

مطالعات جغرافیایی مناطق خشک

دوره ششم، شماره بیستم و چهارم، تابستان ۱۳۹۵

تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۰۵/۱۶

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۱۲/۲۳

صص ۴۹-۶۷

بررسی تغییرات اقلیمی و بیوفیزیکی سطح زمین طی وقوع یک طوفان در منطقه‌ی خشک

(مطالعه‌ی موردی: جنوب شرق اصفهان و پلایای گاوخونی)

مهناز شیران، دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی - دانشگاه حکیم سبزواری

شهرام بهرامی*، دانشیار ژئومورفولوژی - دانشگاه شهید بهشتی

حامد ادب، استادیار سنجش از دور - دانشگاه حکیم سبزواری

محمدعلی زنگنه اسدی، دانشیار ژئومورفولوژی - دانشگاه حکیم سبزواری

ابوالقاسم امیر احمدی، دانشیار ژئومورفولوژی - دانشگاه حکیم سبزواری

چکیده

مطالعه روی تغییرات بیلان انرژی و دمای سطحی، پوشش گیاهی و نیز تغییرات طیفی رخساره‌های ژئومورفولوژیکی طی وقوع فرایندهای کاتاستروفیکی نظیر طوفان و مخاطرات محیطی در مقیاس وسیع، نیازمند ابزاری قدرتمند هم‌چون سنجش از دور حرارتی است. این پژوهش به کاربرد مؤثر روش‌های سنجش از دور با چنین رویکرد کاربردی پرداخته است. منطقه‌ی مورد مطالعه، جنوب شرق اصفهان و پلایای گاوخونی است که از منظر تنوع رخساره‌های ژئومورفولوژیکی مناطق خشک و بیابانی چشم‌گیر است. در این پژوهش، تغییرات کمیت‌های آلودگی سطحی، توان تشعشعی، دمای سطحی، بخار آب، شاخص پوشش گیاهی و بازتاب طیفی رخساره‌های زمین (کمیت‌های اقلیمی و بیوفیزیکی) و کاربری آن، قبل و پس از وقوع طوفان توسط تصاویر ماهواره‌ای مودیس مورد سنجش قرار گرفت و نتایج نشان داد وقوع طوفان، شرایط خشکی خاک و دمای سطحی را افزایش داده و در مدت زمان کوتاه بر شاخص پوشش گیاهی نیز تأثیر منفی گذاشته است. آزمون T این کمیت‌ها فرض برابری میانگین‌ها در شرایط قبل و بعد از طوفان را رد می‌کند؛ لذا طوفان تأثیر معناداری بر کمیت‌های مورد مطالعه قبل و بعد از وقوع داشته است. شدت این تغییرات بر اساس نوع رخساره‌های زمین و کاربری آن متفاوت بوده و مناطقی که فاقد پوشش گیاهی بوده‌اند مانند پلایا، اراضی کویری و تپه‌های ماسه‌ای بیش‌ترین تغییرات را داشته‌اند. تغییرات طیفی بازتاب رخساره‌های زمین توسط نقشه‌ی استاندارد اختلاف، مورد بررسی قرار گرفت و نتایج نشان می‌داد که پلایای گاوخونی بیش‌ترین نمره‌ی معیار باقیمانده و لذا بیش‌ترین تغییرات بازتابی را داشته و کانونی برای برداشت سطحی توسط باد شدید بوده است. هم‌چنین بررسی نقشه جهت ناهمواری‌ها نشان می‌داد دامنه‌های شرقی و شمال‌شرقی ارتفاعات، تغییرات بازتابی بیش‌تری نسبت به دامنه‌های غربی و جنوب‌غربی داشته‌اند.

واژگان کلیدی: آلودگی سطحی، توان تشعشعی، دمای سطح زمین، طوفان گردوغبار.

* Email: bahrami.gh@gmail.com

۱- مقدمه

وقوع طوفان‌های گردوغبار پدیده‌ای متداول در مناطق خشک و نیمه‌خشک است که با فرسایش، حمل و جابه‌جایی و رسوب‌گذاری گردوغبار و ذرات ریز خاک توسط باد شدید در ارتباط است. چنین طوفان‌هایی اغلب در فصل بهار یا آغاز تابستان و در اثر طوفان‌های تندری یا گرداب‌های قوی فشار اتفاق می‌افتند و باعث وقوع باد شدید در عرصه‌های وسیع می‌شوند. وقوع این طوفان‌ها در مناطق خشک و یا درگیر با خشک‌سالی که پوشش گیاهی کمی دارند یا فاقد این پوشش هستند، باعث تشدید خشکی خاک شده و با افزایش شدت باد، فرسایش و بادبردگی ذرات خاک نیز بیش‌تر می‌شود (گواش و ایندراجیت^۱، ۲۰۱۴: ۳۰). حاشیه‌ی بیابان‌ها، اغلب منبع اصلی گسترش چنین طوفان‌هایی هستند و می‌توان گفت که منابع بزرگ گردوغبار در توپوگرافی‌های کم‌ارتفاع و یا حواشی آن‌ها، مسیل‌های موقت، مخروط‌افکنه‌ها، پلایاها، دریاچه‌ها و زمین‌های شور واقع شده‌اند (پراسپرو^۲ و همکاران، ۲۰۰۲: ۱). وقوع چنین طوفان‌هایی با سه عامل در ارتباط است: ۱. وقوع باد شدید^۳، وجود مواد سطحی که مستعد فرسایش و انتقال باشند^۳. شرایط ناپایدار جوی (ایندویتو^۳ و همکاران، ۲۰۱۲: ۶۲). از آن‌جاکه وقوع طوفان‌های شدید، تغییراتی در سطح زمین ایجاد می‌کند، لذا مطالعات روی تغییرات بیلان انرژی، دمای سطح زمین، پوشش گیاهی و تغییرات طیفی رخساره‌های زمین طی وقوع چنین طوفان‌هایی می‌تواند در شناخت آثار و پیامدهای آن‌ها در رابطه با سطح زمین راه‌گشا باشد. بازتاب‌های طیفی و داده‌های سنجش‌از‌دور حرارتی در بازسازی و مدل‌کردن پارامترهای سطحی زمین که به‌سادگی قابل‌مشاهده و اندازه‌گیری نیستند یا در مقیاس‌های وسیع باید مورد‌مطالعه قرارگیرند، بسیار سودمند هستند. از جمله این پارامترها می‌توان به آلبدو، توان تشعشعی، دمای سطحی، شاخص پوشش گیاهی، شار پنهان و آشکار گرمای خاک اشاره کرد (ملس^۴ و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۳۲۵). آلبدوی سطحی یک عامل و متغیر اصلی در ارتباط با روند مبادله‌ی انرژی سطحی است و مطالعات زیادی در مناطق مختلف روی آن صورت گرفته اما مطالعات کمی در رابطه با آلبدو و نوع پوشش زمین صورت گرفته است. کمیت دیگری که در این پژوهش به آن پرداخته شده است، توان تشعشعی یا گسیل‌مندی سطحی است. برآورد توان تشعشعی، عامل مهمی برای تعیین دمای سطحی از داده‌های سنجش‌از‌دور است. برای سطوح کاملاً پوشیده از گیاه برآورد این عامل ساده است؛ زیرا توان تشعشعی در این مناطق نسبتاً ثابت است اما برای مناطق خشک با پوشش گیاهی پراکنده این برآورد پیچیده‌تر است؛ زیرا توان تشعشعی خاک بدون پوشش گیاهی و صخره‌ها بسیار تغییرپذیر است (مؤمنی و سراجیان، ۲۰۰۷: ۱۹۱). توان تشعشعی و دمای سطحی، از عوامل کلیدی در برآورد بیلان انرژی تابشی سطح و یک عامل بزرگ در تنظیم و تغییرات محیطی هستند که بر اساس معادله‌ی پلانک و قانون استفان بولتزمن محاسبه می‌شوند (وانگ و لیانگ، ۲۰۰۹: ۱۵۵۶). از طرفی ویژگی‌های سطح زمین نیز از عوامل مهم در مبادلات انرژی بین جو و زمین هستند. این مبادلات از طریق فرآیندهای مرتبط با تابش سطح و بالانس انرژی انجام می‌شود و به‌وسیله‌ی مجموعه‌ی پیچیده‌ای از عوامل شامل: حالات اتمسفر، ویژگی‌های زبری سطح زمین، مقدار و ماهیت پوشش گیاهی و ویژگی‌های رطوبتی و حرارتی خاک و ... کنترل می‌شوند (فریدل، ۲۰۰۲: ۳۴۴). این پژوهش نیز به بررسی تغییرات کمیت‌های آلبدوی سطحی، توان تشعشعی سطحی، دمای سطحی، شاخص پوشش گیاهی و بخار آب، قبل و بعد از وقوع طوفان در واحدهای مختلف سطح زمین و کاربری آن پرداخته است.

در رابطه با تغییرات کمیت‌های آلبدوی سطحی، توان تشعشعی سطحی، دمای سطحی و شاخص پوشش گیاهی پژوهش‌هایی در جهان و ایران انجام شده که به‌عنوان نمونه به موارد زیر اشاره می‌شود:

