

تحلیل میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای بند ریگ کاشان با استفاده از شاخص لن کستر

اصغر توکلی فرد،¹ هدی قاسمیه،^{2*} علی اکبر نظری سامانی،³ ناصر مشهدی⁴

¹ کارشناس ارشد بیابان‌زدایی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه کاشان

^{2*} استادیار دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه کاشان

پست الکترونیک نویسنده مسؤل:

h.ghasmieh@kashanu.ac.ir

³ استادیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران

⁴ استادیار مرکز تحقیقات بین‌المللی همزیستی با کویر، دانشگاه تهران

تاریخ پذیرش: 1393/10/15

تاریخ دریافت: 1393/6/10

چکیده

بند ریگ کاشان، یکی از مجموعه‌های پیچیده تپه‌های ماسه‌ای مهم ایران به‌شمار می‌رود. به دلیل وزش بادهای فرساینده، همواره مناطق حاشیه‌ای آن با مشکلات ناشی از انتقال ماسه‌های روان مواجه است؛ لذا در این تحقیق، میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای براساس شاخص لن کستر مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور با استفاده از عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای **Google earth** و نیز بازدیدهای میدانی، نقشه مرفولوژی بند ریگ کاشان تعیین شد. سپس با استفاده از آنالیز داده‌های بادسنجی ایستگاه‌های مجاور آن و تلفیق آن‌ها در محیط **Arc GIS**، نقشه‌های هم‌بارش، هم‌تبخیر و تعرق پتانسیل و درصد سرعت‌های بیشتر از سرعت آستانه فرسایش بادی در ارتفاع 10 متری از سطح زمین، در منطقه تهیه شد و در نهایت، نقشه میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای ترسیم گردید. براساس شاخص لن کستر، سرعت آستانه فرسایش بادی برابر 12 نات در نظر گرفته شد. نتایج نشان داد که در بیشتر مناطق بند ریگ کاشان، تپه‌های ماسه‌ای از نوع «فعال» بوده و تنها بخش کوچکی در شمال و بخشی در جنوب آن، دارای تپه‌های ماسه‌ای «بسیار فعال» است. همچنین در حاشیه غربی آن، فقط نوک تپه‌ها فعال‌اند. تلفیق نقشه‌های مرفولوژی و فعالیت تپه‌های ماسه‌ای در منطقه مورد مطالعه نشان داد که به دلیل مدیریت مناسب تمام تپه‌های ماسه‌ای «کاملاً فعال» به‌جز قسمت کوچکی از تپه‌های عرضی در شمال بند ریگ، تثبیت و غیرفعال شده‌اند. بخش‌های حاشیه آن هم که دارای تپه‌های ماسه‌ای فعال‌اند، تثبیت شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شاخص لن کستر، فعالیت تپه‌های ماسه‌ای، فرسایش بادی، بند ریگ کاشان، ماسه‌های روان.

مقدمه

میدان‌های ماسه‌ای بخش قابل توجهی از محیط زیست کره زمین (نزدیک به 5000000 کیلومتر مربع (لیونینگ استون¹ و همکاران، 2010) را تشکیل می‌دهند که از انواع مختلف تپه‌های ماسه‌ای تشکیل شده‌اند. تشکیل آن‌ها به دلیل تعامل بین رژیم بادی و فرایندهای رسوب‌گذاری است (دانگ² و همکاران، 2013). باد یکی از فرایندهای مسلط در مناطق نیمه‌خشک، خشک و فراهشک است (اختصاصی و عظیم‌زاده، 1383). و نتیجهٔ دینامیک باد، حمل ذرات خاک یا رسوب و ایجاد و تکامل اشکال ناهمواری‌های بیابانی براساس شدت فرسایش یا رسوب‌گذاری است (مشهدی و احمدی، 1389). عوامل مختلفی از قبیل شدت و مدت وزش باد، ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک، توپوگرافی منطقه، وضعیت پوشش گیاهی و... در ایجاد فرسایش بادی و تخریب‌های حاصل از آن دخالت دارند. همهٔ این عوامل در ارتباط با هم بوده و به اتفاق، منجر به افزایش یا کاهش شدت فرسایش بادی در یک منطقه می‌شوند (حسینی و همکاران، 1389). در حقیقت، وزش باد فرایندی است وابسته به زمان، به گونه‌ای که در هر لحظه، سرعت و جهت آن تحت تأثیر سایر پدیده‌های جوی و اقلیمی و توپوگرافی تغییر کرده و وضعیتی متفاوت با لحظهٔ قبل به خود می‌گیرد (صارمی نائینی و همکاران، 1385). به عبارت دیگر، نیروهای باد در طول سال و حتی در طول روز تا حد زیادی تغییر می‌کنند (زوبک³، 1991).

مطالعات اولیه دربارهٔ رسوبات بادی به اواخر 1800 میلادی مربوط می‌شود و بعد از آن، مطالعات بر پایهٔ مسائل اقتصادی، اجتماعی و... ادامه یافت (استوات⁴ و همکاران، 2009). در دهه‌های اخیر، مرفولوژی تپه‌های ماسه‌ای و فرایندهای دینامیک آن‌ها با استفاده از مطالعات میدانی (فرانک و کوسورک⁵، 1996؛ لن‌کستر⁶، 1985 و 1989؛ لن‌کستر و همکاران، 1996؛ مک‌کنا⁷ و همکاران، 1997 و 2000، مولیگان⁸، 1988، ویگز⁹، 1993، ویگز و

همکاران، 1996) و آزمایشات تونل بادی (ایورسن و راسموسن¹⁰، 1994 و 1999) مورد مطالعه قرار گرفته است.

مهم‌ترین ویژگی‌های تپه‌های ماسه‌ای، پویایی و حرکت تپه‌ها است که آن‌ها را به کانون بحران تبدیل کرده و برای مراکز شهری و روستایی، مراکز اقتصادی و... مشکل‌آفرین است (موسوی و همکاران، 1388). حرکت تپه‌های ماسه‌ای تحت تأثیر بسیاری از عوامل محیطی است.

مطالعات حرکت تپه‌های ماسه‌ای، پایه و اساس شناخت فرایندهای بادی و مقادیر انتقال ماسه را فراهم می‌کند. بگنولد (1941)، اولین مطالعات را درخصوص حرکت تپه‌های ماسه‌ای انجام داد. در سال‌های اخیر نیز تحقیقات بسیاری در زمینهٔ شناخت فرایندهای تپه‌های ماسه‌ای صورت پذیرفته که دربرگیرندهٔ مطالعهٔ بادها و حرکت ماسه‌ها در تپه‌های مختلف بوده و پیشرفت‌های مهمی نیز حاصل شده است (احمدی بیرگانی، 1387).

