پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، شماره‌ی ۲، پاییز ۱۳۹۱
صص. ۱۴۴-۱۲۷

شناسایی اشکال فرسایش بادی دشت رفسنجان

احمد عبّاس‌نژاد * ـ دانشیار دانشگاه شهید باهنر، گروه زمین‌شناسی، کرمان
سمیّه ذهاب ناظوری ـ دانشجوی دکترای جغرافیای طبیعی، ژئومورفولوژی، دانشکده‌ی جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۰۶/۱۲ تأیید نهایی: ۱۳۹۱/۰۳/۱۱

چکیده

بدیهی است میزان فرسایش بادی و حجم نقل و انتقال مواد به ویژگی‌های سرعت، جهت و فراوانی باد و از سویی به ویژگی‌های سطح زمین و مواد رسوبی وابسته است. هدف این پژوهش، شناسایی اشکال فرسایش بادی و عوامل مؤثر در شکل‌گیری آنها در دشت رفسنجان است. با استفاده از تفسیر عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ منطقه و همچنین مشاهدات صحرایی، عوارض بادی دشت رفسنجان شناسایی و واحدهای ژئومورفولوژی بادی آن تفکیک شده‌اند. این واحدها شامل سنگفرش بیابان، یاردانگ‌ها، زیبرها، پهنه‌ی ماسه‌ای، بارخان‌ها، سیف ـ بارخان‌ها، سیف‌ها و تلماسه‌های خطّی گیاهی، نبکاها و تلماسه‌های پشته‌ای، گنبدهای ماسه‌ای، پارابولیک‌ها و پارابولیک ـ سیف‌ها هستند. همچنین این مطالعه نشان داد که در تشکیل تلماسه‌های بادی این منطقه، عواملی چون، تغییر جهت وزش باد، توپوگرافی، پوشش گیاهی، اندازه‌ی ذرّات ماسه و مقدار ماسه‌ی موجود در هر محل نقش داشته‌اند. یاردانگ‌ها در محدوده‌ای از سطح پلایای دشت رفسنجان که توسّط گسل فعّال دشت رفسنجان بالا رانده شده، به‌دلیل فرسایش دیفرانسیل این محدوده توسّط ماسه‌های عبوری، ایجاد شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: رفسنجان، ژئومورفولوژی، اشکال بادی، عکس هوایی، مشاهدات میدانی.