- 1- Ghosh and Indrajit
- 2- Prospero
- 3- Indoitu
- 4- Melesse

لیو^۵ و همکاران (۲۰۱۴) تحقیقی در رابطه با تغییرپذیری آلودگی نسبت به پوشش زمین در صورت وجود یا عدم وجود پوشش برف انجام دادند که نتایج آن یک توزیع مسطح گوسی یا مثلی از آلودگی نسبت به پوشش زمین در طول سال را نشان می‌داد. در خلال دوره‌های بدون برف و فصول غیررشد، تصاویر ماهواره‌ای، آلودگی کم‌تری نسبت به فصول رشد را نشان می‌دادند. هم‌چنین صرف‌نظر از وجود یا عدم وجود برف، کم‌ترین آلودگی مربوط به مناطق جنگلی بود. میکا^۶ و همکاران (۲۰۰۱) طی پژوهشی تأثیر تغییرات کاربری زمین روی آلودگی سطحی و تبخیر و تعرق را در یک حوضه‌ی مجارستان موردبررسی قراردادند و دریافتند روند یکنواختی بین تغییرات انرژی و بیلان آب وجود دارد و طی دهه‌ی گذشته تغییرات استفاده از زمین، بیلان انرژی سطح را به شکل قابل‌توجهی افزایش داده است. زیملمن و ویلیامز^۷ (۱۹۹۶) تأثیرات شرایط پوشش گیاهی و زمین‌شناسی روی تباین آلودگی را با استفاده از سنجش‌ازدور و پایش زمینی در بیابان موجاوی کالیفرنیا انجام دادند. موضوع مطالعه، روی دولایه یکی با منشأ بازالتی و با پوشش شن و ماسه‌بادی و دیگری لایه‌ای با جریان آبرفتی بود. عواملی مثل شستشوی شیب و فرایندهای رسوبی در هر دولایه، پوشش گیاهی فصلی در طول سال و تغییر شکل ظاهری رسوبات بادی از مواردی بود که می‌توانست آلودگی سطح را تحت تأثیر قرار دهد. در مورد ارتباط دمای سطحی با کاربری‌ها و سطح زمین در یک مطالعه در چین جیانگ و تیان^۸ (۲۰۱۰) به بررسی تغییرات دمایی در کاربری‌ها و پوشش زمین پرداختند که نتایج نشان می‌داد تغییرات کاربری تأثیرات مهمی بر دمای سطحی داشته است. آن‌ها با رسم نمودار شاخص دما-پوشش گیاهی^۹ (TVX) نشان دادند که روند پراکنش پیکسل‌ها از بخش-هایی با تراکم بالای پوشش گیاهی و دمای کم به سمت پوشش گیاهی با تراکم کم و دمای زیاد بوده است. جولین^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۶) داده‌های دمای سطحی و شاخص NDVI در خلال سال‌های ۱۹۹۹-۱۹۸۲ اروپا را موردبررسی قراردادند و مشخص شد پایش تغییرات پوشش گیاهی به‌تنهایی افزایش یا کاهش آن را نشان می‌دهد، درحالی‌که مطالعه‌ی توأمان دمای سطحی در سری‌های زمانی نشان می‌دهد که این تغییرات آیا ناشی از تغییرات فصلی یا ناشی از تغییرات پوشش و کاربری زمین بوده است. در ایران نیز مطالعات مختلفی روی دمای سطحی، توان تشعشعی، رطوبت خاک و شاخص‌های مختلف پوشش گیاهی از طریق سنجش‌ازدور انجام شده است که از آن جمله می‌توان به تهیه‌ی نقشه‌ی گسیل‌مندی سطوح مختلف با استفاده از باندهای حرارتی و داده‌های سینوپتیکی توسط پهلوآنی و مباشری (۱۳۸۹)، تخمین دمای سطحی با استفاده از باندهای حرارتی در غرب تهران و قزوین توسط حجازی‌زاده و همکاران (۱۳۹۲) و تخمین دمای سطحی با استفاده از شاخص اختلاف نرمال شده (NDVI) در تصاویر MODIS و landsat ETM+ توسط کاویانی و همکاران (۱۳۹۲) اشاره کرد.

۲- منطقه مورد مطالعه

منطقه‌ی مورد مطالعه در این پژوهش، ناحیه‌ی جنوب شرقی استان اصفهان شامل بخش‌های: نایین، ورزنه، هرنه، کوهپایه و حسن‌آباد واقع در ۵۱ درجه و ۵۱ دقیقه تا ۵۳ درجه و ۴۲ دقیقه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۲۹ دقیقه تا ۳۳ درجه و ۲۰ دقیقه عرض شمالی است (شکل ۱). این منطقه شامل پلایای گاوخونی، تپه‌های شنی، اراضی نمک‌زار و برخان‌ها در قسمت مرکزی به همراه دلتاها و مانداب‌ها، تراس‌های دریاچه‌ای، بخش‌های وسیع دشت‌سر، تراس‌های آبرفتی و مخروط‌افکنه‌های متعدد به همراه ارتفاعات آذرین و رسوبی در بخش نایین و کوهپایه، ارتفاعات آهکی در جنوب غربی حسن‌آباد و تپه شاهد‌های پراکنده است. اقلیم غالب منطقه فراخشک بوده و فقط بخش کوچکی در شمال‌غربی بخش

5- Liu

6- Mika

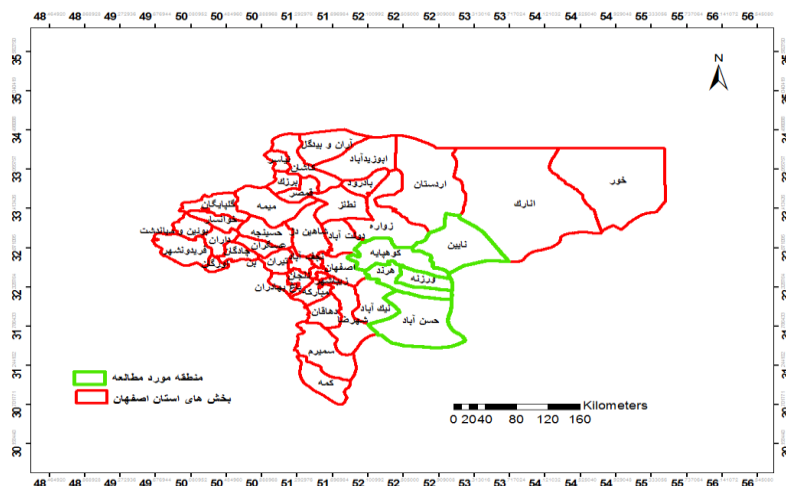
7- Zimbelman and Williams

8- Jiang and Tian

9- Temperature-vegetation index

10- Julien

کوهپایه اقلیم نیمه خشک تا خشک دارد و در جنوب غربی نیز نوار باریکی در بخش حسن آباد، دارای اقلیم خشک است. از این رو گزینه‌ی مناسبی برای مطالعه‌ی مناطق شدیداً خشک تا بیابانی است.



شکل ۱: موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه

۳- داده‌ها و روش‌ها

در این مطالعه از داده‌ها با قدرت تفکیک ۱ کیلومتری روزانه سنجنده‌ی مودیس از دو ماهواره ترزا ۱۱ و آکوا ۱۲ (MOD021KM و MYD021KM) که شامل داده‌های سطح یک واسنجی و مکان‌یابی شده برای ۳۶ باند، با دقت یک کیلومتری است، جهت بررسی دمای سطح، آلبدوی سطحی، گسیلش، شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهی NDVI، بخار آب، پدیده‌های ابرناکی و گردوغبار استفاده شده است. محصولات سطح یک مودیس به طور مستقیم شامل تصویر نیستند بلکه حاوی داده‌های کالیبره شده‌ای هستند که توسط برنامه‌های کاربردی نرم‌افزارها برای تدوین تصاویر به کار می‌روند. این محصولات به صورت scaled integers یا SI می‌باشند و در قالب سلسله مراتبی یا HDF۱۳ در اختیار کاربران قرار می‌گیرند (تولر ۱۴ و همکاران، ۲۰۰۶: ۸). هم‌چنین از تصاویر بینگ ۱۵ ماکروسافت جهت تشخیص عوارض سطح زمین و کاربری اراضی استفاده شده است. روزهای تحت بررسی ۲۴، ۲۸ و ۲۹ ماه آوریل و اول ماه می سال ۲۰۱۴ (معادل روزهای شمسی: ۴، ۸، ۹ و ۱۱ اردیبهشت ۱۳۹۳) بودند. در تاریخ ۸ اردیبهشت ۱۳۹۳ منطقه‌ی شاهد بروز طوفان شدید با سرعت ۲۰ m/s (۷۲km/h) بوده که در ایستگاه سینوپتیک نایین در تاریخ فوق به ثبت رسیده است (داده‌های روزانه سایت هواشناسی کشور). برای انجام پژوهش، داده‌های ۱ کیلومتری روزانه سنجنده‌ی مودیس از دو ماهواره ترزا و آکوا به صورت HDF از سایت این سنجنده دریافت و سپس به منظور تصحیح هندسی و توجیه مختصات حقیقی زمین مرجع شد. این منطقه در زون ۳۹ شمالی در سیستم UTM قرار دارد. هم‌چنین داده‌های آزیموت و خط الراس سنجنده و خورشیدی از فایل موقعیت زمینی تصاویر (MOD03) به صورت geo tiff استخراج شد. سپس تصحیح اتمسفریک با مدل SMAC توسط نرم‌افزار ILWIS north52 روی تصاویر اعمال شد زیرا سیگنال‌های رادیومتریک که توسط سنجنده‌های ماهواره‌ها دریافت می‌شوند، نیاز به تصحیح اتمسفریک دارند. روش‌های مختلفی برای اعمال تصحیح اتمسفریک روی تصاویر به کار گرفته می‌شود که یکی از آن‌ها مدل SMAC و الگوریتمی بر مبنای S5 می‌باشد (رحمان

- 11- Terra
- 12- Aqua
- 13- Hierarchical Data Format
- 14- Toller
- 15- Bing

و ددیو، ۱۶، ۱۹۹۴: ۱۲۶). این مدل بر اساس گروهی از معادلات با ضرایبی وابسته به باند طیفی سنجنده است و یکی از قابلیت‌های آن برای به‌کارگیری در سنجنده‌های جدید با اعمال ضریب به‌روزآوری سنجنده است. از دیگر مزایای این مدل، قابلیت بازیابی بازتاب‌های بالای اتمسفر یا TOA از داده‌های بازتاب سطحی و بالعکس یعنی قابلیت بازیابی بازتاب-های سطح زمین از داده‌های بازتاب بالای اتمسفر است (گبریسیوس، ۱۷، ۲۰۰۹: ۲۱). تصویر ۲ مراحل انجام پژوهش را نشان می‌دهد.

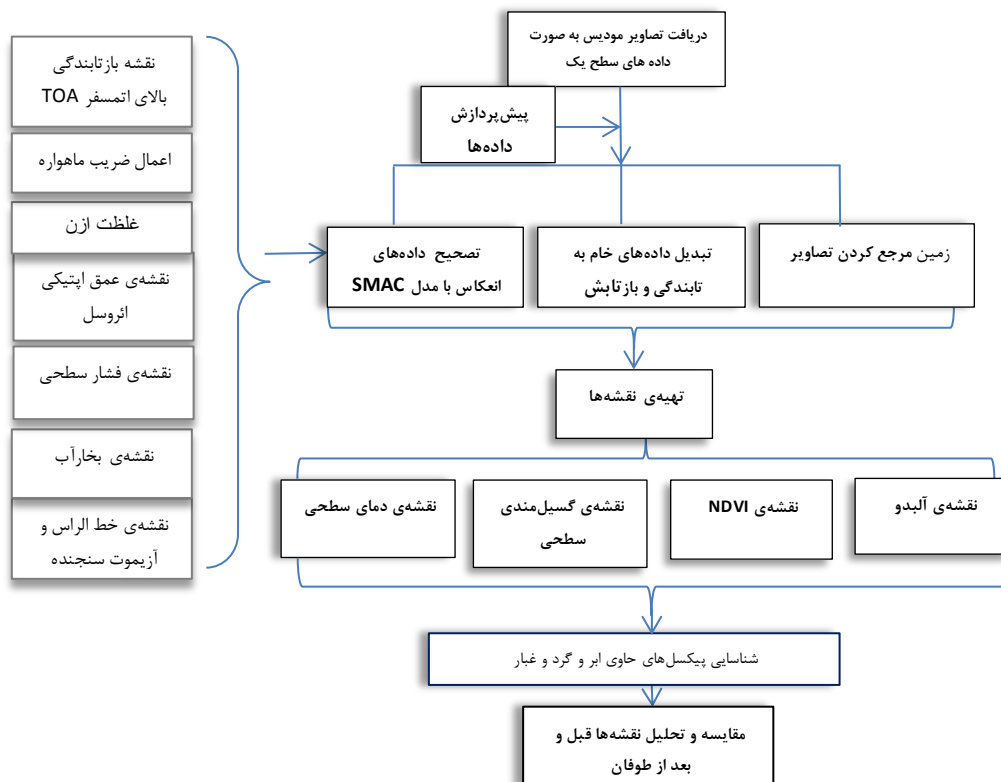
۳-۱- عملیات پردازش روی داده‌های روزانه مودیس