ملکوئی (1353)، مطالعاتی را دربارهٔ چگونگی حرکت تپه‌های ماسه‌ای در منطقهٔ سیستان انجام داد و با استفاده از عکس‌های هوایی سال‌های 1353 و 1345، توسعه تپه‌های ماسه‌ای را تعیین کرد و ارتباط آن را با بادهای غالب منطقه مورد بررسی قرار داد. الدابی و همکاران¹¹ (1998)، با استفاده از تصاویر چندزمانه به بررسی و کنترل تغییرات در تپه‌های ماسه‌ای از نظر شکل و حرکت آن‌ها در شمال غرب کویت پرداخت. در این مطالعه، 4 تصویر TM مربوط به 4 سال مختلف انتخاب و از باندهای 2، 4 و 7 (RGB)، تصاویر ترکیب رنگی کاذب تهیه شد و با آنالیزهایی مانند افزایش کنتراست و فیلتر، تصاویری حاصل شد که از طریق تفسیر چشمی، تهیهٔ نقشهٔ تپه‌ها و روند تغییرات را امکان‌پذیر ساخت.

ماآن¹² (1993) در مطالعهٔ خود در بیابان تاکلیماکان در چین، از تصاویر رنگی کاذب 754 و نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس پانصد هزارم استفاده کرد و ارتفاع، فاصله و سرعت جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای را اندازه‌گیری کرد.

سایرمان¹³ و همکاران (2003)، مطالعاتی را روی دامنهٔ رو به باد بارخان‌های بزرگ در شمال شرقی برزیل انجام دادند و نتیجه گرفتند که تپه‌ها با شکل ثابت حرکت می‌کنند. آن‌ها با استفاده از

1. Livingstone
2. Dong
3. Zobeck
4. Stout
5. Frank & Kocurek
6. Lancaster
7. McKenna
8. Mulligan
9. Wiggs

10. Iversen & Rasmussen

11. Aldabi

12. Ma-An

13. Sauermann

کردند و به این نتیجه رسیدند که فعالیت این تپه‌ها در طول دوره 1960 زیاد بوده، ولی از اواسط 1980 تا اواخر 1990 کاهش پیدا کرده است.

فرایند پویای فرسایش بادی مانع از تثبیت همیشگی این نوع رسوبات بوده و بسته به وضع پوشش گیاهی و مدیریت کنترلی، تحرک و جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای امری طبیعی تلقی می‌شود. با توجه به آثار نامطلوب فعالیت تپه‌های ماسه‌ای بر زیرساخت‌های توسعه‌ای در مناطق بیابانی و نیز ضرورت صرفه‌جویی در وقت و هزینه عملیات تثبیت ماسه، اقتضا می‌کند که بخش‌های فعال ماسه‌زارهای مناطق بیابانی شناسایی و از بخش‌های غیرفعال تفکیک شود (کاشکی و همکاران، 1389). بدین منظور، در این تحقیق تلاش می‌شود با بررسی رژیم بادی منطقه و نیز شرایط اقلیمی، میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای براساس شاخص لن‌کستر تعیین شود.

مواد و روش‌ها

این مطالعه در دشت ریگ بلند کاشان که یکی از مجموعه‌های پیچیده تپه‌های ماسه‌ای مهم ایران به‌شمار می‌رود، انجام شده است. این مجموعه ماسه‌ای درست مجاور دریاچه نمک و داخل حوضه مسیله قرار گرفته و دارای قوس‌های هلالی شکل است که تحدب آن به‌سمت غرب است. طول تحدب خارجی آن با احتساب پیش‌تپه‌های ماسه‌ای شمال‌غربی، حدود 115 کیلومتر و طول قوس داخلی آن، حدود 60 کیلومتر است که شهر کاشان در غرب آن واقع شده است. این رشته از امتداد قوس جنوبی به مجموعه ماسه‌ای اردستان واقع در شرق اردستان می‌پیوندد و تا شمال ناین به‌صورت رشته باریکی به عرض متوسط حدود 6 تا 8 کیلومتر و طول بیش از 240 کیلومتر امتداد می‌یابد، با این تفاوت که به‌سمت جنوب شرق و مشرق، انسجام و پیوستگی خود را از دست می‌دهد. بند ریگ کاشان در مختصات جغرافیایی $33^{\circ} 45'$ تا $34^{\circ} 15'$ عرض شمالی و $51^{\circ} 30'$ تا $51^{\circ} 45'$ طول شرقی قرار گرفته است (یمانی، 1379). در شکل 1، تصویر ماهواره‌ای LandsatTM سال 1998 نشان داده شده است.

داده‌ها و محاسبه‌هایشان سرعت حرکت تپه‌ها را پیش‌بینی کردند. لن‌کستر (1998) به‌منظور تعیین فعالیت تپه‌های ماسه‌ای، با در نظر گرفتن 3 عامل محیطی، رابطه (1) را ارائه کرد (احمدی بیرگانی، 1387).

$$M=W/(P/PE)=(W \times PE)/P \quad (1)$$

در این رابطه، هر یک از پارامترها عبارت‌اند از:

M: میزان فعالیت رسوبات بادی مانند تپه‌های ماسه‌ای

W: درصد فراوانی بادهای با سرعت بیش از سرعت آستانه

فرسایش برحسب m/s در ارتفاع 10 متری از سطح زمین

P: میانگین بارندگی سالانه برحسب میلی‌متر بر سال.

PE: تبخیر و تعرق پتانسیل سالانه برحسب میلی‌متر بر سال.

در این روش، با توجه به مقادیر محاسب شده در رابطه (1)،

شاخص حرکت تپه‌های ماسه‌ای (M) محاسبه و با توجه به جدول 1، میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای تعیین می‌شود.

جدول (1): مقادیر شاخص حرکت ماسه‌ای لن‌کستر (M)

مقدار عددی شاخص حرکت ماسه	میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای
M کمتر از 50	غیر فعال
50 < M < 100	فعال فقط در نوک تپه
100 < M < 200	فعال
200 < M	کاملاً فعال

از این شاخص برای اولین بار در بیابان کالاهاری استفاده شد و بعدها به‌منظور مطالعه تپه‌های جنوب آفریقا و آمریکا کالیبره شد (لن‌کستر و هلم¹، 2000).

توماس² و همکاران (2005)، در مطالعه خود در منطقه کالاهاری با استفاده از این شاخص (رابطه 1) و آنالیز داده‌های GCM³ به این نتیجه رسید که به احتمال زیاد، تپه‌های موجود در این منطقه در پایان قرن حاضر، دوباره فعال خواهند شد. پیش‌بینی آن‌ها براساس تغییر شاخص (M) بود (اشکنازی⁴ و همکاران، 2012).