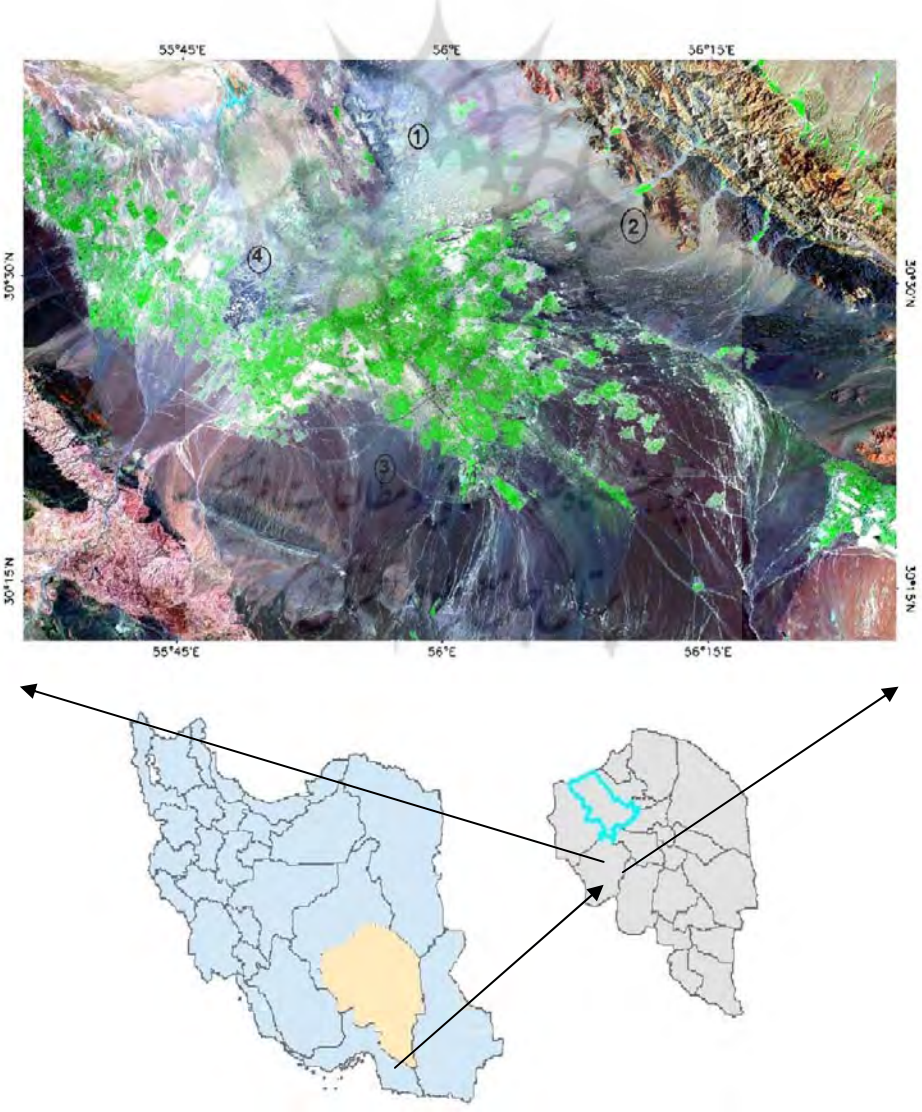
مقدمه

در کل فرسایش بادی از غالب‌ترین نوع فرسایش در مناطق خشک به‌شمار می‌رود. حاکمیّت شرایط خشک اقلیمی و از سویی همواری نسبی توپوگرافی در مناطق مرکزی ایران، موجب شده است که به‌طور گسترده‌ای تحت تأثیر رُفت‌وروب بادی قرار گیرد (رفاهی، ۱۳۸۰: ۶-۴). باد یک عامل مهم گسترش بیابان‌ها و بیابان‌زایی است. مطالعه‌ی عوارض بادی

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۳۱۴۱۵۳۲۰ E-mail: abbasnejad35@yahoo.com

یک منطقه، اطلاعات با ارزشی در مورد منشأ ماسه، جهت و میزان حرکت ماسه و مناطق مورد تهدید در اختیار ما می‌گذارد. در همان سان، مطالعه‌ی آنها می‌تواند از دیدگاه علمی با ارزش باشد.

دشت رفسنجان که در جنوب خاوری ایران مرکزی، در محدوده‌ای با عرض جغرافیایی ۴۵́ ۳۰° تا ۵۰́ ۳۰° شمالی و طول جغرافیایی ۴۵́ ۵۵° تا ۲۴́ ۵۶° شرقی واقع شده است (شکل شماره‌ی ۱)، چاله‌ای است تکتونیکی با راستای شمال‌غربی ـ جنوب‌شرقی و وسعت حدود ۴۰۰۰ کیلومترمربّع. در اثر فرسایش کوهستان‌های سرچشمه (در جنوب) و داوران (در شمال) و ورود رسوبات همراه سیلاب‌ها به این دشت، در شمال و جنوب آن مخروط‌افکنه‌ها شکل گرفته‌اند. در میانه‌ی دشت، در اثر رسوب‌گذاری ذرّات ریز رس، پلایا (کفه) به‌وجود آمده است. عوارض بادی در سطح پلایا و مخروط‌افکنه‌ها که بادهای دشت را به‌وجود می‌آورند، به چشم می‌خورند. دمای متوسّط سالانه‌ی دشت رفسنجان حدود ۱۸ درجه سانتی‌گراد و میانگین بارش سالانه‌ی آن ۱۰۰–۹۰ میلی‌متر است (سازمان هواشناسی، ۱۹۵۰–۲۰۰۵). بنابراین آب و هوای خشکی دارد و بادهای غالب آن از جنوب‌غرب به سمت شمال‌شرق می‌وزند.