از آن‌جا که پیکسل‌های داده‌های خام باندی به شکل scaled integers یا SI می‌باشند، باید به داده‌های تابندگی یا رادیانس طیفی و انعکاس یا رفلکتانس، برای تبدیل داده‌های TOA یا بالای اتمسفر به داده‌های زمینی شوند. ضرایب این تبدیل (radiance scale, reflectance scale and radiance offset, reflectance offset) از تصاویر، برای هر باند قابل دسترسی است و از طریق معادله زیر برای هر باند انجام می‌شود (زانگ، ۱۸ و همکاران، ۲۰۰۵: ۳۱):

$$\text{Reflectance} = \text{reflectance scale}_b \times (\text{SI} - \text{reflectance offset}_b)$$

$$\text{Radiance} = \text{radiance scale}_b \times (\text{SI} - \text{radiance offset}_b)$$

رابطه‌ی ۱



شکل ۲: مراحل انجام پژوهش

۳-۱-۱- محاسبه‌ی آلبدوی سطحی

آلبدوی سطحی، به صورت نسبت تابش انعکاس یافته از سطح جسم به تابش فرودی نور خورشید به آن سطح تعریف می‌شود (ملک پور و همکاران، ۱۳۸۹: ۶). آل بدوی سطحی توسط اطلاعات ۶ باند مرئی بر اساس مقادیر بازتابش سطحی آن‌ها توسط فرمول لیانگ (لیانگ^{۱۹} و همکاران، ۲۰۰۲: ۲۶) برای روزهای موردنظر محاسبه شد.

$$albedo = 0.160 \times r1 + 0.291 \times r2 + 0.243 \times r3 + 0.116 \times r4 + 0.112 \times r5 + 0.018 \times r7 - 0.0015$$

رابطه‌ی ۲

که r1 تا r7 بر اساس بازتابش سطحی باندهای ۱ تا ۷ مرئی در فرمول به کار می‌رود.

۳-۱-۲- محاسبه‌ی شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده NDVI^{۲۰}

شاخص‌های متعددی برای محاسبه‌ی پوشش گیاهی در سنجش از دور کاربرد دارد که در این مطالعه از نسبت تفاضلی باند مرئی قرمز (۶۷/۶۲-۰/۰ میکرومتر) به باند مادون قرمز نزدیک (۸۴۱/۰ تا ۸۷۶/۰ میکرومتر) مطابق معادله (۴) استفاده شده است:

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}}$$

رابطه‌ی ۳

که در آن ρ بازتابندگی تصحیح شده‌ی سطح زمین باندهای ۱ و ۲ سنجنده‌ی مودیس است. مقدار NDVI از -۱ در مناطق فاقد پوشش گیاهی تا +۱ که مبین پوشش گیاهی کامل است در تغییر می‌باشد.

۳-۱-۳- محاسبه‌ی گسیلندگی یا توان تشعشعی^{۲۱} سطحی

توان تشعشعی جسم یا گسیل مندی، ویژگی ذاتی وابسته به اتم‌ها و ساختار مولکولی یک جسم است و با نسبت تابش حرارتی یک جسم در دمای مشخص به تابش جسم سیاه هم‌دمای با آن در یک طول موج معین تعریف می‌شود (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۳: ۳۰). هر جسمی در دمای بالاتر از صفر مطلق، از خود انرژی ساطع می‌کند که میزان آن و طول موجی که در آن انرژی را ساطع می‌کند، به توان تشعشعی سطح و دمای جنبشی آن وابسته است. جسم سیاه که هیچ نوری را باز نمی‌تاباند یک گسیل‌کننده‌ی کامل و جذب‌کننده‌ی کامل است (علوی‌پناه، ۱۳۸۹: ۲۵۶). طبق تعریف سابرینو و ریسونی (سابرینو و ریسونی^{۲۲}، ۲۰۰۰: ۳۵۵) گسیلش سطحی به دو شکل مقدار میانگین و تفاضلی بر اساس باندهای ۱ و ۲ سنجنده‌ی مودیس و مقادیر آستانه NDVI با توجه به پوشش زمین به شکل زیر محاسبه می‌شود:

برای زمین فاقد پوشش گیاهی با $NDVI < 0.2$

$$\varepsilon = 0.9825 - 0.051 \times band1$$

رابطه‌ی ۴

$$\Delta\varepsilon = -0.0001 - 0.0041 \times band1$$

رابطه‌ی ۵

برای زمین‌های نیمه پوشیده با $0.2 < NDVI < 0.5$

$$\varepsilon = 0.971 + 0.018 \times P_V$$

رابطه‌ی ۶

$$\Delta\varepsilon = 0.006 \times (1 - P_V)$$

رابطه‌ی ۷

$$P_V = \left(\frac{NDVI - NDVI_{MIN}}{NDVI_{MAX} - NDVI_{MIN}} \right)^2$$

رابطه‌ی ۸

برای $NDVI > 0.5$

$$\varepsilon = 0.990, \Delta\varepsilon = 0$$

رابطه‌ی ۹

برای سطوح آبی آلبدوی سطحی کم‌تر از ۰/۰۳۵ بوده و $\varepsilon = 0.995$ می‌باشد.

19- Liang

20- Normalized difference vegetation index

21- Emissivity

22- Sobrino and Raissouni

۳-۱-۴- محاسبه‌ی بخار آب

نقشه‌ی بخار آب که یک ساده‌سازی فیزیکی از توزیع عمودی بخار آب در سطح ابرهای استراتوس (ابره‌ای کم‌ارتفاع) و وزن یک ستون ۱ سانتی‌متری از آب موجود در جو (به فرض قابلیت اشباع) را نشان می‌دهد و محدوده‌ی تغییرات آن بین ۰ تا ۶ گرم بر سانتیمتر مربع است. تهیه‌ی این نقشه به کمک روش‌های سنجش‌از دور یا استفاده از داده‌های ثبت‌شده قابل انجام است. به‌طور کلی این داده‌ها از نظر مکانی و زمانی نسبت به ائروسول کم‌تر تغییرپذیر هستند ولی در جذب باندهای مرئی و حرارتی تأثیر می‌گذارند و در برآوردهای دقیق باید اعمال شوند. که از نقشه‌ی به‌کاررفته در مدل SMAC استفاده می‌شود که در آن از رادیانس باندهای ۲، ۱۷، ۱۸ و ۱۹ استفاده شده است (گبریسوس، ۲۰۰۹: ۲۳).

۳-۱-۵- محاسبه‌ی دمای سطحی زمین

برای محاسبه‌ی دمای سطح زمین از الگوریتم تعمیم‌یافته توسط ساپرینو و ریسونی استفاده شد. این الگوریتم از نوع پنجره مجزا^{۳۳} بوده و برای سنجنده‌ی مودیس به‌روزآوری شده است.

$$LST = BT31 + (1.97 + 0.2W) * (BT31 - BT32) - (0.026 - 0.08W) \times \sqrt{BT31 - BT32} + (0.02 - 0.067W) + (64.5 - 7.35W) \times (1 - \epsilon) - (119 - 20.4W) \times \Delta\epsilon \quad (10)$$

که در آن BT31 و BT32 دمای درخشندگی باندهای ۳۱ و ۳۲ مودیس است. از حل معادله‌ی پلانک دمای درخشندگی به دست می‌آید که دمای معادل با انرژی تابشی دریافتی از سطح زمین توسط سنجنده است. معادله‌ی پلانک به شکل زیر است:

$$B\lambda = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{e^{k\lambda T} - 1} \quad (11)$$

و در آن $B\lambda$ رادیانس یا شدت تابشی طول موج بر حسب وات بر متر مربع، h ثابت پلانک 6.626×10^{-34} js، k ثابت بولتزمن 1.381×10^{-23} j/k، C سرعت نور، λ طول موج به متر و T دمای سطح جسم سیاه به کلوین است به این شکل دمای درخشندگی باندهای ۳۱ و ۳۲ با معادله زیر به دست می‌آید (گبریسوس، ۲۰۰۹: ۴۵):

$$T = \frac{C_1}{\lambda \ln(\frac{C_2}{\lambda \pi} + 1)} \quad (12)$$

$$C_1 = 0.0143843mk \quad \text{و} \quad C_2 = 3.47192 * 10^{-16}w/m^2$$

ϵ گسیلش سطحی و $\Delta\epsilon$ تفاضل گسیلش سطحی که در مرحله‌ی قبلی محاسبه شد. W بخار آب که در مرحله‌ی قبل نقشه‌ی آن تهیه شد.

۳-۱-۶- تعیین سطوح ابری و گردوغبار در تصاویر

برای تعیین سطوح ابری و گردوغبار از دو الگوریتم استفاده شد. یکی الگوریتمی که زی ۲۴ (۲۰۰۴) برای مناطق خشک و بیابانی ارائه کرده است. در این الگوریتم، وی از تکنیک چندطیفی برای شناسایی گردوغبار مناطق آسیایی استفاده کرده است. این الگوریتم و حد آستانه‌های آن بر روی مطالعه‌ی مناطق خشک تمرکز دارد و بر روی سطوح تیره و روشن محاسبه می‌شود (عطایی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۵۳) و از این نظر برای منطقه‌ی مطالعاتی این پژوهش مناسب است. در این الگوریتم از ۲ شاخص استفاده می‌شود:

۱. شاخص گردوغبار نرمال شده^{۲۵} یا NDDI: این شاخص از باندهای ۳ و ۷ سنجنده‌ی مودیس استفاده می‌کند. از آن‌جا که گردوغبار بازتابش بالایی در ۲/۱۳ میکرومتر نسبت به ۰/۴۶۹ میکرومتر دارد، لذا مقادیر مثبت این شاخص نشان‌دهنده‌ی وجود گردوغبار است (دهقان دهنوی و همکاران، ۱۳۹۲: ۲).

$$NDDI = (R7 - R3) / (R7 + R3) \quad \text{رابطه‌ی ۱۳}$$

که در آن R به معنای بازتابندگی باندهای ۷ و ۳ سنجنده‌ی مودیس است.

شاخص تفاضل دمای درخشایی^{۲۶} یا BTD: این شاخص در یک مرحله، تفاضل باندهای ۳۱ و ۳۲ مودیس را که در محدوده‌ی حرارتی قرار دارد مورد آزمون قرار می‌دهد و در یک مرحله، تفاضل باندهای ۲۰ و ۳۱ را برای سطوح روشن و تیره به همراه شاخص سوم که لگاریتم طبیعی بازتابش باند یک (LnR1) را موردسنجش قرار می‌دهد، محاسبه می‌کند. از آن‌جا که گردوغبار در محدوده‌ی طول باند ۱۲ میکرومتر دمای درخشایی بالاتری نسبت به طول باند ۱۱ میکرومتری دارد، لذا تفاضل مثبت آن‌ها نشانه‌ی وجود گردوغبار است.

$$BT D = BT32 - BT31 \quad \text{رابطه‌ی ۱۴}$$

که در آن BT نشان‌دهنده‌ی دمای درخشایی باندهای ۳۱ و ۳۲ است (برتینا و همکاران، ۱۳۹۲: ۷۸). این الگوریتم در شکل (۳) با رنگ آبی نشان داده شده است.

