱</sup> و انعکاس<sup>۲</sup> تبدیل شد. ضرایبی در متادیتای هر تصویر وجود دارد که در رابطه ۱ از آن استفاده می‌شود. سپس از مدل SMAC (نرم‌افزار ILWIS North 52) به منظور تصحیح مقدار انعکاسی استفاده شد (رحمان و ددیو، ۱۹۹۴).

$$\text{Radiance} = \text{Radiance\_Scales}_B (\text{SI} - \text{Radiance\_Offsets}_B)$$

رابطه ۱

$$\text{Reflectance} = \text{Reflectance\_Scale}_B (\text{SI} - \text{Reflectance\_Offset}_B)$$

که SI، Scaled integer و B اندکس باند است.



شکل ۴. الف) تصویر بدون مختصات حقیقی زمین، ب) تصویر زمین مرجع شده

جهت اجتناب از تغییرات اندازه پیکسل‌ها، از تصاویری استفاده شد که در آن منطقه مورد مطالعه در ناحیه نادیر تصویر قرار داشت. به عبارت دیگر، اندازه پیکسل‌های سنجنده مودیس به دلیل تأثیر کرویت زمین و در نهایت خطای پانورامیک در حواشی تصویر همانند ناحیه نادیر تصویر ۱ کیلومتر نیست. از این رو، یکسان‌سازی اندازه پیکسل‌ها (۱ کیلومتر) با استفاده از عملگر بازنمونه‌برداری<sup>۳</sup> انجام شد تا بررسی روابط بین دمای سطح زمین و آلودگی سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده امکان‌پذیر شود.

1. radiance
2. reflectance
3. resample

### الگوریتم گیاهی تفاضلی نرمال شده

به منظور محاسبه مقادیر سبزیگی 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 (رابطه ۲). به لحاظ نظری، میزان سبزیگی بین +۱ و -۱ تعیین پذیر 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.

$$NDVI = \frac{[\rho_{Nir} - \rho_{Red}]}{[\rho_{Nir} + \rho_{Red}]} \quad \text{رابطه ۲}$$

که در آن  $\rho$  = 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 ثبت شده در سنجنده برقرار است. از حل معادله پلانک، دمای درخشندگی<sup>۱</sup> 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 (رابطه ۳). دمای سطحی با الگوریتم پارودی<sup>۲</sup> (۲۰۰۰) محاسبه شد (رابطه ۴).

$$Tb = \frac{C2}{\text{wavelength} * \ln \left( \frac{C1}{(\text{wavelength}^5 * \text{radiance}) + 1} \right)} \quad \text{رابطه ۳}$$

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

$$ST = 0.39 * (Tb31^2) + (2.34 * Tb31) - (0.78 * Tb31 * Tb32) - (1.34 * Tb32) + (0.39 * (Tb32^2)) + 0.56 \quad \text{رابطه ۴}$$

که در آن Tb = دمای درخشندگی.

### الگوریتم آبدوی سطحی

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

1. brightness temperature

2. Parodi

$$\alpha^{\text{MODIS}} = 0.160_{\alpha_1} + 0.291_{\alpha_2} + 0.243_{\alpha_3} + 0.116_{\alpha_4} + 0.112_{\alpha_5} + 0.081_{\alpha_7} - 0.0015 \quad \text{رابطه ۵}$$

که در آن  $i$  مقادیر انعکاسی اصلاح شده در هر باند است.

مقدار روزانه شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده (رابطه ۲)، دمای سطح زمین و آلودگی سطحی (روابط ۴ و ۵) در ماه ژوئیه ۲۰۱۰ برای منطقه مورد مطالعه محاسبه شد. سپس، با میانگین‌گیری داده‌های روزانه، میانگین ماهانه دمای سطح زمین، آلودگی سطحی و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده به دست 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 میانجی‌یابی برای از بین بردن مناطق ابری استفاده شد (زهاو و همکاران، ۲۰۱۰). سپس، مقادیر میانگین ماهانه دمای سطحی، آلودگی سطحی (متغیر وابسته) و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده (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 آلودگی سطحی با کمک متغیر مستقل 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 (رابطه ۶).