شکل ۱. موقعیّت نقاط نمونه‌برداری در دشت رفسنجان

عبّاس نژاد (۱۳۷۲، ۱۳۷۵) مورفوژنز و اشکال بادی دشت رفسنجان را مورد مطالعه قرار داده است. همچنین معماریان و دیگران (۱۳۸۴) منشأ رسوبات بادی منطقه‌ی رفسنجان را با روش گام‌به‌گام بررسی کردند و نُه واحد: بارخان، بارخانوئید، بوکلیه بارخانی، تپّه‌های صعودی، سیف، سیلک، بارخان نامتقارن، زیبار و اراضی منشأ رسوبات منطقه را در منطقه تفکیک کرده‌اند. درنهایت، منشأ تپّه‌های ماسه‌ای را روی دشت سرپوشیده قطاع جنوب‌غربی ارگ، اراضی شوره‌زار و بدون پوشش غرب و شمال‌غربی رفسنجان و مسیل رودخانه‌های شور، شاهزاده عبّاس و کبوترخان را شناسایی کردند. نگارش (۱۳۶۷) نیز واحدهای اصلی ژئومورفولوژی دشت رفسنجان را شناسایی و معرّفی کرده است. وسعت سطوح پوشیده از ماسه‌ی بادی در دشت رفسنجان، منهای سنگفرش بیابان و یاردانگ‌های آن، حدود ۱۰۶۰ کیلومترمربّع است. بنابراین می‌توان آن را یک میدان تلماسه‌ای[1] در نظر گرفت. سطوح با وسعت بیش از ۳۰،۰۰۰ کیلومترمربّع ارگ[2] نامیده می‌شوند (Laity, 2008). همچنین توماس (۲۰۱۱) حدّاقل وسعت منطقه‌ی تلماسه‌ای برای تشکیل یک ارگ را ۱۲۵ کیلومترمربّع دانسته است.

مواد و روش‌ها

برای شناسایی و تفکیک واحدهای ژئوموفولوژی بادی منطقه، ابتدا گستره‌ی عکسی از عکس‌های هوایی معروف به ۱:۲۰۰۰۰ منطقه تهیّه شد (یادآور می‌شود که گستره‌ی عکسی تا حدّی شبیه به فوتوموزاییک است، با این تفاوت عمده که می‌توان عکس‌ها را دوباره جدا کرده و مورد استفاده قرار داد). تهیّه‌ی گستره‌ی عکسی، دیدی جامع از کلّ دشت به‌دست می‌دهد تا بتوان واحدهای مختلف ژئوموفولوژی بادی را آسان‌تر شناسایی و تفکیک کرد. بدیهی است که در مرحله‌ی بعد، واحدهای تفکیک شده در صحرا کنترل و تأیید شدند. در عین حال، هرجا که ضرورت داشته از ماسه‌ها نمونه‌برداری و تجزیه و تحلیل نیز انجام شد. گفتنی است که تفکیک بر اساس شناسایی واحدهای ژئوموفولوژیکی مستقل و قابل نقشه‌برداری انجام گرفته است، بدیهی است که در مواردی، در یک واحد به‌نسبت همگن، دو نوع عارضه با هم یا در کنار هم دیده می‌شوند و درنتیجه به این واحدها نام‌هایی چون "واحد نبکا و تلماسه‌های پشته‌ای" و "واحد پارابولیک ـ سیف" اطلاق شده است.

یافته‌های تحقیق

ویژگی‌های نهشته‌های بادی

برای شناخت مقدماتی از نهشته‌های بادی، چهار نمونه ماسه‌ی بادی از شرق، مرکز، شمال و شمال‌غرب دشت رفسنجان به صورت نمونه‌برداری سطحی از جهت رو به باد تلماسه‌ها برداشت شد. در جدول شماره‌ی ۱ شفّافیّت، گردشدگی و ترکیب کانی‌شناختی این نمونه‌ها درج شده است.