۲. الگوریتم دوم به نام نمایه‌ی جامع آشکارسازی گردوغبار یا GDDI^{۲۷}: این الگوریتم دارای دو بخش مجزا برای سطوح خشک و آبی است که در این مقاله فقط به بخش سطح خشکی آن پرداخته شده است. در مرحله‌ی اول از نسبت تفاضلی بازتاب باندهای ۱ و ۲ مودیس جهت شناسایی پهنه‌ی آبی استفاده می‌شود. سپس پیکسل‌های ابری شناسایی شده و سطح تاریک و روشن مانند الگوریتم ژئو جداگانه بررسی می‌شود. برای سطوح روشن تفاضل دمای درخشندگی باندهای ۲۰ و ۳۱ با آستانه‌ی ۲۰ درجه کلونین و نسبت تفاضلی بازتابش باندهای ۴ و ۷ با آستانه‌ی ۰/۲۵ کلونین لحاظ شده و برای سطوح تاریک، تفاضل دمای درخشندگی باندهای ۲۰ و ۳۱ با آستانه‌ی ۱۵ درجه‌ی کلونین و تفاضل بازتابندگی باندهای ۲ و ۱۸ با آستانه ۰/۲ در نظر گرفته شده است (صمدی^{۲۸} و همکاران، ۲۰۱۴: ۹). آستانه‌گذاری‌های این الگوریتم با رنگ نارنجی در شکل ۳ نشان داده شده است.

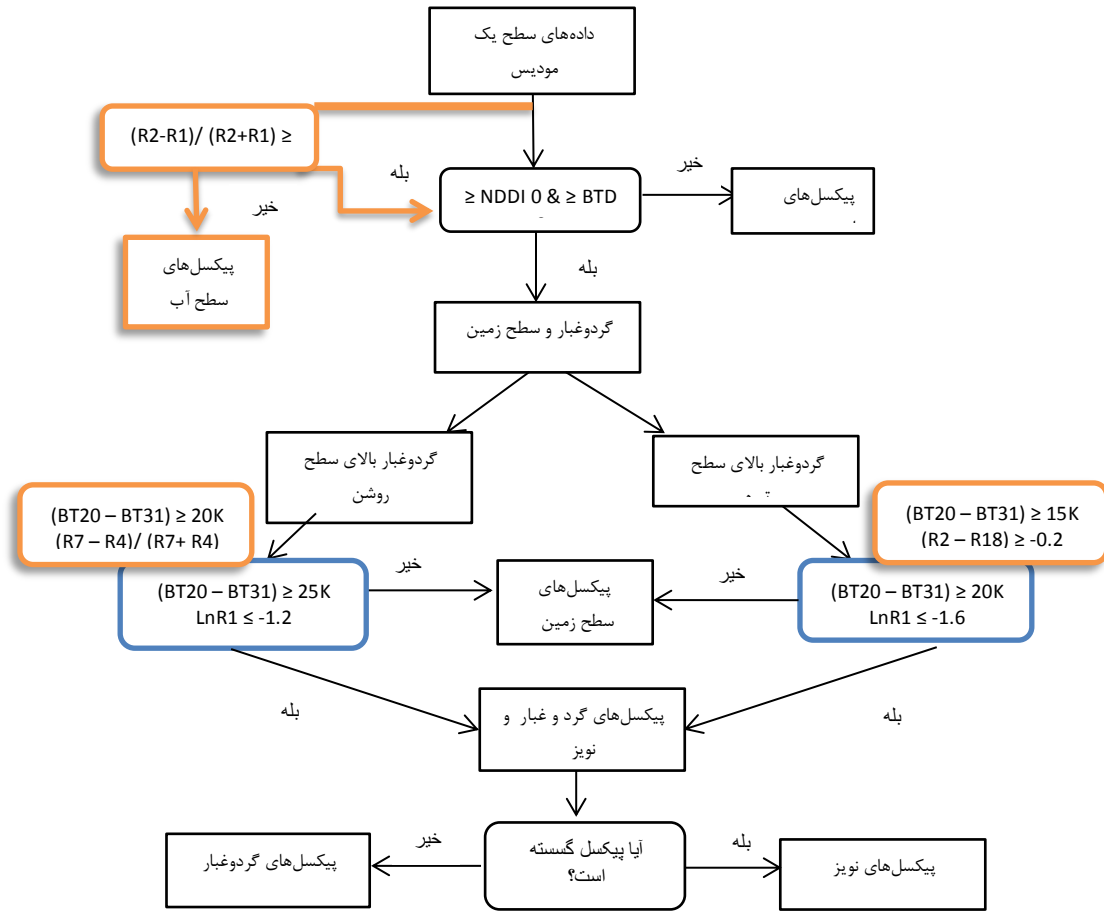
پس از شناسایی پیکسل‌های حاوی ابر، گردوغبار و نویز، نقشه‌های آلبدوی سطحی، گسیل‌مندی سطحی، شاخص پوشش گیاهی، بخارآب و دمای سطحی برای روزهای ۴، ۹ و ۱۱ اردیبهشت مورد مقایسه قرار گرفتند (شکل ۵ و ۶). این مقایسه با توجه به نقشه‌ی کاربری اراضی، خاک و زمین‌شناسی برای واحدهای مجزای کاربری اراضی به صورت میانگین ارزش پیکسل‌ها در هر واحد انجام شد. از آن‌جا که ارزش پیکسل‌ها برای مقایسه باید دارای تناظر یک‌به‌یک باشد، پیکسل‌های دارای دیتا در روزهای موردنظر، به شکل متناظر در هر کاربری اراضی مشخص شد و ارزش‌های آن‌ها به شکل میانگین محاسبه و مورد مقایسه قرار گرفت. با توجه به ابرناکی وسیع روز هشتم، این روز از مقایسه خارج شد و از آن‌جا که روز نهم نیز در بخش وسیعی فاقد دیتا بود، لذا تعدادی از کاربری‌ها حذف و در مورد پیکسل‌های باقی‌مانده با روز قبل از طوفان (۴ اردیبهشت) تناظر برقرار شد تا مقایسه‌ی پیکسل‌ها، بدون بازسازی و با مقادیر واقعی برای مقایسه انجام شود. کاربری اراضی مطابق جدول ۱ برای منطقه در نظر گرفته شد.

25- Normalized Difference Dust Index

26- Bright Temperature Difference

27- Global Dust Detection Index

28- Samadi



شکل ۳: الگوریتم ژی (رنگ آبی) و الگوریتم GDDI (رنگ نارنجی) برای شناسایی پیکسل‌های گردوغبار، آب، ابر و سطح زمین

برای مقایسه‌ی تغییرات پیکسل‌ها قبل و پس از طوفان از آزمون T جفت نمونه‌ای^{۲۹} استفاده شد که هر نمونه را در دو وضعیت متفاوت موردسنجش قرار می‌دهد. در این آزمون سنجیده می‌شود که آیا میانگین نمونه در دو نوبت تفاوت معناداری دارد یا خیر و از رابطه‌ی زیر استفاده می‌شود (جاوری و صابری فر، ۱۳۹۰: ۱۳۱):

$$T = \frac{\sum d}{\sqrt{\left(\frac{n \cdot \sum d^2 - (\sum d)^2}{n-1}\right)}} \quad \text{رابطه‌ی ۱۵}$$

که در آن d تفاضل نمره‌ها و n حجم نمونه است. چنانچه مقادیر معناداری (sig.) محاسبه شده کم‌تر از سطح معناداری آزمون باشد، نشانگر تفاوت معنادار میانگین نمونه در دو وضعیت است.

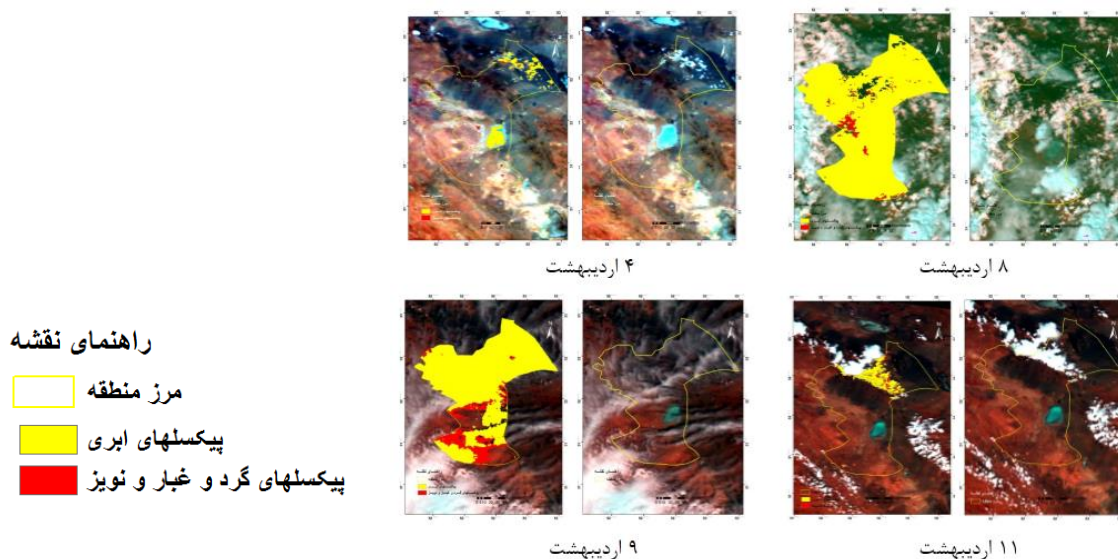
جدول ۱: واحدهای کاربری ارضی، نوع خاک و زمین‌شناسی منطقه

کاربری ارضی	نوع خاک	ژئومورفولوژی
آبخوان	اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی
کشاورزی	انتی سل / اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی
فرودگاه	اریدی سل	زمین‌های مسطح گلی
ارضی بایر با پوشش گیاهی ضعیف	انتی سل / اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی / کنگلومرا، ماسه سنگ و سایر سنگ‌های رسوبی / داسیت، اندزیت، توف و سایر سنگ‌های آتشفشانی
آیش	انتی سل / اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی
کشاورزی و آیش	انتی سل / اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی
شوره زار و متفرقه	اریدوسل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی / نمک زار
تپه‌های ماسه‌ای و اراضی بیابانی	پلایا و تپه‌های شنی	تپه‌های شنی، برخان، شن زار، نمک زار
مراتع ضعیف	رخنمون سنگی / انتی سل / اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی / کنگلومرا، ماسه سنگ و سایر سنگ‌های رسوبی / داسیت، اندزیت، توف و سایر سنگ‌های آتشفشانی
صخره‌ای	رخنمون سنگی	ترکیبی از سنگ‌های آتشفشانی (لاوای بازالتی، اندزیت، داسیت و...) و رسوبی (مارن، کنگلومرا و سنگ آهک)
پلایا	خاک شور / پلایا	نمک زار، تپه‌های شنی، تراس‌های دریاچه‌ای
ارضی شور و کویری	تپه‌های شنی / خاک شور	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی / نمک زار
تأسیسات انسانی	انتی سل / اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی / دیوریت و گرانیت
ماندابی و دلتا	خاک شور / پلایا / اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی / نمک زار
جنگلی غیرمترکم	رخنمون سنگی / انتی سل / اریدی سل	دشت سر، مخروطافکنه و تراس‌های آبرفتی / زمین‌های مسطح گلی / کنگلومرا، ماسه سنگ و سایر سنگ‌های رسوبی / داسیت، اندزیت، توف و سایر سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی

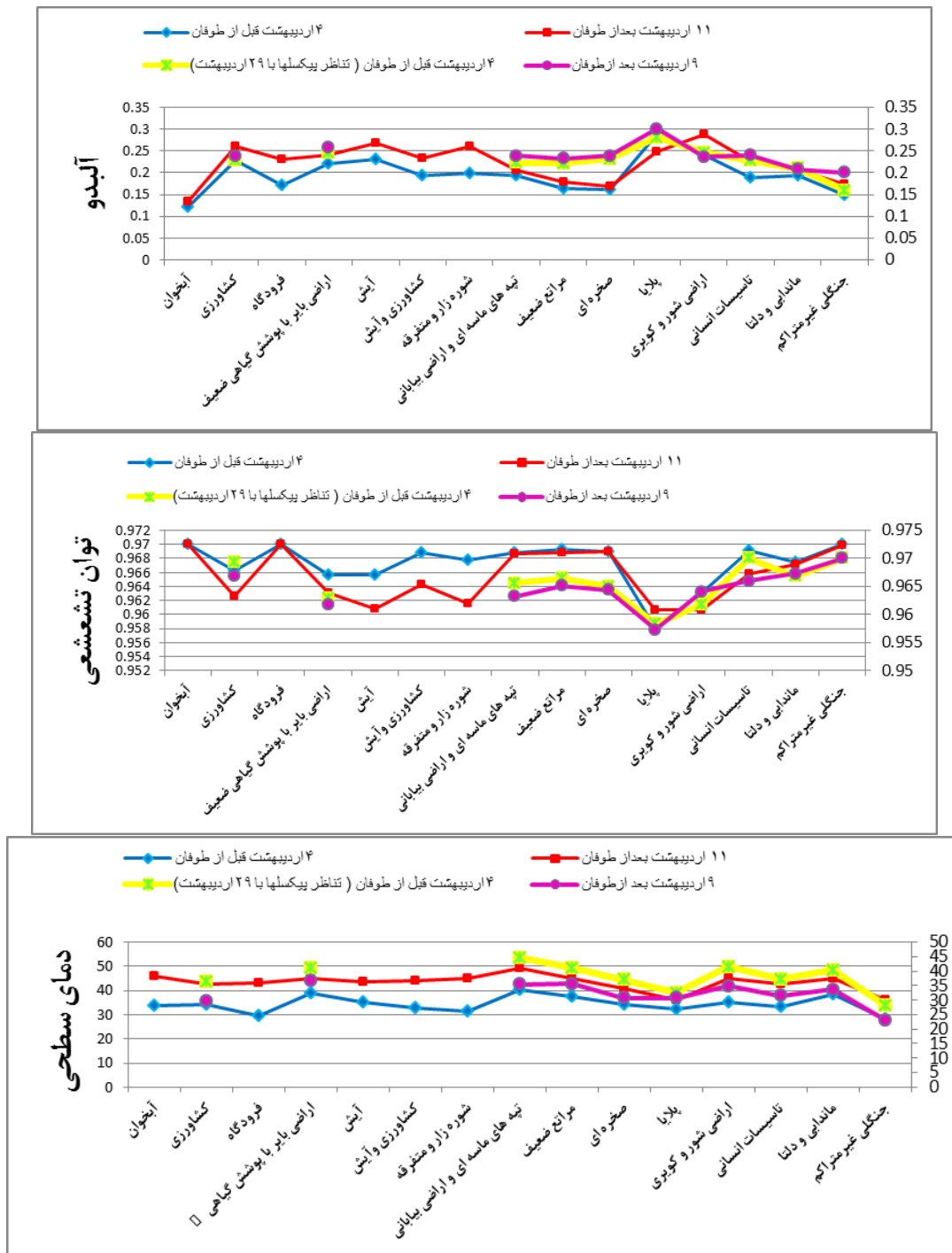
۴- نتایج و بحث

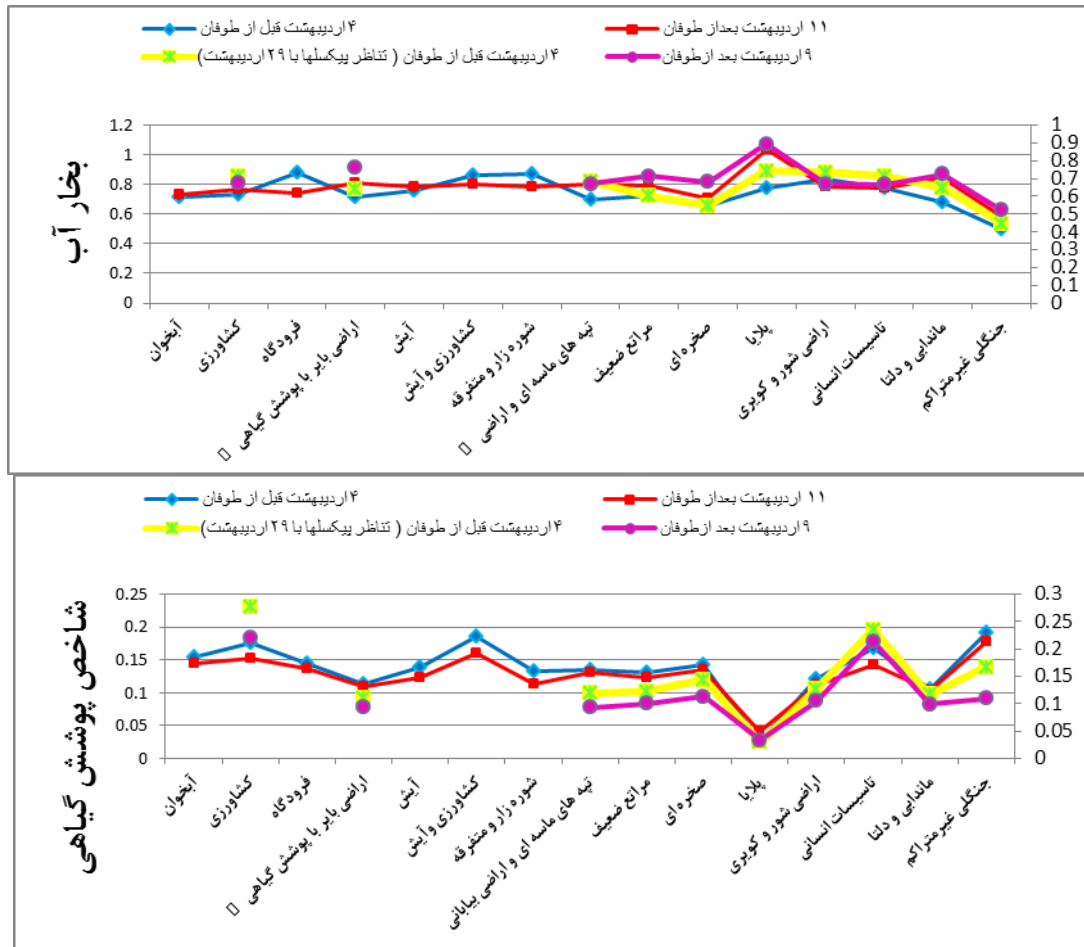
نتایج بررسی پیکسل‌های ابری و گردوغبار در تصاویر روزهای مورد مطالعه، در شکل شماره ۴ نشان داده شده است. تصویر روز قبل از طوفان (۴ اردیبهشت) نشان می‌دهد تنها بخش کوچکی در ناحیه شمال غرب، شرایط ابرناکی داشته است. در روز وقوع طوفان (۸ اردیبهشت) تقریباً تمام منطقه پوشیده از ابر بوده است. روز پس از طوفان (۹ اردیبهشت) نیز شرایط ابرناکی و گردوغبار بخش‌های وسیعی از شمال تا مرکز و به صورت پراکنده در نیمه جنوبی را نشان می‌دهد. تصاویر روز ۱۰ اردیبهشت هم ابرناکی در تمام منطقه را نشان می‌داد، لذا به عنوان نزدیک‌ترین روز بعد از طوفان که فاقد بخش وسیع ابر و گردوغبار بود، روز ۱۱ اردیبهشت در نظر گرفته شد که تنها بخش کوچکی در شمال شرقی حوضه دارای پیکسل‌های مفقود و ابری بود. در تصاویر همه‌ی روزها، پلایا جزء منطقه‌ی ابری محسوب شده است که برای راستی آزمایشی از بررسی دمای سطحی پیکسل‌ها، آلبدو و بخار آب استفاده شد. بدین ترتیب مشخص شد در دو روز چهارم و یازدهم سطح پلایا شرایط ابرناکی نداشته و در روز نهم نیز قسمت‌هایی فاقد ابر بوده است. در قسمت‌های ابری، دمای سطحی منفی یا بسیار پایین و مقادیر آلبدو و بخار آب بیش تر است. نتایج بررسی پیکسل‌های آلبدو، تشعشع سطحی،