همچنین وانگ⁵ و همکاران (2004) با استفاده از شاخص لن‌کستر، فعالیت تپه‌های ماسه‌ای واقع در تاکلیماکان را بررسی

1. Lancaster & Helm
2. Thomas
3. General Circulation Model
4. Ashkenazy
5. Wang

به ترتیب از نتایج تحقیق زارع ایبانه و همکاران (1389) و سازمان جنگل‌ها و مراتع کل کشور تهیه شد.

3. تعیین میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای در منطقه مورد مطالعه.

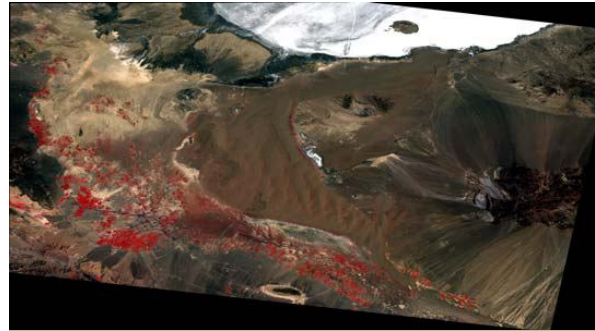
جدول (2): موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه و فاصله آن‌ها از بند ریگ کاشان

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	فاصله از بند ریگ کاشان (Km)
کاشان	51° 27' E	33° 59' N	15
اردستان	52° 23' E	33° 23' N	60
قم	50° 51' E	34° 42' N	77

نتایج

با توجه به روش کار مطرح شده در بخش مواد و روش‌ها، نقشه مرفولوژی منطقه مورد مطالعه تهیه شد که در شکل 2 نشان داده شده است. با توجه به این شکل، نتیجه گرفته می‌شود که انواع تپه‌های ماسه‌ای موجود در منطقه مورد مطالعه عبارت‌اند از: تپه‌های تثبیت شده، تپه‌های عرضی، تپه‌های مرکب، تپه‌های طولی، خوشه سیلک و بوکلیه بارخان.

بازدیدهای صحرایی و استفاده از تصاویر ماهواره‌ای Google Earth نشان داد که تپه‌های تثبیت شده در حاشیه بند ریگ، تپه‌های خطی در جنوب آن و تپه‌های عرضی در بخش شمال شرق (نزدیک دریاچه نمک) قرار گرفته‌اند. بنابراین، به طور کلی، می‌توان نتیجه گرفت که تپه‌های ماسه‌ای موجود در شمال، مرکز و جنوب بند ریگ کاشان به ترتیب عبارت‌اند از: تپه‌های عرضی، تپه‌های مرکب و تپه‌های خطی. در بخش کوچکی در جنوب نیز (اطراف ابوزیدآباد)، بوکلیه بارخان مشاهده شد که در حال گسترش و تشکیل تپه‌های بارخانی است.



شکل (1): بند ریگ بلند کاشان

مراحل انجام این تحقیق به شرح زیر است:

1. تهیه نقشه مرفولوژی منطقه مورد مطالعه با استفاده از عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای Google earth و نیز بازدیدهای میدانی.

2. تعیین عوامل اقلیمی لازم (PE, P, W) در رابطه (1).

شایان ذکر است که شاخص لن کستر (1988) در مقیاس محدود، کارایی خود را نشان می‌دهد. بنابراین، باید داده‌های مربوط به همان محدوده را در فرمول شاخص قرار داد و نمی‌توان داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های مجاور منطقه مورد مطالعه را در فرمول قرار داد (احمدی بیرگانی، 1387).

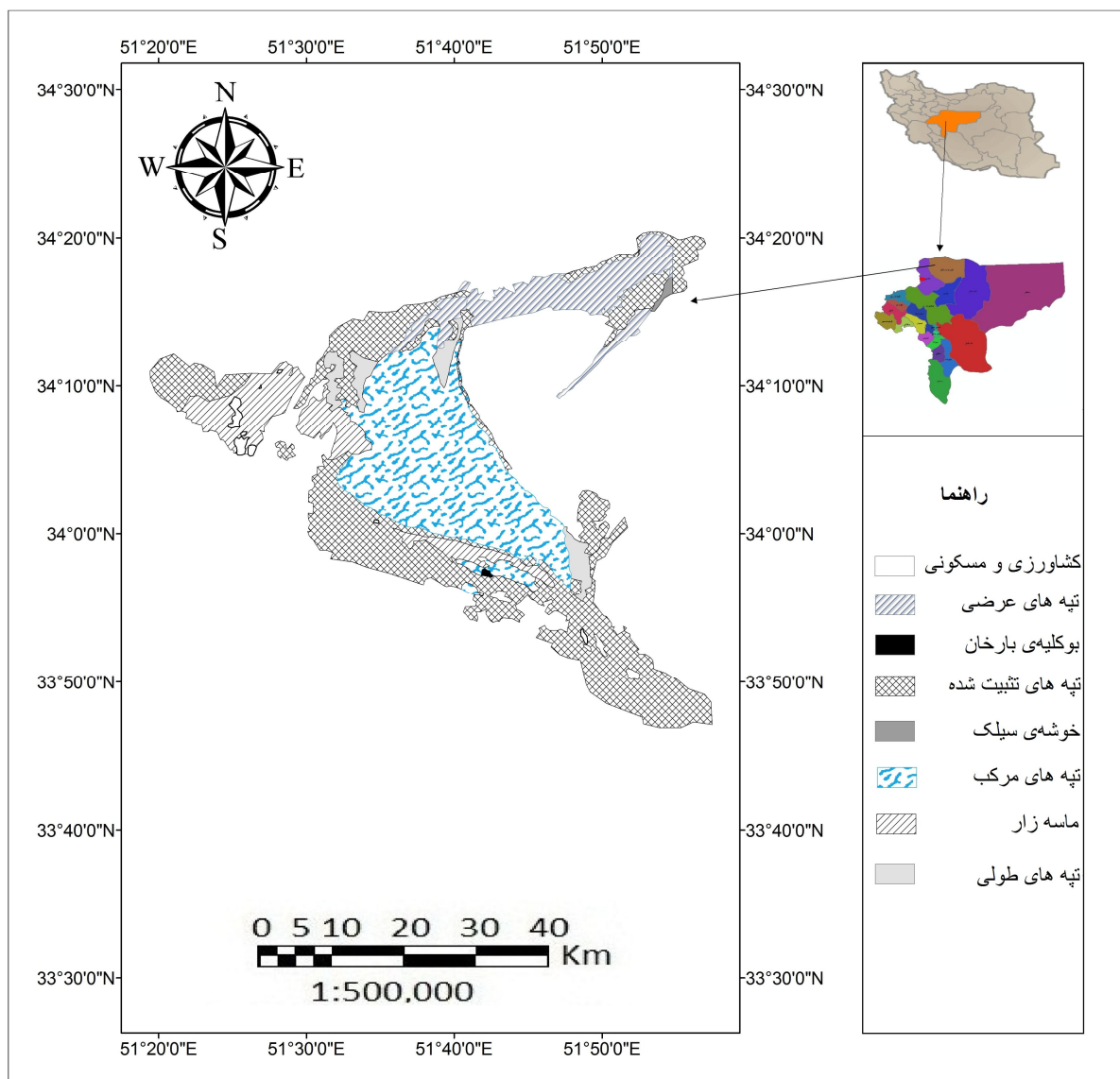
بنابراین، به دلیل فقدان آمارهای هواشناسی در منطقه مورد مطالعه، نقش درصد فراوانی بادهای با سرعت بیش از سرعت آستانه فرسایش بادی در ارتفاع 10 متری از سطح زمین (W) در محدوده مورد مطالعه به صورت زیر ترسیم شد.