1. Dune field
2. Erg

جدول ۱. شفّافیّت، گردشدگی و ترکیب کانی‌شناختی نمونه‌های ماسه

شماره‌ی نمونه	شفّافیّت (درصد)		گرد شدگی (درصد)				
	شفّاف	کدر	زاویه‌دار	نیمه‌زاویه‌دار	نیمه‌گرد	گرد	کاملاً گرد
۱	۲۳	۷۷	۱۸	۶۷	۱۴	۱	۰
۲	۳۴	۶۶	۹	۲۳	۱۴	۴۴	۱۰
۳	۳۰	۷۰	۲	۱۰	۲۶	۴۲	۲۰
۴	۲۴	۷۶	۱	۴۸	۳۵	۱۶	۰

کانی‌شناسی (درصد)

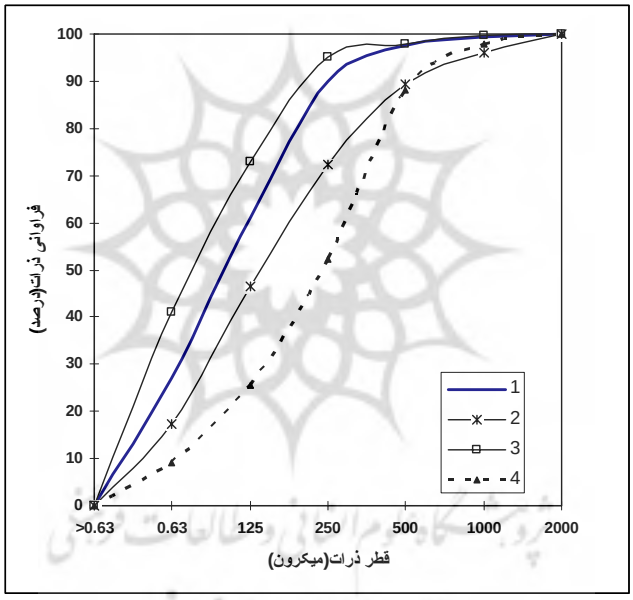
شماره‌ی نمونه	کوارتز	کلسیت	ژیپس	هالیت	ارتوز	کرندوم	الیوین پیروکسین	سنگ رسوبی	سنگ آذرین	سنگ دگرگونی	کانی سنگین
۱	۷	۷	۴۶	۳	۳	۳	–	۳	۲۷	۱	–
۲	۲۸	۱۷	–	–	–	–	۲	۷	۴۲	۴	–
۳	۱۳	۱۲	–	–	–	۴	–	۱۳	۴۵	۱	–
۴	۴۰	۵	۴۰	۱	۱	–	۱۰	۱۲	۱۹	۲	۴

بر این اساس، بالا بودن درصد ذرّات کدر، معرّف حمل آنها توسّط باد است و کم بودن درصد ذرّات کاملاً گرد و زاویه‌دار در مقایسه با ذرّات نیمه‌زاویه‌دار و نیمه‌گرد و گرد نیز، می‌تواند حاکی از حمل آنها توسّط باد باشد. همچنین سهم ذرّات سنگ‌های آذرین در نمونه‌ها، بالاست. این موضوع مؤیّد منشأ ماسه‌های بادی منطقه از مخروط‌افکنه‌های جنوب دشت تلقی می‌شود؛ چراکه آنها از سنگ‌های آذرین تشکیل‌دهنده‌ی کوهستان سرچشمه منشأ می‌گیرند و بالاخره، مقدار گچ در نمونه‌ها نیز جالب است. بدین ترتیب که در نمونه‌ی برداشت شده از مرکز دشت (حوالی روستای ناصریه) چون گچ وجود ندارد، ماسه‌های بادی آن هنوز وارد سطوح گچی کفه‌ی میانی دشت نشده‌اند، ولی نمونه‌های شرق و شمال‌غرب دشت، به‌دلیل گذر از سطوح کفه‌ی میانی دشت، گچ‌دار شده‌اند. درنهایت، از آنجاکه گچ بسیار سست و فرسایش‌پذیر است، درحال حرکت ماسه‌های بادی به‌سمت شمال دشت، کاملاً پودر شده و به‌شکل غبار از ماسه‌ها خارج شده است. بنابراین نمونه‌ی شمال دشت فاقد آن است.