دمای سطحی، بخار آب و شاخص پوشش گیاهی در روزهای موردنظر در شکل شماره‌ی ۵، ۴ و جدول ۲ آمده است. با مقایسه نمودار آلبدو در سه روز ۴، ۹ و ۱۱ اردیبهشت، مشخص می‌شود مقدار آلبدوی روز قبل از طوفان (۴ اردیبهشت) در همه‌ی کاربری‌ها به جز پلایا کم‌تر یا نزدیک به روز یازدهم بوده و مقایسه‌ی روز چهارم و روز نهم (با ماسک کردن محدوده‌ی فاقد اطلاعات روز نهم بر روی تصاویر روز چهارم) نیز نشان می‌دهد که آلبدو روز قبل از وقوع طوفان در مقایسه با روز نهم، کمی کم‌تر از روز پس از طوفان بوده است. از آن‌جاکه آلبدو به مفهوم نسبت بازتاب نور از سطح نسبت به تابش خورشیدی بر سطح جسم است، لذا بیش‌ترین مقادیر آلبدو مربوط به سطوح روشن پلایا و نم‌زار و اراضی کویری است و کم‌ترین میزان آن در مناطق جنگلی و آبخوان بوده است که به دلیل پوشش گیاهی بیش‌تر، درصد بیش‌تری از تابش خورشیدی را جذب می‌کنند که مطالعه یائو (یائو^{۲۰} و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۱۳) نیز مؤید این امر است. بیش‌تر بودن آلبدوی روزهای پس از طوفان نسبت به قبل از طوفان ممکن است به دلیل برداشت لایه‌ی سطحی خاک در اثر وزش شدید باد روز طوفانی باشد و عامل دیگر این‌که در روزهای پس از طوفان با توجه به اختلاف‌زمانی و روند صعودی تابش در فصل بهار، احتمال دارد تابش خورشیدی در این روزها بیش‌تر بوده باشد. همچنین افزایش آلبدوی سطحی بعد از طوفان به دلیل کاهش رطوبت سطحی خاک است و مطالعات لوبل و اسنر^{۳۱} (۲۰۰۲) نیز نشان داد که رطوبت خاک اثرات بسیاری بر بازتاب و جذب طیفی دارد. مقایسه‌ی توان تشعشعی یا گسیل‌مندی کاربری‌های منطقه در روزهای مورد مطالعه در شکل ۵ نشان می‌دهد توان تشعشعی کاربری‌ها، قبل از طوفان (۴ اردیبهشت) بیش‌تر از روز بعد طوفان بوده (به‌استثنای پلایا که کم‌تر بوده) و در هر سه روز رابطه‌ی معکوس با نمودار آلبدو را نشان می‌دهد به‌طوری‌که کم‌ترین گسیل‌مندی سطحی در اراضی شور‌زار و کویری و پلایا بوده و بیش‌ترین در آبخوان و جنگل‌های پراکنده بوده است. به‌طور کلی توان تشعشعی خاک از ۰/۸۴ تا ۰/۹۸ و تاج پوشش از ۰/۹۴ تا ۰/۹۹ و در مورد پوشش متراکم از ۰/۹۸ تا ۱ تغییر می‌کند. در مناطق با خاک شور و دارای خاک شنی، توان تشعشعی کم‌تر است. جدول مربوط به کتابخانه‌ی توان تشعشعی از سایت مودیس، برای خاک‌های شور عدد ۰/۸۶ تا ۰/۹۶ و برای خاک‌های شنی فاقد گیاه عدد ۰/۷۴ تا ۰/۹۸ را نشان می‌دهد، لذا توان تشعشعی اراضی با پوشش گیاهی از خاک‌های شور و بیابانی بیش‌تر است. از طرفی توان تشعشعی مواد با شرایط آن‌ها نیز تغییر می‌کند؛ مثلاً خاک خشک توان تشعشعی کم‌تری نسبت به خاک مرطوب دارد (علوی‌پناه، ۱۳۸۹: ۲۵۵) با این توضیح، کم‌تر بودن توان تشعشعی کاربری‌ها بعد از طوفان نسبت به قبل از طوفان می‌تواند مبین تغییر شرایط سطح زمین از جمله تغییر در رطوبت سطحی باشد؛ زیرا پس از وقوع طوفان شرایط خشکی خاک تشدید می‌شود.



شکل ۴: تصاویر سنجنده‌ی مودیس از روزهای مورد مطالعه و پیکسل‌های ابری و گردوغبار مطابق الگوریتم‌های استفاده شده (تصاویر سمت چپ اعمال الگوریتم برای تشخیص گرد غبار، ابر، آب و نويز بر تصاویر اصلی سمت راست را نشان می‌دهد. در تصاویر سمت راست پهنه‌های آبی‌رنگ مناطق با پوشش ابر یا پهنه‌های آب را نشان می‌دهد)



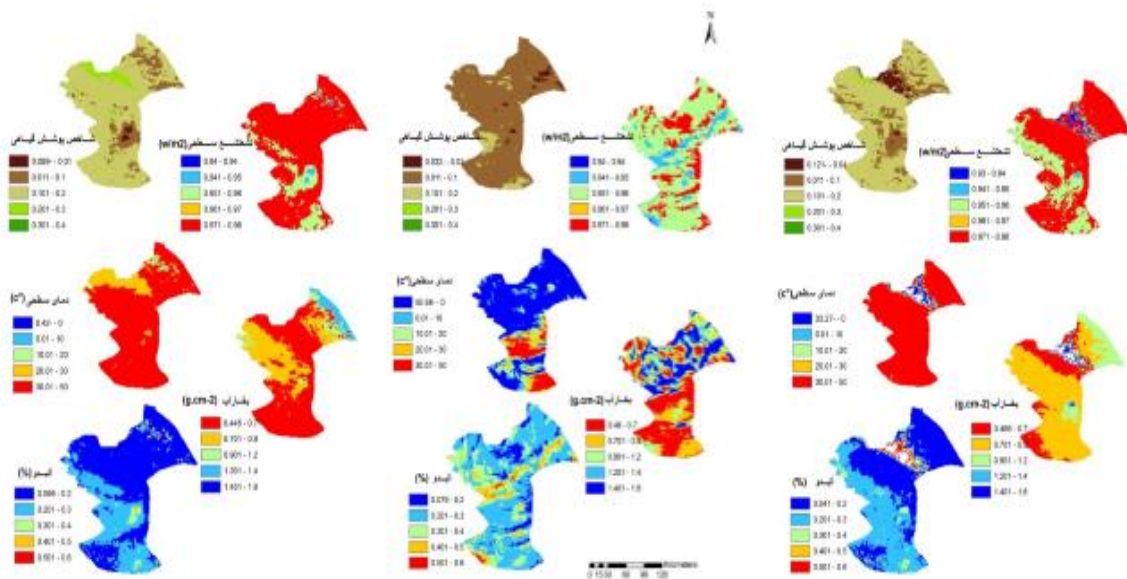


شکل ۵: تغییرات مقادیر آلوده، توان تشعشعی، دمای سطحی، بخار آب و شاخص پوشش گیاهی در کاربری اراضی در روزهای قبل و بعد از طوفان

مقایسه‌ی نمودار دمای سطحی نشان می‌دهد که دمای سطحی همه کاربری‌ها در روز چهارم بیش‌تر از روز نهم بوده و در روز یازدهم بیش‌تر از روز چهارم بوده است. بیش‌ترین دمای سطحی در قبل و بعد از طوفان در تپه‌های ماسه‌ای و اراضی بیابانی و کم‌ترین دما در جنگل‌های پراکنده و پلایا بوده است. ظرفیت گرمایی ویژه‌ی مواد، به مقدار انرژی گفته می‌شود که می‌تواند دمای یک واحد از آن جسم را یک درجه افزایش دهد. ظرفیت گرمایی ویژه‌ی نمک $880 \text{ J/Kg}^\circ\text{C}$ است؛ درحالی‌که ظرفیت گرمایی شن 830 ، خاک خشک 800 و خاک مرطوب $1480 \text{ J/Kg}^\circ\text{C}$ است (زیمانسکی و دیتمن^{۳۲}، ۱۳۷۶: ۱۰۵). هر چه ظرفیت گرمایی ویژه‌ی جسمی بالاتر باشد، دیرتر گرم می‌شود؛ لذا پلایا با خاک شور دمای کم‌تری نسبت به تپه‌های شنی داشته است. از طرفی وجود مواد آلی در خاک نیز ظرفیت گرمایی ویژه‌ی آن را بالا می‌برد، لذا ثبت دمای سطحی کم‌تر در جنگل‌های غیرمتراکم دور از انتظار نیست.

مقایسه‌ی نمودار بخار آب تغییرات منظمی را در قبل و بعد از طوفان نشان نمی‌دهد؛ کم‌ترین مقدار بخار آب در بالای جنگل‌های غیرمتراکم و بیشینه‌ی آن در بالای سطح پلایا، اراضی شور اطراف پلایا، اراضی ماندابی و کاربری‌های کوچکی نظیر فرودگاه بوده که می‌تواند شاخصی برای وجود ابرهای پراکنده در کاربری‌های کوچک باشد و در کاربری‌های بزرگ نظیر پلایا احتمالاً نشانگر تبخیر بیش‌تر از این سطوح یا ابرهای سطح پایین استراتوس بوده است.

تغییرات نمودار شاخص پوشش گیاهی نشان می‌دهد که قبل از وقوع طوفان این شاخص در تمام کاربری‌ها نسبت به دو روز بعد از طوفان مقادیر بیشتری داشته و درعین حال در هر سه روز کم‌ترین مقدار این شاخص مربوط به پلایا و بیش‌ترین آن مربوط به جنگل‌های پراکنده و بخش‌های کشاورزی بوده است. درحالی‌که وقوع طوفان در فصل بهار و دوره‌ی رشد گیاه است. کاهش شاخص پوشش گیاهی پس از وقوع طوفان می‌تواند مبین تغییرات رطوبتی و دمایی قبل و بعد از طوفان و یا ناشی از تغییرات در انعکاس باندهای ۱ و ۲ در اثر گردوغبار باشد. هم‌چنین کاهش مقدار سبزی‌نگی بعد از طوفان به دلیل آوردن انرژی گرمایی توسط باد بر روی منطقه و تبخیر رطوبت سطحی است (هانسن^{۳۳}، ۱۹۹۸: ۱۰۰) بنابراین وقوع طوفان می‌تواند موجب افزایش استرس گیاهی در نتیجه‌ی افزایش دمای سطحی و کاهش رطوبت سطحی خاک بعد از طوفان و در نتیجه کاهش مقدار سبزی‌نگی و افزایش آلودگی سطحی باشد که مطالعه‌ی گانگمگ و می^{۳۴} (۲۰۰۴) نیز مؤید این امر است.



شکل ۶: نقشه‌های آلودگی، توان تشعشعی، دمای سطحی، بخار آب و شاخص پوشش گیاهی در سه روز مورد مطالعه

نتایج معناداری آزمون T جفت نمونه ای، پس از تست نرمال بودن داده‌ها در جدول ۳ آمده است و نشان می‌دهد در گروه یک شامل روزهای چهارم و یازدهم مقادیر معناداری (sig.) محاسبه شده در سطح معناداری ۰/۰۵ برای میانگین پیکسل‌های قبل و بعد از طوفان در مورد کمیت‌های: آلودگی سطحی، توان تشعشعی، دمای سطحی، بخار آب و شاخص پوشش گیاهی کمتر از سطح آزمون (۰/۰۵) و معنا دار بوده است. در مورد گروه دوم شامل روزهای نهم و تناظر پیکسل‌ها با روز چهارم نیز تفاضل میانگین پیکسل‌های بخار آب، تشعشع سطحی، آلودگی سطحی، دمای سطحی و شاخص پوشش گیاهی کمتر از سطح آزمون (۰/۰۵) و معنا دار بوده و بنابراین فرض برابری میانگین‌ها با احتمال ۹۵ درصد رد می‌شود.