ابتدا با در نظر گرفتن سرعت آستانه فرسایش بادی، گل توفان‌های نزدیک‌ترین ایستگاه‌های مجاور بند ریگ (کاشان، اردستان و قم) با استفاده از نرم‌افزار WRPlot ترسیم شد. سپس با توجه به اطلاعات به دست آمده، درون‌یابی داده‌ها به روش کریجینگ¹ و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS صورت پذیرفت و نقشه مورد نظر تهیه شد.

(گفتنی است که براساس روش لن کستر، سرعت آستانه فرسایش بادی برابر 12 نات در نظر گرفته شد (تسوار²، 2004).

در جدول 2، مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده شده نشان داده شده است. همچنین به منظور تعیین میزان بارندگی (P) و تبخیر و تعرق پتانسیل سالیانه (PE)، از نقشه‌های هم‌پتانسیل بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل سالیانه ایران استفاده شد که

1. Kriging
2. Tsoar



شکل (2): نقشهٔ مورفولوژی بند ریگ کاشان

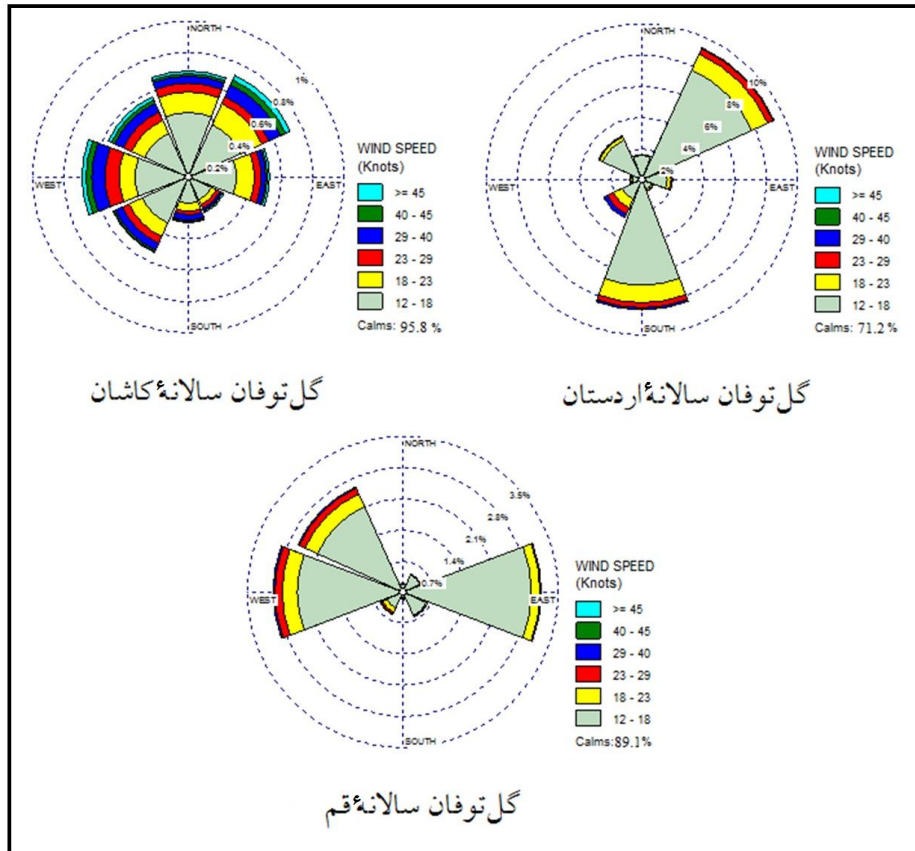
متری از سطح زمین در ایستگاه‌های کاشان و اردستان و قم به ترتیب برابر 4/2%، 28/2% و 10/9% است. در جدول 3، درصد فراوانی این بادها در ایستگاه‌های مورد مطالعه، در شکل 4، نقشهٔ میان‌یابی درصد سرعت‌های بیشتر از سرعت آستانهٔ فرسایش بادی، در شکل 5، نقشهٔ خطوط هم‌بارش و هم‌پتانسیل تبخیر و تعرق و در شکل 6، نقشهٔ میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای در بند ریگ کاشان نشان داده شده است.

به منظور تعیین درصد فراوانی بادهای با سرعت بیش از سرعت آستانه فرسایش بادی در ارتفاع 10 متری از سطح زمین، با استفاده از نرم‌افزار WRPlot و با در نظر گرفتن سرعت آستانه فرسایش بادی 12 نات، گل توفان‌های سالانه ایستگاه‌های مجاور بند ریگ کاشان ترسیم گردید که در شکل 3، نشان داده شده است.