جدول شماره‌ی ۲، ارقام دانه‌بندی و شکل شماره‌ی ۲، نمودار تجمّعی نمونه‌های بیان‌شده را نمایش می‌دهد. بر اساس آن می‌توان نتیجه گرفت که بخش بزرگ ذرّات تشکیل‌دهنده‌ی تلماسه‌ها از نوع ماسه‌ی ریز تا متوسّط هستند، اگرچه ذرّات کوچکتر از ماسه و درشت‌تر از آن نیز اندکی یافت می‌شوند. ناظم‌زاده شعاعی (۱۳۶۷) یادآور شده است که قطر دانه‌های تشکیل‌دهنده‌ی تپّه‌های ماسه‌ای منطقه‌ی رفسنجان، اغلب کمتر از ۰/۵ میلی‌متر است. جورشدگی در نمونه‌ی ۳ متوسّط و در باقی نمونه‌ها ضعیف است. چولگی ذرّات در نمونه‌ی ۴ به‌سمت ذرّات درشت، در نمونه‌ی ۳ به‌سمت ذرّات ریز و در نمونه‌های ۱ و ۲ متقارن است.

جدول ۲. ارقام دانه‌بندی نمونه‌های ماسه

شماره‌ی نمونه	فراوانی قطر ذرّات (درصد) میکرون								نمایه‌های آماری (روش فولک و وارد) میکرون		
	۰/۶۳	۱۲۵	۲۵۰	۵۰۰	۱۰۰۰	۲۰۰۰	میانگین	جورشدگی	چولگی
۱	۲۷	۳۴	۲۹	۷/۶	۱/۸	۰/۶	۱۹۶/۱	۲/۰۲۱	۰/۰۴۸
۲	۱۷/۴	۲۹	۲۶	۱۷	۶/۶	۴	۲۴۵/۷	۲/۱۵۸	۰/۰۳۹
۳	۴۱	۳۲	۲۲	۳	۱/۶	۰/۴	۱۵۹/۸	۱/۹۰۸	۰/۱۷۵
۴	۹	۱۶/۴	۲۷	۳۵/۶	۱۰	۲	۳۶۲/۱	۲/۱۲۳	-۰/۲۵۰



شکل ۲. نمودار تجمعی نمونه‌های ماسه

واحدهای ژئومورفولوژی بادی منطقه

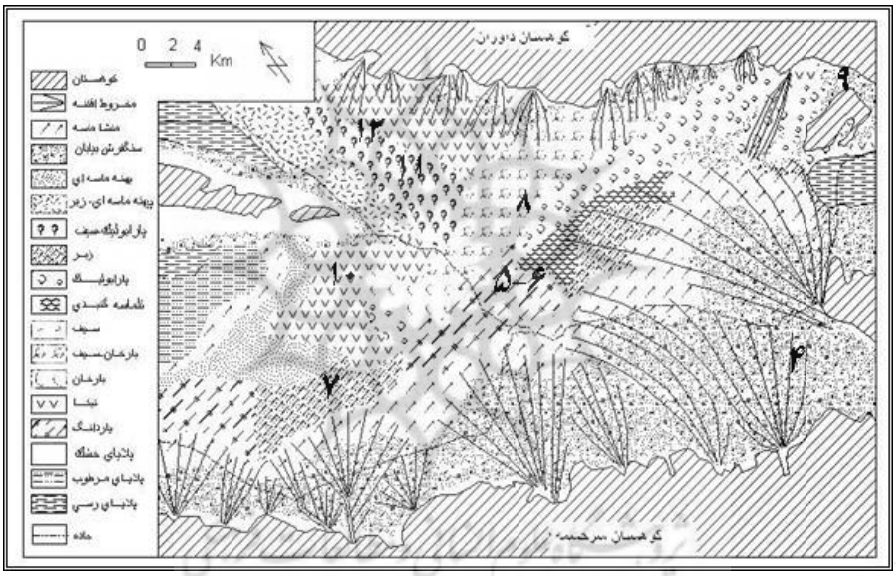
برای نام‌گذاری و بررسی ویژگی‌ها و شرایط تشکیل تلماسه‌های بادی، نخست باید سیستم نام‌گذاری انتخاب شود. همان‌گونه که پای و تسوآر (Pye and Tsoar, 1990) بیان کرده‌اند، یک روش بسیار خوب برای دسته‌بندی تلماسه‌ها، تفکیک آنها به انواع ساده[1]، مرکب[2] و پیچیده[3] است که برای نخستین‌بار از سوی مک‌کی (Mckee, 1979) ارائه شده است. او تلماسه‌ای را ساده در نظر می‌گیرد که از یک شکل مشخّص و به‌صورت مستقل (جدا از تلماسه‌های اطراف) تشکیل یافته باشد. اگر دو یا چند تلماسه‌ی ساده از یک نوع (برای نمونه بارخان) به‌طور جانبی با هم تداخل داشته یا