33- Hanson

34- Guangmeng and Mei

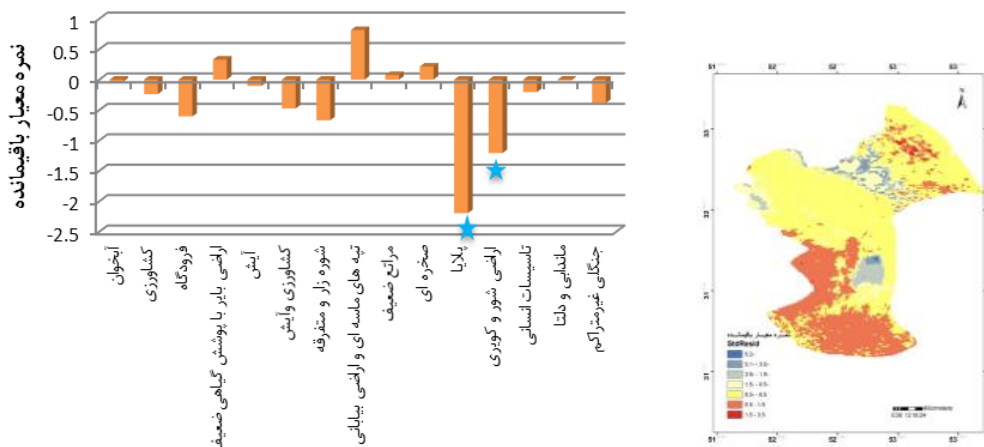
جدول ۲: بیشینه و کمینه‌ی مقادیر آلودگی، توان تشعشعی، دمای سطحی، بخار آب و شاخص پوشش گیاهی در کاربری‌ها

بیشینه	کمینه	آلودگی
پلایا / اراضی شور و کویری	آبخوان / جنگلی غیرمترکم	۴ اردیبهشت (قبل از طوفان)
ارضی شور و کویری / آیش / شوره‌زار و متفرقه	آبخوان / صخره‌ای / جنگلی غیرمترکم	۱۱ اردیبهشت (بعد از طوفان)
پلایا	جنگلی غیرمترکم	۴ اردیبهشت (تناظر پیکسلها با ۹ اردیبهشت، قبل از طوفان)
پلایا	جنگلی غیرمترکم	۹ اردیبهشت (بعد از طوفان)
توان تشعشعی		
آبخوان / جنگلی غیرمترکم / فرودگاه	پلایا / اراضی شور و کویری	۴ اردیبهشت
آبخوان / فرودگاه / جنگلی غیرمترکم	پلایا / اراضی شور و کویری	۱۱ اردیبهشت
جنگلی غیرمترکم / تاسیسات انسانی	پلایا	۴ اردیبهشت (تناظر پیکسلها با ۹ اردیبهشت)
جنگلی غیرمترکم	پلایا	۹ اردیبهشت
دمای سطحی		
تپه‌های ماسه‌ای و اراضی بیابانی	جنگلی غیرمترکم	۴ اردیبهشت
تپه‌های ماسه‌ای و اراضی بیابانی	پلایا / جنگلی غیرمترکم	۱۱ اردیبهشت
تپه‌های ماسه‌ای و اراضی بیابانی	پلایا	۴ اردیبهشت (تناظر پیکسلها با ۹ اردیبهشت)
ارضی بایر با پوشش گیاهی ضعیف	جنگلی غیرمترکم	۹ اردیبهشت
بخار آب		
فرودگاه / شوره‌زار و متفرقه	جنگلی غیرمترکم	۴ اردیبهشت
پلایا / ماندابی	جنگلی غیرمترکم	۱۱ اردیبهشت
پلایا	جنگلی غیرمترکم	۴ اردیبهشت (تناظر پیکسلها با ۹ اردیبهشت)
پلایا	جنگلی غیرمترکم	۹ اردیبهشت
شاخص پوشش گیاهی		
جنگلی غیرمترکم / کشاورزی و آیش	پلایا	۴ اردیبهشت
جنگلی غیرمترکم / کشاورزی و آیش	پلایا	۱۱ اردیبهشت
کشاورزی	پلایا	۴ اردیبهشت (تناظر پیکسلها با ۹ اردیبهشت)
کشاورزی	پلایا	۹ اردیبهشت

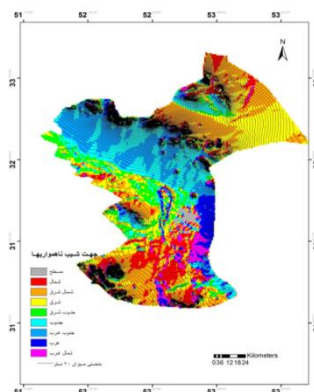
جدول ۳: نتایج آزمون T جفت نمونه‌ای در روزهای قبل و بعد از طوفان در دو گروه آزمون شده

میانگین			گروه ۲ (۴ اردیبهشت قبل از طوفان، ۹ اردیبهشت بعد از طوفان)		گروه ۱ (۴ اردیبهشت قبل از طوفان، ۱۱ اردیبهشت بعد از طوفان)		گروه‌ها
۱۱ اردیبهشت	۹ اردیبهشت	۴ اردیبهشت	مقدار معنا داری (sig)	انحراف معیار	مقدار معنا داری (sig)	انحراف معیار	کمیت ها
۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۱۸	۰	۰/۰۳	۰	۰/۰۵۲	آلودگی سطحی
۰/۹۶۷	۰/۹۶۳	۰/۹۶۸	۰	۰/۰۰۴	۰	۰/۰۴	توان تشعشعی سطحی
۴۴/۱۵	۳۴/۸۲	۳۶/۷۹	۰	۵/۸۵۱	۰	۶/۰۶۸	دمای سطحی
۰/۷۹۴	۰/۷۵۰	۰/۷۱۷	۰	۰/۱۲۷	۰	۰/۱۷	بخار آب
۰/۱۲	۰/۰۸۹	۰/۱۲۶	۰	۰/۱۸۵	۰	۰/۲۱۵	شاخص پوشش گیاهی

با توجه به وقوع طوفان در منطقه‌ای که دارای اقلیم شدیداً خشک تا بیابانی است و به‌منظور شناسایی رخساره‌ها با توان تولید گردوخاک، تغییرات بازتاب‌های تیپ‌های مختلف سطح زمین قبل و بعد از طوفان مورد بررسی قرار گرفت. نقشه‌ی استاندارد اختلاف بازتاب سطحی قبل و بعد از طوفان برای باندهای مرئی که توسط مدل smac، مقادیر بازتاب بالای اتمسفر آن‌ها به بازتابش زمینی تبدیل شده است، در شکل ۷ آمده و مناطقی که دارای بیش‌ترین اختلاف بازتاب در قبل و بعد از طوفان است را نشان می‌دهد. محدوده‌ی تغییرات نمره‌ی معیار باقیمانده^{۳۵} بین ۰/۵- تا ۰/۵+ که در نقشه به رنگ زرد مشخص شده، دارای کم‌ترین تغییرات بوده است که بیش‌تر مبین تیپ دشت‌سر، اراضی مرطوب ماندابی و دلتایی و زمین‌های کشاورزی در منطقه است و به دلیل وجود رطوبت بیش‌تر خاک، توان کم‌تری برای تولید گردوخاک دارند. رطوبت خاک مهم‌ترین عاملی است که در فرسایش بادی اثر دارد؛ زیرا ذرات و دانه‌های مرطوب خاک در اثر نیروی کوهزیون (جاذبه یا چسبندگی ذرات خاک) ناشی از آب بین ذرات تقریباً پایدار هستند (رفاهی، ۱۳۹۱: ۱۷). رخساره‌هایی که دارای ذرات رسوبی ریزدانه و آغشته به نمک بودند، شامل پلایا، کویر (زمین‌های شور و پفی) و تپه‌های شنی بیش‌ترین نمره‌ی معیار باقیمانده و در نتیجه بیش‌ترین تغییرات را داشته‌اند که با رنگ آبی و قرمز روشن در نقشه مشخص شده‌اند. از عوامل مهم در فرسایش خاک توسط باد، ماده‌ی آلی و رطوبت خاک است. خاک‌هایی که میزان رس و ماده‌ی آلی کم‌تری دارند، چسبندگی کم‌تری دارند و وجود ذرات نمک بین خاک‌دانه‌ها نیز چسبندگی را تضعیف می‌کند. خاک‌هایی که فاقد عوامل سیمان‌کننده مثل رس و مواد آلی هستند به‌سادگی توسط باد فرسایش پیدا می‌کنند. کویر، شوره‌زار و پلایا به دلیل کمبود پوشش گیاهی، بادبردگی خاک خشک آغشته به نمک و وجود رسوبات ریزدانه می‌توانند منبعی برای تولید گردوغبار باشند. هم‌چنین بررسی نقشه جهت شیب و توپوگرافی منطقه که در شکل ۸ آمده، نشان می‌دهد غیر از منطقه‌ی پلایا و تپه‌های ماسه‌ای، بیش‌ترین تغییرات بازتابی در حاشیه‌ی ارتفاعات (واحدهای مخروط‌افکنه و دشت‌سرها) در دامنه‌های شرقی، شمال شرقی و شمالی ارتفاعات منطقه بوده و کم‌ترین تغییرات بازتابی در دامنه‌های جنوب غربی، جنوبی و غربی منطقه بوده است. از آن‌جاکه دامنه‌های غربی و جنوبی رطوبت بیش‌تری دریافت می‌کنند و دامنه‌های شرقی و شمال شرقی خشک‌تر هستند؛ لذا امکان برداشت سطحی خاک در این دامنه‌ها به دلیل کمبود رطوبت بیش‌تر است (قابل ذکر است به علت قرار گرفتن رخساره‌های ژئومورفولوژیک موردنظر در محدوده‌ی ابرناکی تصویر روز نهم امکان مقایسه‌ی بازتاب تیپ‌های انتخاب‌شده در این روز نبود).



شکل ۷: نقشه و نمودار نمره معیار اختلاف بازتاب‌ها قبل و بعد از وقوع طوفان در واحدهای مختلف سطح زمین



شکل ۸: نقشه جهت ناهمواری‌ها و خطوط منحنی میزان منطقه

۵- نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد وقوع طوفان در منطقه‌ی خشک و بیابانی پلایای گاوخونی و جنوب شرق اصفهان بر ویژگی‌های اپتیکی و بیوفیزیکی سطح زمین مانند آلودگی سطحی، توان تشعشعی، دمای سطحی و شاخص پوشش گیاهی تأثیرگذار بوده و این تأثیرگذاری با توجه به نوع خاک و رخساره‌ی زمین یا شرایط ژئومورفولوژیکی، متفاوت بوده است. وقوع طوفان، شرایط خشکی خاک و دمای سطحی را افزایش داده و در مدت‌زمان کوتاه بر شاخص پوشش گیاهی نیز تأثیر منفی گذاشته است. شدت این تغییرات بر اساس نوع رخساره‌های زمین و کاربری آن متفاوت بوده و مناطقی که فاقد پوشش گیاهی بوده‌اند مانند پلایا، اراضی کویری و تپه‌های ماسه‌ای بیش‌ترین تغییرات را داشته‌اند. همچنین تغییرات بازتاب رخساره‌های زمین نشان می‌دهد واحد پلایا، تپه‌های ماسه‌ای و برخان‌ها، اراضی شور و کویری بیش‌ترین تغییرات بازتابی را قبل و بعد از وقوع طوفان داشته‌اند و کانون‌هایی برای برداشت سطحی خاک، بادبردگی و تولید گردوغبار به شمار می‌آیند. در دو تحقیق مشابه که در ایران و در دشت سیستان توسط ایرانمنش و همکاران (۱۳۸۴) و گوهری و همکاران (۱۳۹۰) انجام شده است نتایج نشان می‌دهد که سطح پلایای هامون در دوره‌ی خشکی منبعی برای تولید ذرات گردو خاک محلی بوده است. حوضه‌های آبخیز مناطق بیابانی ایران از سه واحد کوهستان، دشت‌سر و پلایا یا چاله‌ی داخلی تشکیل می‌شوند (احمدی، ۱۳۸۷: ۴۸) که به نظر می‌رسد بر اثر خشک‌سالی‌های اخیر، واحد پلایا که قبلاً رطوبت کافی برای جلوگیری از فرسایش بادی داشت اکنون به کانونی محلی برای تولید گردوغبار در داخل ایران تبدیل شده است. بررسی نقشه جهت شیب و توپوگرافی نشان می‌دهد دامنه‌های شرقی و شمال‌شرقی تغییرات بازتابی بیش‌تری نسبت به دامنه‌های غربی و جنوب‌غربی داشته‌اند که احتمالاً به دلیل خشک‌تر بودن خاک در این دامنه‌ها و تسهیل برداشت توسط باد است.