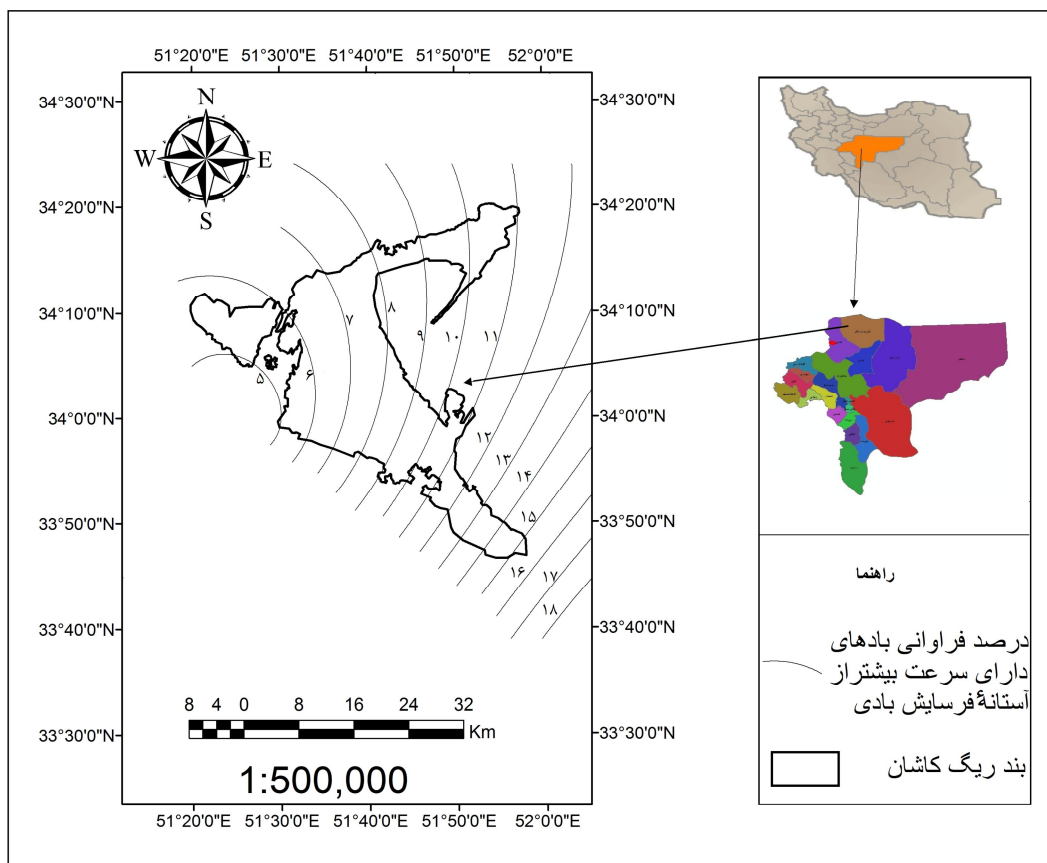
با توجه به شکل 3، نتیجه گرفته می‌شود که فراوانی بادهای با سرعت بیشتر از سرعت آستانه فرسایش بادی در ارتفاع 10

جدول (3): درصد فراوانی بادهای با سرعت بیشتر از سرعت آستانه فرسایش بادی در ارتفاع 10 متری از سطح زمین

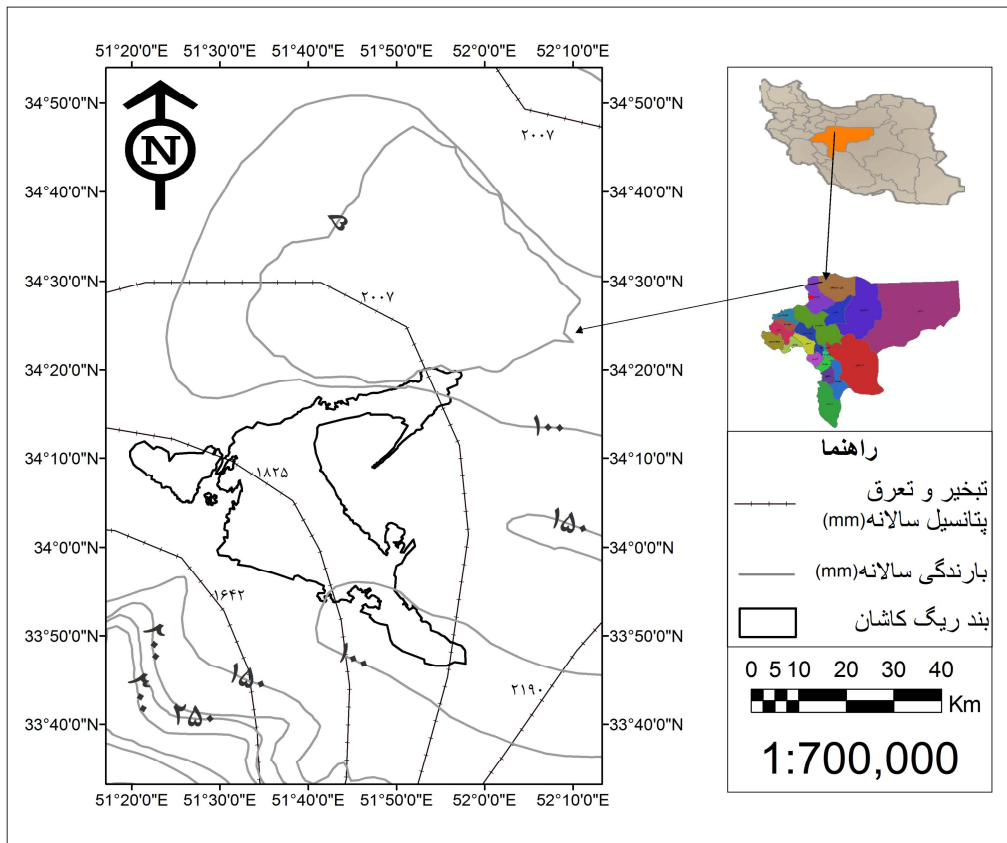
ایستگاه	بادهای غیر فرساینده (%)	بادهای فرساینده (%)
کاشان	95/8	4/2
اردستان	71/2	28/2
قم	89/1	10/9



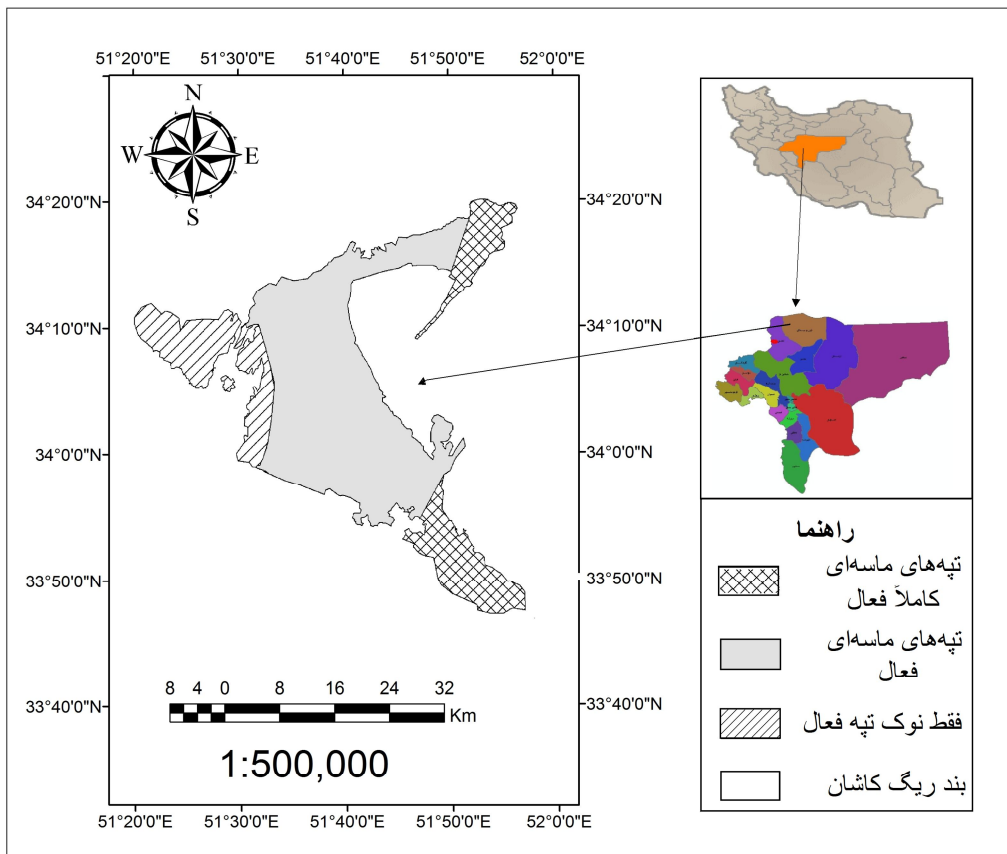
شکل (3): گل توفان سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک مجاور بند ریگ کاشان