1. Simple
2. Compound
3. Complex

به‌صورت انواع کوچک و بزرگ روی هم قرار گرفته باشند، تلماسه‌ی حاصل را مرکّب در نظر می‌گیرد. در تلماسه‌های پیچیده، دو یا چند تلماسه از انواع مختلف (مانند بارخان و تلماسه‌ی طولی) به‌طور جانبی با هم تداخل کرده یا انواع کوچک روی نمونه‌های بزرگتر شکل گرفته‌اند.

برای تعیین نام تلماسه‌های بادی منطقه‌ی رفسنجان از دسته‌بندی ارائه شده‌ی پای و تسوآر (Pye & Tsoar, 1990) که یکی از کامل‌ترین و جدیدترین دسته‌بندی‌هاست، استفاده شده که با توجّه به آن، تلماسه‌های ساده ابتدا به سه دسته تفکیک شده‌اند:

الف) انواعی که در ارتباط با موانع توپوگرافیک تشکیل می‌شوند (تلماسه‌های توپوگرافیک) شامل: تلماسه‌های رو به باد (تلماسه‌های انعکاسی[1] و بالارونده[2]) و تلماسه‌های پشت موانع[3] (بادپناهی[4] و پایین‌رونده[5]).



شکل ۳. نقشه‌ی ژئومورفولوژی واحدهای بادی منطقه‌ی رفسنجان

در این نقشه، شماره‌ها نشان‌دهنده‌ی موقعیّت عکس‌های ارائه‌شده از منطقه (شکل‌های ۴ تا ۱۲) هستند

ب) انواعی که در اثر تغییر زبری بستر یا عوامل آئرودینامیکی به‌وجود می‌آیند (تلماسه‌های اتوژنیک[6])، شامل: بارخان‌ها، تلماسه‌های عرضی (بارخانوییدها[7])، سیف‌ها[8]، تلماسه‌های گنبدی[9] و تلماسه‌های ستاره‌ای[10] که تمام آنها از

1. Echo dunes
2. Climbing dunes
3. Lee dunes
4. Leeward accumulations
5. Falling dunes
6. Autogenic
7. Barchanoids
8. Sifs
9. Dome dunes
10. Star dunes

ماسه‌ی دانه‌ریز تشکیل شده‌اند. پهنه‌های ماسه‌ای[1] و زبرها[2] نیز به گروه اتوژنیک تعلّق دارند با این تفاوت که از ماسه‌های ماسه‌های درشت با جورشدگی ضعیف، غنی هستند.

ج) انواعی که تحت تأثیر پوشش گیاهی شکل می‌گیرند (تلماسه‌های فیتوژنیک[3]) شامل: انواع پارابولیک[4]، خطّی گیاهی[5] و پشته‌ای[6] (نبکا[7]).

درنهایت، واحدهای ژئومورفولوژی بادی زیر در منطقه‌ی رفسنجان شناسایی، تفکیک و ترسیم شده‌اند (شکل شماره‌ی ۳):

۱- سنگفرش بیابان

قسمت‌هایی از سطح مخروط‌افکنه‌های جنوب و شمال دشت سنگفرش بیابان را تشکیل داده‌اند (شکل شماره‌ی ۴). وسعت این واحد حدود۵۵۰ کیلومترمربّع است که ۲۹ درصد از سطح واحدهای ژئومورفولوژی بادی منطقه را تشکیل می‌دهد. در سطح سنگ‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگفرش بیابان، اغلب جلای بیابان نیز دیده می‌شود، افزون‌بر اینکه پوشش گیاهی آن بسیار کم است.

شکل ٤. تصویری از سنگفرش بیابان در سطح مخروط‌افکنه گیودری واقع در جنوب دشت رفسنجان. در این تصویر بخشی از سنگفرش بیابان به‌وسیله‌ی تراکتور کنار زده شده و افق رسی Bv زیر آن ظاهر شده است.