۶- منابع

۱. احمدی، حسن (۱۳۸۷). ژئومورفولوژی کاربردی؛ فرسایش بادی، جلد ۲، چاپ سوم، تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
۲. ایرانمنش، فاضل، عرب خدری، محمود، اکرمی، مجتبی (۱۳۸۴). بررسی مناطق برداشت ذرات گردوغبار و ویژگی‌های انتشار آن‌ها در طوفان‌های منطقه‌ی سیستان با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای، پژوهش و سازندگی، شماره‌ی ۶۷، صص ۳۳-۲۵.
۳. برتینا، هدایت‌الله، صیاد، غلام عباس، متین‌فر، حمیدرضا، حجتی، سعید (۱۳۹۲). بارزسازی توده‌ی گردوغبار بخشی از خاورمیانه بر مبنای داده‌های طیفی سنجنده‌ی مادیس، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۴، صص ۷۳-۸۴.
۴. بهرامی، مهدی، مباشری، محمدرضا، رحیم زادگان، مجید (۱۳۹۳). ارزیابی دقت محصولات گسیل‌مندی سنجنده‌ی MODIS و ASTER با استفاده از اندازه‌گیری‌های میدانی، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۳۷، صص ۲۹-۴۰.

۵. پهلوانی، محمد، مباشری، محمدرضا (۱۳۸۹). تهیه نقشه‌ی گسیل‌مندی سطوح مختلف با استفاده از باندهای حرارتی و داده‌های سینوپتیکی، همایش ملی ژئوماتیک، تهران: سازمان نقشه‌برداری کشور.
۶. جاوری، مجید، صابری‌فر، رستم (۱۳۹۰). روش تحقیق در جغرافیا، چاپ دوم، تهران: دانشگاه پیام نور.
۷. حجازی‌زاده، زهرا، ضیائی‌ان، پرویز، شیرخانی، علیرضا (۱۳۹۲). مقایسه‌ی تخمین دمای سطح با استفاده از داده‌های باند حرارتی سنجنده‌های ماهواره‌ای در غرب استان تهران و قزوین، جغرافیا (فصلنامه‌ی بین‌المللی انجمن جغرافیای ایران)، شماره ۳۸، صص ۳۳-۴۹.
۸. دهقان دهنوی، حسین، زارع آرنانی، محمد، مختاری، محمد حسین، اختصاصی، محمدرضا (۱۳۹۲). استفاده از سنجنش از دور در تفکیک مناطق طوفان گردوغبار و ابر، همایش ملی فرسایش بادی و طوفان‌های گردوغبار، دانشگاه یزد، ایران.
۹. رفاهی، حسینقلی (۱۳۹۱). فرسایش بادی و کنترل آن، چاپ ششم، تهران: دانشگاه تهران.
۱۰. زیمانسکی، مارک والدو، دیتمن، ریچارد (۱۳۷۶). حرارت و ترمودینامیک، ترجمه‌ی حسین توتونچی، تهران: مرکز نشر دانشگاهی.
۱۱. عطایی، شیوا، محمدرزاده، علی، آبکار، علی اکبر (۱۳۹۳). شناسایی گردوغبار با استفاده از روش درخت تصمیم‌گیری از تصاویر سنجنده‌ی مادیس، علوم و فنون نقشه‌برداری، شماره ۴، صص ۱۶۰-۱۵۱.
۱۲. علوی‌پناه، سیدکاسم (۱۳۸۹). کاربرد سنجنش از دور در علوم زمین (علوم خاک)، چاپ سوم، تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
۱۳. کاویانی، عباس، سهرابی، تیمور، دانشکار آراسته، پیمان (۱۳۹۲). تخمین دمای سطح زمین با استفاده از شاخص اختلاف نرمال شده (NDVI) در تصاویر سنجنده‌های MODIS و landsat ETM، هواشناسی کشاورزی، شماره ۱، صص ۲۵-۱۴.
۱۴. گوهری، زهرا، اختصاصی، محمدرضا، مبین، محمدحسین (۱۳۹۰). بررسی رفتار طیفی رخساره‌های ژئومورفولوژی در دو روز طوفانی و غیرطوفانی در دشت سیستان، هفتمین همایش ملی علوم و مهندسی آب‌خیزداری، دانشگاه صنعتی اصفهان، ایران.
۱۵. ملک پور، پیمان، طالعی، محمد، رضایی، یوسف، خوش‌گفتار، مهدی (۱۳۸۹). بررسی درجه حرارت سطح زمین و ارتباط آن با کلاس‌های پوشش کاربری زمین شهری با استفاده از داده‌ی سنجنده ETM+، مطالعه‌ی موردی شهر تهران، همایش ملی ژئوماتیک، تهران، ایران.
16. Friedl, Mark A (2002). Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, Volume 79, pp 344 – 354.
17. Gebreyesus, Michael Gidey (2009). Validation of RS Approaches to Model Surface Characteristics in Hydrology: A Case Study in Guareña Aquifer, Salamanca, Spain. *Validation of RS Approaches to Model Surface Characteristics in Hydrology: A Case Study in Guareña Aquifer, Salamanca, Spain. Geo-Information Science and earth observation. ITC, Netherland.*
18. Ghosh, Tuhin, indrajit, pal (2014). Dust Storm and its Environmental Implications. *Journal of Engineering Computers & Applied Sciences (JECAS)*, Volume 3, pp 30–37.
19. Guangmeng, Guo, Mei, Zhou (2004). Using MODIS Land Surface Temperature to Evaluate Forest Fire Risk of Northeast China. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, Volume 1, pp 98–100.
20. Hanson, Robert (1988). "Evapotranspiration and droughts." Paulson, RW, Chase, EB, Roberts, RS, and Moody, DW, Compilers, National Water Summary, pp 99-104.
21. Indoitu, Robert, Orlovsky, Ln (2012). Dust storms in Central Asia: Spatial and temporal variations. *Journal of Arid Environments*, Volume 85, pp 62–70.
22. Jiang, Jing, Tian, Guangjin (2010). Analysis of the impact of Land use/Land cover change on Land Surface Temperature with Remote Sensing. *Procedia Environmental Sciences*, Volume 2, pp 571–575.
23. Julien, Yves, Sobrino, José A, & Verhoef, Wout Verhoef (2006). Changes in land surface temperatures and NDVI values over Europe between 1982 and 1999. *Remote Sensing of Environment*, Volume 103, pp 43–55.
24. Liang, Shunlin, Shuey, chad, Russ, andrew, Hongliang, Fang, Mingzhen, Chen, charles, Walthall, hunt, Raymond (2002). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. *Remote Sens. Environ.* Volume 84, pp 25–41.

25. Liu, Zhengjia, Quanqin, Shao, Jian, Tao, Wenfeng, Chi (2014). Intra-annual variability of satellite observed surface albedo associated with typical land cover types in China. *Journal of Geographical Sciences*, Volume 25, pp 35–44.
26. Lobell, David, Asner, Gregory (2002). Moisture Effects on Soil Reflectance. *Soil Science Society of America Journal*, Volume 66, pp 722-727.
27. Melesse, Assefa, Frank, Al, Nangia, Vijay, Hanson, Jon (2008). Analysis of energy fluxes and land surface parameters in a grassland ecosystem: a remote sensing perspective. *International Journal of Remote Sensing*, Volume 29, pp 37–41.
28. Mika, Jason, Horváth, Steve, Makra, Laszlo (2001). Impact of documented land use changes on the surface albedo and evapotranspiration in a plain watershed. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, Volume 26, pp 601–606.
29. Momeni, Mehdi, Saradjian, Mohamad Reza (2007). Evaluating NDVI-based emissivities of MODIS bands 31 and 32 using emissivities derived by Day/Night LST algorithm. *Remote Sensing of Environment*, Volume 106, pp 190–198.
30. Prospero, Joseph, Ginoux, Paul, Torres, Omar, Nicholson, Sharon, EGill, Thomas (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, Volume 40, pp 1–31.
31. Rahman, Hafizur, Dedieu, Gérard (1994). SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, Volume 15, pp 123–143.
32. Samadi, Mehdi, Darvishi Bolorani, Ali, Alavipanah, Seyed Kazem, Mohamadi, Hossein, Najafi, Mohamad Saeed (2014). Global dust Detection Index (GDDI); a new remotely sensed methodology for dust storms detection. *Journal of Environmental Health Science & Engineering*, Volume 12, pp 1-14.
33. Sobrino, José, Raissouni, naoufal (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, Volume 21, pp 353–366.
34. Toller, Gary, Isaacman, Alice, Kuyper, James (2006). MODIS Level 1B Product User's Guide (for level 1B Version 5.0.6(Terra) and Version 5.0.7(Aqua).
35. Wang, Kezhi, Liang, Shan (2009). Evaluation of ASTER and MODIS land surface temperature and emissivity products using long-term surface longwave radiation observations at SURFRAD sites. *Remote Sensing of Environment*, Volume 113, pp 1556–1565.
36. Xie, Yong (2004). Detection of Smoke and Dust Aerosols Using Multi-Sensor Satellite Remote Sensing Measurements. nanjing normal university, china.
37. Xiong, Jack, Toller, Gary, Chiang, Vincent, Sun, Junqiang, Esposito, Joe, Barnes, William (2005). MODIS Level 1B Algorithm Theoretical Basis Document MODIS Characterization Support Team Table of Contents.
38. Yao, Yunjun, Nan, Yang, Qiming, Qin, Lin, Zhu (2008). Relating surface albedo and vegetation index with surface dryness using landsat ETM + imagery Institute of Remote Sensing and GIS, Peking University, Beijing, China, pp 312–315.
39. Zimelman, James, Williams, Steven (1996). Wind streaks: geological and botanical effects on surface albedo contrast, Volume 17, pp 167–185.