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 \quad \text{رابطه ۶}$$

که در آن  $\beta_0$  عرض از مبدأ،  $\beta_1$  شیب خط برازش داده شده 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 فاصله فضایی بین آن‌ها استفاده می‌شود (رابطه ۷).

$$Z^*(xi) = \sum_{e=1}^n \lambda_{ei} X_{i} \sum_{k=1}^n \lambda_{k} y(X_k) \quad \text{رابطه ۷}$$

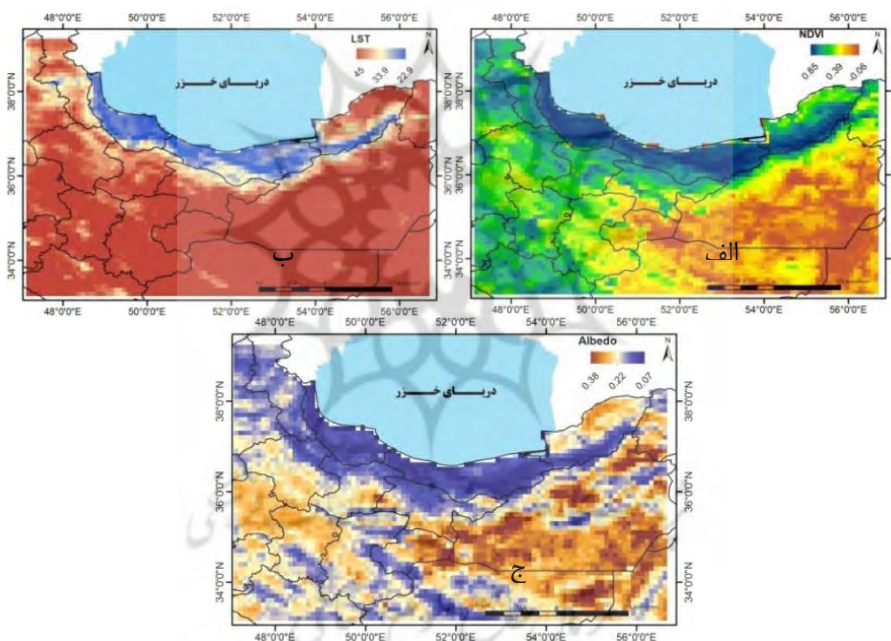
که در آن  $Z^*(xi)$  مقادیر متغیر برآورد شده (متغیر وابسته) برای نقطه  $xi$  با مختصات جغرافیایی معلوم،  $\lambda_{ei}$  وزن مرتبط با متغیر  $X_i$ ،  $Z$  مقادیر مشاهده شده متغیر اصلی،  $\lambda_k$  وزن مربوط به متغیر کمکی و  $y(X_k)$  مقادیر مشاهده شده متغیر کمکی است. تغییرات نما به منظور برآورد و محاسبه اوزان بر حسب فاصله فضایی محاسبه می‌شود (رابطه ۸).

$$\gamma(z_y)h = \frac{1}{2} n [z(X_i + h) - z(X_i)] * [y(X_k + h) - y(X_k)] \quad \text{رابطه ۸}$$

که در آن  $\lambda(z_y)h$  تغییرات نمای متقابل بین متغیر  $z$  با  $y$ ،  $z(X_i)$  متغیر وابسته و  $y(X_k)$  متغیر مستقل است.