شکل (4): نقشه میان‌یابی درصد سرعت‌های بالاتر از سرعت آستانه فرسایش بادی



شکل (5): نقشه خطوط هم‌بارش و هم‌تبخیر و تعرق پتانسیل سالانه



شکل (6): نقشه میزان فعالیت بند ریگ کاشان

میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای مختلف با یکدیگر متفاوت است؛ یعنی با توجه به مرفولوژی تپه ماسه‌ای، میزان فعالیت آن تفاوت می‌کند؛ برای مثال، بوکلیه بارخان و بارخان‌های منفرد از جمله تپه‌های بسیار فعال‌اند. به منظور تطبیق نتایج به دست آمده از شکل 6 با مرفولوژی ارگ، با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS، نقشه‌های میزان فعالیت تپه‌ها و مرفولوژی بند ریگ روی هم تطبیق داده شد که در شکل 7 نشان داده شده است. با توجه به شکل 7، مشاهده می‌شود که تپه‌های بوکلیه بارخان (جنوب بند ریگ)، در گروه تپه‌های فعال قرار گرفته‌اند. همچنین در بازدیدهای میدانی از منطقه مورد مطالعه، مشاهده شد که در قسمت‌های شمالی بند ریگ بارخان‌های منفرد وجود دارد (به دلیل وسعت کم در نقشه مرفولوژی نشان داده نشده است). این تپه‌ها نیز در گروه تپه‌های فعال قرار گرفته‌اند که با توجه به فعالیت بالای این نوع تپه‌ها انتظار می‌رفت جزء تپه‌های بسیار فعال قرار گیرند. با توجه به آنچه بیان شد، نتیجه گرفته می‌شود که مدل به کار گرفته شده در این تحقیق، به طور کامل با فعالیت تپه‌های منطقه مورد مطالعه تطابق ندارد. البته ذکر این نکته ضروری است که به دلیل فقدان ایستگاه هواشناسی در داخل بند ریگ، درصد سرعت‌های بیشتر از سرعت آستانه فرسایش بادی به روش میان‌یابی، از نزدیک‌ترین ایستگاه‌های مجاور به دست آمد. این موضوع می‌تواند عاملی برای عدم تطابق کامل مدل به کار گرفته شده در این تحقیق باشد.

احمدی بیرگانی (1387)، در مطالعه خود در رابطه با تعیین میزان فعالیت یک تپه بارخان در شمال بند ریگ کاشان، براساس روش لن‌کستر به این نتیجه رسید که این تپه کاملاً فعال است. همچنین گزارش نمود که شاخص لن‌کستر در مورد تعیین میزان حرکت و جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در بند ریگ کاشان، شاخصی کارآمد است و قابلیت بالایی را در این منطقه نشان می‌دهد. دلیل عدم انطباق نتایج به دست آمده از این دو تحقیق، به روش تعیین عوامل اقلیمی، به‌ویژه میزان تبخیر و تعرق پتانسیل سالانه برمی‌گردد. در این تحقیق، به منظور تعیین تبخیر و تعرق پتانسیل سالانه از نتایج تحقیق ایبانه و همکاران (1389) استفاده شد. همچنین پارامترهای اقلیمی لازم، به روش درونیابی تعیین شدند.

با توجه به شکل 6، نتیجه گرفته می‌شود که در بیشتر مناطق بند ریگ کاشان، تپه‌های ماسه‌ای از نوع «فعال» بوده و تنها بخش کوچکی در شمال شرق و بخشی در جنوب آن دارای تپه‌های ماسه‌ای «بسیار فعال» هستند. همچنین، فعالیت تپه‌ها در حاشیه غربی کمتر است، به طوری که فقط نوک تپه‌ها فعال‌اند.