کوک و همکاران (۱۹۹۳) علل کم‌بودن پوشش گیاهی سنگفرش‌ها را شوری خاک‌های زیر آنها و بالا بودن سدیم

1. Sand sheets
2. Zibars
3. Phytogenic
4. Parabolic
5. Vegetated linear dunes
6. Coppice dunes
7. Nebkha

(قلیایی) یا نفوذپذیری کم آنها دانسته‌اند. سنگفرش بیابان یکی از واحدهای مهمّ از نظر توانایی تولید ماسه و غبار[1] در دشت رفسنجان است. در صورت برهم‌خوردن قشر سطحی سنگفرش بیابان، ذرّات ریز زیرین به‌سادگی امکان فرسایش خواهند داشت. بهتر است این قشر یا برهم زده نشود یا در صورت امکان، در سطح آن پوشش گیاهی ایجاد کرد.

۲- محدوده‌های منشأ تغذیه

بخش‌های قاعده‌ای و به‌ویژه فعّال مخروطه‌افکنه‌های دشت که در حال حاضر عامل مهم تأمین ماسه‌ی بادی هستند، در این واحد جای می‌گیرند. پس از آن می‌توان به لایه‌های ماسه‌ای موجود در رسوبات پلایایی دشت و رسوباتی اشاره کرد که همراه سیلاب‌ها از کوهستان‌های شمال (داوران) وارد می‌شوند. برای کنترل فرسایش بادی در این منطقه، باید در درجه‌ی اوّل به این واحد توجّه شود و با روش‌های موجود، مانند کاشت گیاهان مناسب، آن را حفاظت کرد. وسعت این واحد حدود ۲۹۰ کیلومترمربّع برآورد می‌شود.

بر اساس مطالعات عبّاس‌نژاد (۱۳۷۲)، در شمال دشت، مسیر حرکت ماسه‌ها توسّط باد به‌سمت کوهستان است، ولی سیلاب‌ها برعکس آن، ماسه‌های بادی را از کوهستان به سطح دشت منتقل می‌کنند. بنابراین قسمتی از ماسه‌های بادی منطقه در یک چرخه‌ی به‌نسبت بسته، به‌صورت "انتقال توسّط باد به کوهستان و برگشت توسّط سیلاب‌ها به دشت" درگیرند. در سطح دشت نیز از هوازدگی ذرّات درشت‌تر از ماسه و با برخورد ماسه‌های رونده به سنگ‌های درشت‌تر نیز، ذرّات ماسه‌ی جدیدی تولید می‌شوند.

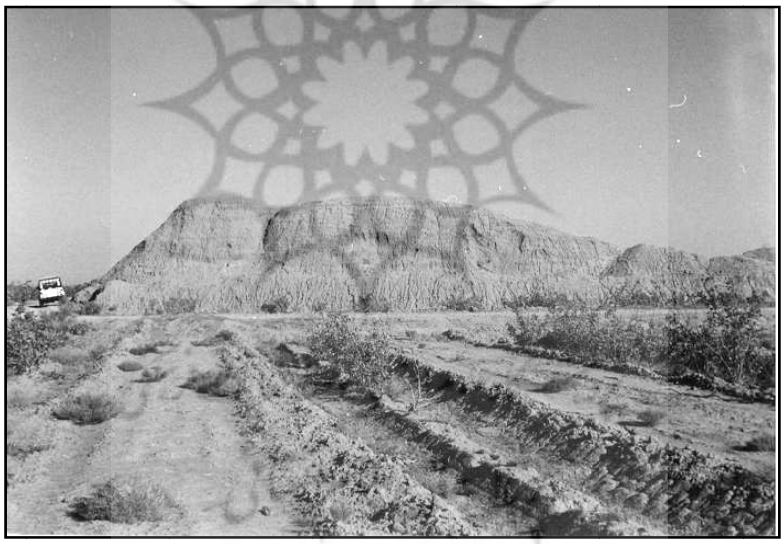
۳- یاردانگ

یاردانگ‌ها در قسمت مرکزی دشت رفسنجان (شمال، شرق و شمال‌غرب شهر رفسنجان) در محدوده‌ای به وسعت حدود ۷۵ کیلومترمربّع و نیز، در اطراف روستای کشکوئیه دیده می‌شوند که امتداد آنها شمال ـ شمال‌شرق، جنوب ـ جنوب‌غرب است، بنابراین بادهای غالب منطقه در این راستا می‌وزند. محدوده‌ی گسترش یاردانگ‌ها در دشت رفسنجان، هم‌اکنون به‌طور کامل زیر کاشت پسته است (شکل شماره‌ی ۵) و مطالعه‌ی مورفومتری آنها بر اساس عکس‌های هوایی مربوط به زمان‌های پیش از کاشت پسته است.