## نتایج و بحث

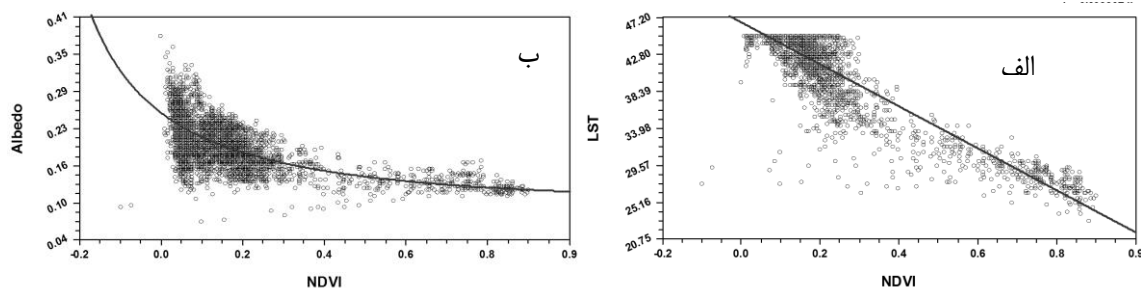
نواحی حاشیه ساحلی دریای خزر و نواحی جنگلی از بیشترین مقدار سبزیگی با  $0/85$  و نواحی جنوبی رشته‌کوه البرز و کویر مرکزی ایران از کمترین مقدار با  $-0/09$  تعیین شد (شکل ۵). لازم به ذکر است که مقادیر منفی متمایل به عدد صفر در شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده مربوط به مناطق فاقد پوشش گیاهی مانند رخنمون‌های 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 درجه حرارت به مقدار  $23$  درجه سلسیوس و مقدار آبدوی سطحی کمتر در حدود  $7$  درصد و نواحی جنوبی رشته‌کوه البرز به دلیل کمی و عدم وجود پوشش گیاهی با حداکثر درجه حرارت به مقدار  $45$  درجه سلسیوس و بیشترین مقدار آبدوی سطحی با  $38$  درصد تعیین شد (شکل ۵).



شکل ۵. الف) مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده به دست آمده از سنجنده مودیس، ب) دمای سطحی زمین به دست آمده از سنجنده مودیس، ج) آبدوی سطحی به دست آمده از سنجنده مودیس در ژوئیه ۲۰۱۰

شکل ۶ نشان‌دهنده ارتباط رگرسیونی شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده با دمای سطحی و آبدوی سطحی است. نتایج نشان می‌دهد که با افزایش مقادیر سبزیگی 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 نرمال شده 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 آبدوی سطحی قابل توضیح است، به گونه‌ای که مقادیر ضریب انعکاس با افزایش سبزیگی کاهش پیدا می‌کند و در نهایت به مقدار ثابتی می‌رسد (شکل ۶ب).





شکل ۶. الف) ارتباط بین مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده با دمای سطحی زمین، ب) ارتباط بین مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده با آلودگی سطحی در ژوئیه ۲۰۱۰

روابط رگرسیون غیرخطی و خطی به منظور تخمین دمای سطحی (رابطه ۹) و آلودگی سطحی (رابطه ۱۰) با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده محاسبه شد.

$$y = \frac{a}{1+be^{-cx}} \quad \text{رابطه ۹}$$

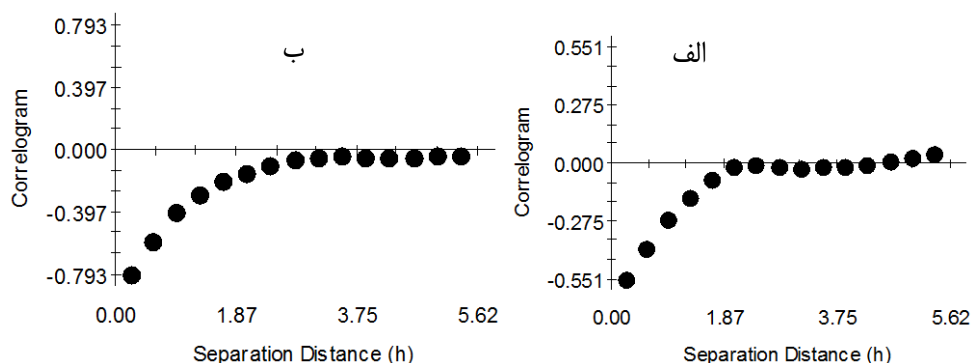
که در آن  $y$  = آلودگی سطحی،  $x$  = شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده،  $a = ۰/۱۰۳$ ،  $b = -۰/۶۲$  و  $c = ۱/۵۳$ .