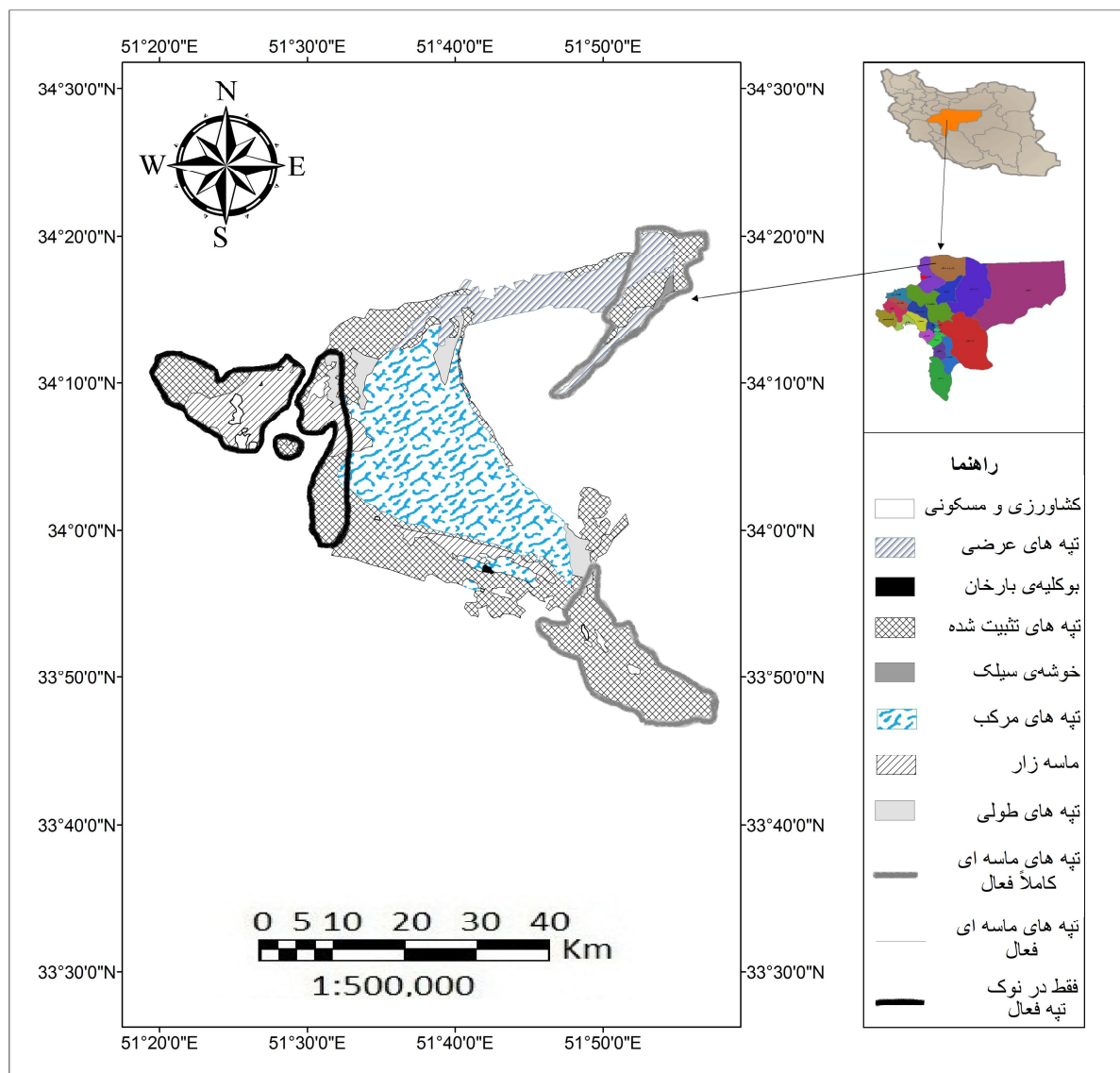
بحث و نتیجه‌گیری

همواره در مناطق خشک و نیمه‌خشک فعالیت تپه‌های ماسه‌ای مشکلات فراوانی را برای مردم محلی ایجاد کرده است. بنابراین، به منظور کاهش خسارات ناشی از آن، شناسایی تپه‌های ماسه‌ای فعال و تثبیت آن‌ها امری ضروری است. در این تحقیق، تلاش شد با در نظر گرفتن شرایط آب‌وهوایی و رژیم بادی بند ریگ کاشان، میزان فعالیت بالقوه تپه‌های ماسه‌ای تعیین و مناطق فعال از غیرفعال تفکیک شود. نتایج این تحقیق نشان داد که در منطقه مورد مطالعه، بیشتر اشکال ماسه‌ای از نوع فعال‌اند.

مطالعات توکلی فرد (1391) نشان داد که رژیم بادی کاشان و اردستان هم‌خوانی بیشتری با مرفولوژی بند ریگ دارند. در واقع، رژیم بادی در این ایستگاه‌ها تا حدود بسیار زیادی شبیه رژیم بادی منطقه مورد مطالعه‌اند. با توجه به جهت بادهای فرساینده در ایستگاه‌های کاشان و اردستان (شکل 3)، مشاهده می‌شود که جهت غالب بادهای فرساینده در کاشان شمال شرق و غرب بوده و بادهای شمالی در درجه بعدی اهمیت قرار دارند. همچنین در ایستگاه اردستان، جهت باد غالب فرساینده شمال شرق است (توکلی فرد، 1391).

بنابراین با توجه به اینکه بیشترین قسمت بند ریگ را تپه‌های فعال تشکیل داده و نیز با توجه به جهت بادهای فرساینده و فاصله کم مناطق حاشیه‌ای از قبیل ابوزیدآباد، آران و بیدگل و کاشان، نتیجه گرفته می‌شود که این مناطق به میزان بسیار زیادی، در معرض انتقال ماسه‌های روان قرار دارند.

به‌طور کلی، با تلفیق نتایج به دست آمده از این مدل (شکل 6) و رژیم بادی منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که اراضی حاشیه‌ای واقع در نیمه غربی بند ریگ نسبت به نیمه شرقی آن بیشتر تحت تأثیر فعالیت تپه‌های ماسه‌ای قرار دارند.



شکل (7): نقشه میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای مختلف

بخش‌های حاشیه‌ای که دارای تپه‌های ماسه‌ای فعال‌اند، تثبیت و غیرفعال شده‌اند. بنابراین، مناطقی مانند کاشان، آران و بیدگل، ابوزیدآباد و... که در حاشیه بند ریگ قرار دارند، کمتر با مشکلات ناشی از فرسایش بادی و انتقال تپه‌های ماسه‌ای «فعال» و «کاملاً فعال» مواجه خواهند بود.

همان‌طور که بیان شد، تثبیت تپه‌های ماسه‌ای امری ضروری برای کاهش خسارات ناشی از فعالیت تپه‌های ماسه‌ای است. با توجه به شکل 7 می‌توان بیان کرد به دلیل اقدامات مدیریتی مناسب و تثبیت تپه‌های ماسه‌ای، به جز قسمت کوچکی از تپه‌های طولی در جنوب بند ریگ و تپه‌های عرضی در شمال آن، سایر تپه‌های ماسه‌ای «کاملاً فعال»، به صورت تثبیت شده و غیرفعال‌اند. همچنین،