$$y = a + \beta x \quad \text{رابطه ۱۰}$$

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

به منظور بررسی رابطه مکانی شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده با دمای سطحی و آلودگی سطحی، از روش کوکریجینگ استفاده شده است که در آن شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده متغیر مستقل و مقادیر دمای سطحی و آلودگی سطحی متغیرهای وابسته تعریف شده‌اند. اهمیت این روش در آن است که مقادیر سبزیگی گیاهی (شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده) مؤثر بر دمای سطحی و آلودگی 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<sup>۱</sup> بین مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده با دمای سطحی و آلودگی سطحی است. نمودار کوریلوگرام نشان می‌دهد که همبستگی منفی بین دو متغیر دمای سطحی و آلودگی 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 نشان‌دهنده عدم همبستگی است. حداکثر همبستگی فضایی بین آلودگی سطحی و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده برابر با  $-۰/۵۵$  (شکل ۷ الف) و برای دمای سطح زمین و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده برابر با  $-۰/۷۹$  (شکل ۷ ب) به دست آمد.



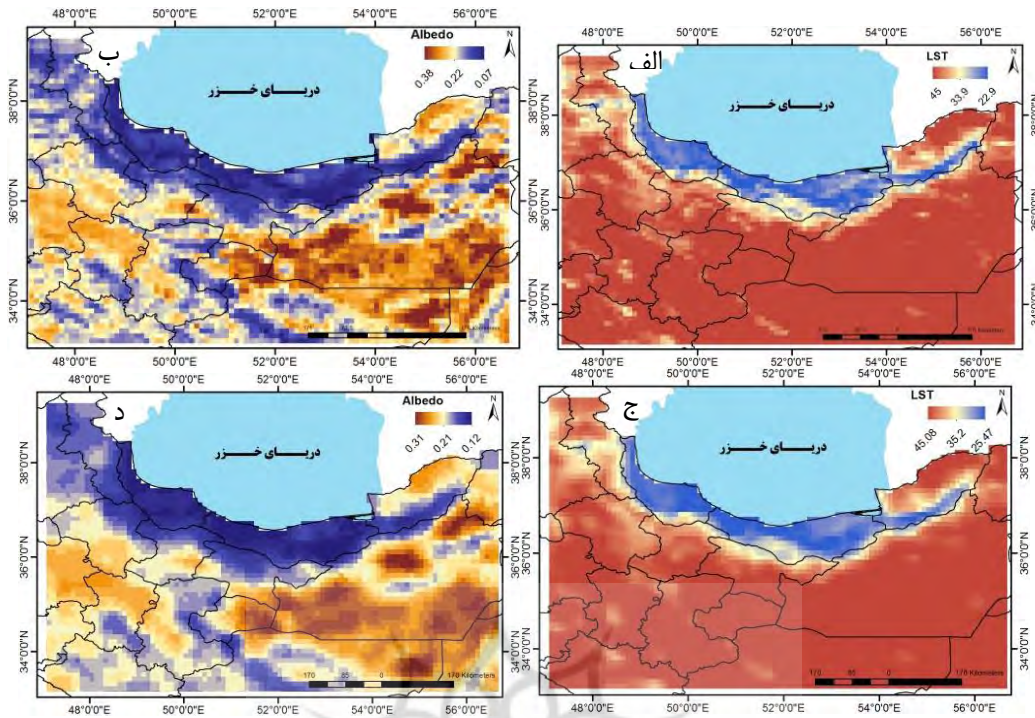
شکل ۷. الف) کوریوگرام بدون جهت بین آلودگی سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده، و ب) دمای سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال

مدل‌های متفاوتی برای برازش مدل نظری بر داده‌های تجربی به منظور محاسبه واریوگرام استفاده شد که مدل کروی بهترین تخمین‌گر انتخاب شد. جدول ۱ نشان‌دهنده پارامترهای مورد نیاز جهت محاسبه واریوگرام (تغییر نما) دمای سطح زمین و آلودگی سطحی با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده است. پارامتر واریانس ساختاردار نشان‌دهنده واریانس مکانی غیرتصادفی دمای سطح زمین و آلودگی سطحی است که بیشترین مقدار تغییر نما را به خود اختصاص می‌دهد. فاصله مؤثر بیانگر دامنه (فاصله‌ای همبستگی پیکسل‌ها با یکدیگر است که در خارج این دامنه (فاصله) رفتار نقاط تصادفی و غیرقابل کنترل است. پارامتر اثر قطعه‌ای نشان‌دهنده تصادفی بودن متغیر مورد بررسی است که این امر نشان‌دهنده 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 آلودگی سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده

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

با توجه به روابط به دست آمده از روش رگرسیون خطی و غیرخطی (روابط ۹ و ۱۰) و روش کوکریجینگ (رابطه ۷)، مقادیر دمای سطحی زمین و آلودگی سطحی در منطقه مورد مطالعه در ژوئیه ۲۰۱۰ برآورد شد (شکل ۸). بررسی بصری دو روش نشان می‌دهد که مقادیر دمای سطحی زمین و آلودگی 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.

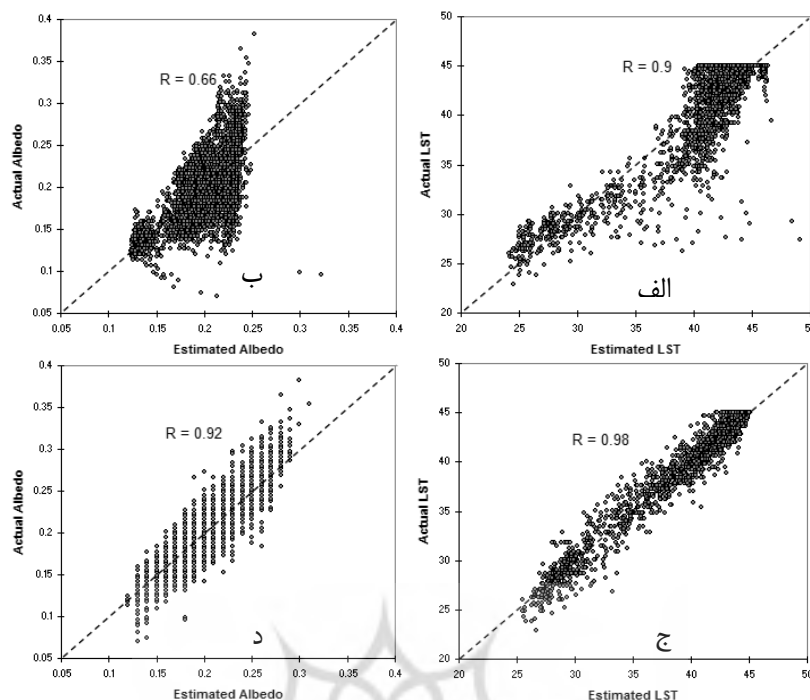


شکل ۸. الف) دمای سطحی برآوردشده با استفاده از روش رگرسیون، ب) آلودگی سطحی برآوردشده با روش رگرسیون، ج) دمای سطحی برآوردشده با روش کوکریجینگ، د) آلودگی سطحی برآوردشده با روش کوکریجینگ در ژوئیه ۲۰۱۰

### تحلیل درست‌نمایی روش رگرسیون و کوکریجینگ

شکل ۹ نشان‌دهنده پراکنش مقادیر آلودگی سطحی و دمای سطحی مودیس به مقادیر برآوردشده با روش رگرسیون و کوکریجینگ است. اگر پراکنش مقادیر حالت خطی و نزدیک خط برازش باشد، نشان‌دهنده همبستگی بالا بین مقادیر واقعی و برآورد شده است. نتایج نشان می‌دهد که پراکنش مقادیر مشاهداتی (مودیس) و مقادیر مدل شده برای دو متغیر دمای سطحی زمین و آلودگی سطحی در روش رگرسیون (شکل ۹ الف و ب) به مراتب بیشتر از روش کوکریجینگ (شکل ۹ ج و د) است. مقادیر ضریب همبستگی بین آلودگی سطحی و دمای سطحی مودیس با آلودگی سطحی و دمای سطحی مدل شده در روش کوکریجینگ به ترتیب برابر با  $0/92$  و  $0/98$  و برای روش رگرسیون برابر با  $0/66$  و  $0/9$  است.

جدول ۲ نشان‌دهنده معیارهای میانگین قدر مطلق خطا، انحراف جذر میانگین مربعات و متوسط درصد خطای مطلق بین مقادیر دورسنجی و برآوردشده آلودگی سطحی و دمای سطحی است. متوسط درصد خطای مطلق نشان می‌دهد که درصد درست‌نمایی برای آلودگی سطحی و دمای سطحی برآوردشده با روش کوکریجینگ به ترتیب  $93/4\%$  و  $99\%$  و در روش رگرسیون  $87/1\%$  و  $96/5\%$  است. نتیجه‌گیری کلی از جدول ۲ نشان می‌دهد که روش کوکریجینگ از خطای به مراتب کمتری نسبت به روش رگرسیونی در برآورد آلودگی سطحی و دمای سطحی برخوردار است.

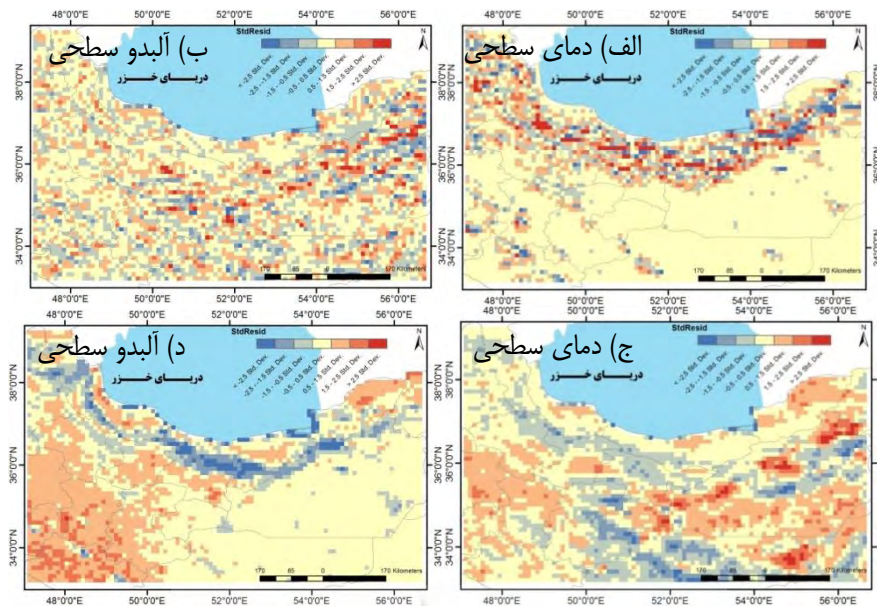


شکل ۹. الف) پراکنش مقادیر دمای سطحی مودیس با دمای سطحی برآوردشده در روش رگرسیون، ب) پراکنش مقادیر آلبدوی سطحی مودیس با آلبدوی سطحی برآوردشده در روش رگرسیون، ج) پراکنش مقادیر دمای سطحی مودیس با دمای سطحی برآوردشده در روش کوکریجینگ، د) پراکنش مقادیر آلبدوی سطحی مودیس با آلبدوی سطحی برآوردشده در روش کوکریجینگ