مراجع

1. ایبانه، حمیدرضا، بیات ورکشی، مریم، سبزی پرور، علی اکبر، معروفی، صفر و قاسمی، عادل، 1389. ارزیابی روش های مختلف برآورد تبخیر تعرق گیاه مرجع و پهنه بندی آن در ایران، مجله پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره 74، ص 95-110.
2. احمدی بیرگانی، حسام، 1387. شبیه سازی حرکت تپه ماسه ای به کمک روش های تجربی و عددی (مطالعه موردی: ارگ ریگ بلند کاشان)، پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی منابع طبیعی - بیابان زدایی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، 91ص.
3. اختصاصی، محمدرضا و عظیم زاده، حمیدرضا، 1383. بررسی تأثیر ویژگی های فیزیکی و شیمیایی خاک در سرعت آستانه فرسایش بادی، مجله منابع طبیعی ایران، دوره 57، شماره 2 سال 1. ص 225-234.
4. توکلی فرد، اصغر، 1391. بررسی مرفولوژی تپه های ماسه ای و ارتباط آن با رژیم بادی (مطالعه موردی: ارگ کاشان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه کاشان، 106ص.
5. حسینی، سید محمود، اختصاصی، محمدرضا، شهریاری، علیرضا و شفیعی، حامد، 1389. بررسی وضعیت بالفعل و بالقوه بیابان زایی با تأکید بر معیار فرسایش بادی به روش MICD1 (بررسی موردی: منطقه نیاتک سیستان)، فصلنامه مرتع و آبخیزداری، دوره 63، شماره 2، ص 165-181.
6. صارمی نایینی، محمدعلی، احمدی، حسن، خلیلی، علی و اختصاصی، محمدرضا، 1385. تحلیل مقایسه ای بر توزیع مکانی گل باد، گل طوفان و گل ماسه در مطالعات فرسایش بادی با استفاده از تکنیک GIS (مطالعه موردی: دشت یزد-اردکان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران.
7. کاشکی، محمد تقی، عباسی، حمیدرضا و محمدی، محمد. 1389. تشخیص اشکال و میزان فعالیت تپه های ماسه ای در سطح خراسان بزرگ، دومین همایش ملی فرسایش بادی، یزد،
- انجمن علمی مدیریت و کنترل مناطق بیابانی ایران. 8 ص.
8. مشهدی، ناصر و احمدی، حسن، 1389. تعیین منابع ماسه براساس دانه بندی خاک یا رسوب سطحی (توان رسوب زایی). فصل نامه علمی-پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران، سال 17، شماره 4، ص 499-517.
9. ملکوتی، محمدجعفر، 1353. بررسی چگونگی حرکت تپه های شنی در استان سیستان و بلوچستان با بهره گیری از عکس های هوایی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده خاکشناسی، دانشگاه تهران، 49ص.
10. موسوی، سید حجت، ولی، عباسعلی و معیری، مسعود، 1388. تأثیر مؤلفه های مورفومتری برخان بر میزان جابه جایی آن (مطالعه موردی: ریگ چاه جام)، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال 21، شماره پیاپی 38، شماره 2، ص 101-118.
11. یمانی، مجتبی، 1379. ارتباط قطر ذرات ماسه و فراوانی سرعت های آستانه باد در منطقه بند ریگ کاشان، مجله پژوهش های جغرافیایی، شماره 38، ص 115-132.
12. Al-Dabi, H., Maghali, EI-Baz, F., Al-Sarawi, M., 1998. Mapping and monitoring sand dune patterns northwest Kuwait using Landsat Tm image, In: Sustainable development in arid zones (eds Omar, S.A.S. Misak, R. & Sattelite Al-Ajami, D.), Vol Balkema, pp. 273-281.
13. Ashkenazy, Y., Yizhaq, H., Tsoar, H., 2012. Sand dune mobility under climate change in the Kalahari and Australian deserts. Climate Change. 112: 901-923.
14. Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen & CD. LTD. London. p 265.
15. Dong, Z., Qian, G., Lv, P., HU, G., 2013. Investigation of the sand sea with the tallest dunes on Earth: China's Badain Jaran Sand Sea. Earth-Science Reviews. 120: 20-39.

16. Frank, A.J., Kocurek, G., 1996. Airflow up the stoss slope of sand dunes: limitations of current understanding. *Geomorphology*. 17: 47–54.
17. Iversen, J.D., Rasmussen, K.R., 1994. The effect of surface slope on saltation threshold. *Sedimentology*. 41: 721–728.
18. Iversen, J.D., Rasmussen, K.R., 1999. The effect of wind speed and bed slope on sand transport. *Sedimentology*. 46: 723–731.
19. Lancaster, N., 1985. Variations in wind velocity and sand transport on the windward flanks of desert sand dunes. *Sedimentology*. 32: 581–593.
20. Lancaster, N., 1989. The dynamics of star dunes: an example from the Gran Desierto, Mexico. *Sedimentology*. 36: 273–289.
21. Lancaster, N., Nickling, W.G., McKenna Neuman, C.K., Wyatt, V.E., 1996. Sediment flux and airflow on the stoss slope of a barchan dune. *Geomorphology*. 17: 55–62.
22. Lancaster, N., Helm, K., 2000. A test of a climatic index of dune mobility using measurements from the southwestern United States. *Earth Surf Proc Landf*. 25: 197–207.
23. Livingstone, I., Bristow, C., Bryant, R.G., Bullard, J., White, K., Wiggs, G.F.S., Baas, A.C.W., Bateman, M.D., Thomas, D.S.G., 2010. The Namib Sand Sea Digital Database of aeolian dunes and key forcing variables. *Aeolian Research*. 2: 93–104.
24. Ma, A.N., 1993. A wind erosion study by using the landsat images on Taklimakan desert, *Chinese Journal of Arid Land Resources*, VOL. 6(4) pp. 301-307.
25. McKenna Neuman, C., Lancaster, N., Nickling, W.G., 1997. Relations between dune morphology, air flow, and sediment flux on reversing dunes, Silver Peak, Nevada. *Sedimentology*. 44: 1103–1114.
26. McKenna Neuman, C., Lancaster, N., Nickling, W.G., 2000. The effect of unsteady winds on sediment transport on the stoss slope of a transverse dune, Silver Peak, NV, USA. *Sedimentology*. 47: 211–226.
27. Mulligan, K.R., 1988. Velocity profiles on the windward slope of a transverse dune. *Earth Surface Processes and Landforms*. 13: 573–582.
28. Sauermann, G., Andrade, J.S., Maia, L.P., Costa, U.M.S., Araujo, A.D., Herrmann, H.J., 2003. Wind velocity and sand transport on a barchan dune. *Geomorphology*. 54: 245 – 255.
29. Stout, J.E., Warren, A., Gill, T.E., 2009. Publication trends in aeolian research: an analysis of the Bibliography of Aeolian Research. *Geomorphology*. 105: 6–17.
30. Thomas, D.S.G., Knight, M., Wiggs, G.F.S., 2005. Remobilization of southern African desert dune systems by twenty-first century global warming. *Nature*. 435:1218-1221.
31. Tsoar, H., 2004. Sand dunes mobility and stability in relation to climate, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, VOL 357 (1) pp. 50-56.
32. Wang, X., Dong, Z., Liu, L., Qu, J., 2004. Sand sea activity and interactions with climatic parameters in the Taklimakan Sand Sea, China. *Journal of Arid Environments*. 57: 85–98.
33. Wiggs, G.F.S., 1993. Desert dune dynamics and the evaluation of shear velocity: An integrated approach; In: Pye, K. (Ed.), *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 37–46.
34. Wiggs, G.F.S., Livingstone, I., Warren, A., 1996. The role of streamline curvature in sand dune dynamics: evidence from field and wind tunnel measurements. *Geomorphology*. 17: 29–46.

35. Zobeck, T.M., 1991. Soil properties affecting conservation, VOL 46 (2) pp. 112-118.
wind erosion; Journal of Soil and water