جدول ۲. آماره‌های درست‌نمایی روش‌های رگرسیون و کوکریجینگ در برآورد آلبدوی سطحی و دمای سطحی با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده

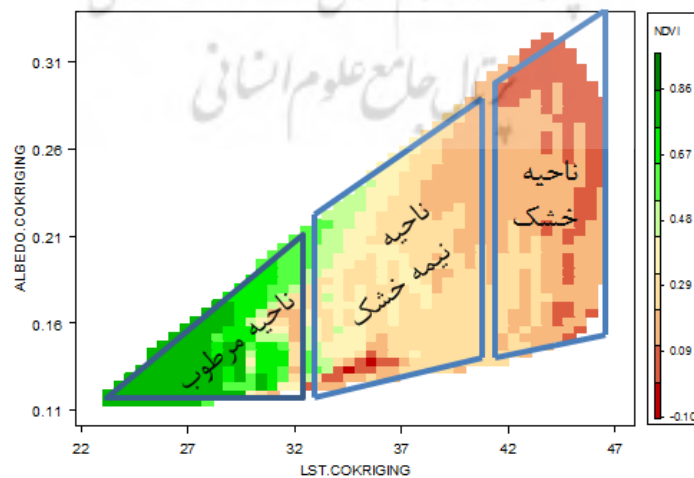
متغیر	روش	MAPE	RMSE	MAE
آلبدوی سطحی برآوردشده	کوکریجینگ	۶/۶۱٪	۰/۰۱۷	۰/۰۱۳
	رگرسیون	۱۲/۹۳	۰/۰۳۲	۰/۰۲۵
دمای سطحی برآوردشده	کوکریجینگ	۱/۱۱٪	۰/۷۸۸	۰/۴۱۴
	رگرسیون	۳/۵۷٪	۲	۱/۴

شکل ۱۰ نشان‌دهنده انحراف معیار خطای باقیمانده 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، نشان‌دهنده 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 باقیمانده 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.



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

بررسی ارتباط مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده با آلودگی 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<sup>۱</sup> طبقه کرد. در شکل ۱۱ مناطق مرطوب مناطقی اند که تراکم سبزیگی بالا، دمای سطحی و آلودگی سطحی پایینی دارند. مناطق خشک با تراکم سبزیگی پایین، دمای سطحی و آلودگی سطحی بالا مشخص می‌شود.



شکل ۱۱. ارتباط بین شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده با آلودگی سطحی و دمای سطحی در تعیین میزان خشکی مناطق

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

## بحث و نتیجه‌گیری

نتایج این تحقیق نشان داد که پوشش گیاهی یکی از عوامل مهم در تغییرپذیری اقلیم منطقه 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 دوره 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 پدیده 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، به طوری که مقادیر انرژی بازتاب‌شده در حدود ۱۱ درصد و مناطق بدون پوشش گیاهی حدود ۳۱ درصد است. به طور کلی، در نواحی بیابانی و پلایا به خصوص نمکزارهای منطقه 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 نتیجه تغییر شرایط رطوبت سطح اتفاق می‌افتد. رنگ خاک، رطوبت، ساختار، و ناهمواری، همگی بر آلبدوی سطحی تأثیر گذارند 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 نرمال شده برآورد کرد. نتایج ارتباط سه‌گانه بین شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده 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 زمینه استفاده از سایر روش‌های داده‌کاوی در برآورد آلبدوی سطحی و دمای سطحی، همچنین توسعه شاخص خشکی با استفاده از داده‌های دورسنجی به دست نویسندگان در حال انجام است.



## منابع

- دشتکیان، ک. و دهقانی، م. ع. (۱۳۸۶). بررسی دمای سطح زمین در ارتباط با پوشش گیاهی و توسعه شهری با استفاده از سنجش از دور و سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی در مناطق بیابانی. مجله پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شماره 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**

- 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.** 6<sup>th</sup> International Conference on Wireless Communications Networking and Mobile Computing (WiCOM), Canada, 23-25 Sept.