میانگین و حدّاکثر ارتفاع یاردانگ‌ها به‌ترتیب حدود ۵ و ۱۰ متر محاسبه شد. همچنین متوسّط طول و عرض آنها به‌ترتیب ۵۰ و ۱۵ متر است. نسبت طول به عرض یاردانگ‌ها اغلب در حدود $\frac{۴}{۱}$ است (Ward and Greeley, 1984; Cook et al, 1993). تصویر یکی از یاردانگ‌های منطقه در شکل شماره‌ی ۶ ارائه شده است. سطح بین یاردانگ‌های منطقه از U شکل تا سطح با بستر پهن و وسیع تغییر می‌کند. این سطح در مورد یاردانگ‌های لوت به کلوت معروف است (قبادیان، ۱۳۶۹؛ معتمد، ۱۳۵۳) و در منابع علمی کریدور[2] نامیده می‌شوند. گمان می‌رود برخی از منابع یاردانگ‌ها را کلوت نامیده‌اند.

1. Dust
2. Coridor

شکل ۵. تصویری از یاردانگ‌های شمال دشت رفسنجان که در آن کریدور بین یاردانگ‌ها پسته‌کاری شده است.



شکل ٦. تصویر یکی از یاردانگ‌های دشت رفسنجان که در آن شکل آئرودینامیکی یاردانگ به‌خوبی نمایان است. جبهه‌ی رو به باد یاردانگ در سمت چپ و دنباله‌ی آن که پشت به باد است، در سمت راست تصویر قرار دارد.

یاردانگ‌های منطقه، مشابه یاردانگ‌های دیگر شناخته شده در نقاط مختلف جهان (Lancaster, 1994)، شکل آئرودینامیکی[1] دارند. بدین ترتیب که قسمت رو به باد آنها، پهن‌تر و پُرشیب‌تر و قسمت پشت به باد آنها، تیزتر و کم‌شیب‌تر است. آنها در موادّ نرم رسی ـ سیلتی و کمی ماسه‌ای، از نوع دریاچه‌های پلایایی پلیو ـ کواترنر تشکیل شده‌اند و از این نظر تشابه زیادی با مگایاردانگ‌های لوت دارند.

1. Aeorodynamic

بررسی‌ها نشان می‌دهد که مسیر آبهای جاری با امتداد یاردانگ‌های در حال تشکیل در شمال دشت (جنوب داوران)، هماهنگی نداشته و یاردانگ‌ها اغلب در سطوح کاملاً هموار کفه‌ای تشکیل شده‌اند. از این رو، آنها نمی‌توانند در اثر عملکرد توأم آب و باد تشکیل شده باشند. بنابراین نحوه‌ی تشکیل یاردانگ‌های منطقه‌ی رفسنجان به شرح زیر در نظر گرفته می‌شود:

الف) زبانه‌های فعّال قسمت قاعده‌ای مخروط‌افکنه‌های جنوب و جنوب‌غرب دشت، منشأ اصلی ماسه‌های بادی موجود در شمال دشت هستند. این ماسه‌ها هنگام حرکت به شمال‌شرق دشت، از سطح پلایای رسی ـ سیلتی دشت رفسنجان عبور کرده و موجب فرسایش سطح پلایا شده‌اند.

ب) جهت وزش باد در منطقه، جنوب‌غرب ـ شمال‌شرق بوده و در همین جهت، ماسه‌ها سطح پلایا[1] را فرسایش داده‌اند.

ج) فرسایش پلایا توسّط ماسه‌های رونده، به‌صورت ترجیحی بوده است، به نظر می‌رسد دلیل اصلی ترجیحی بودن، یکنواخت نبودن ماسه‌های قابل حمل در مناطق منشأ است.

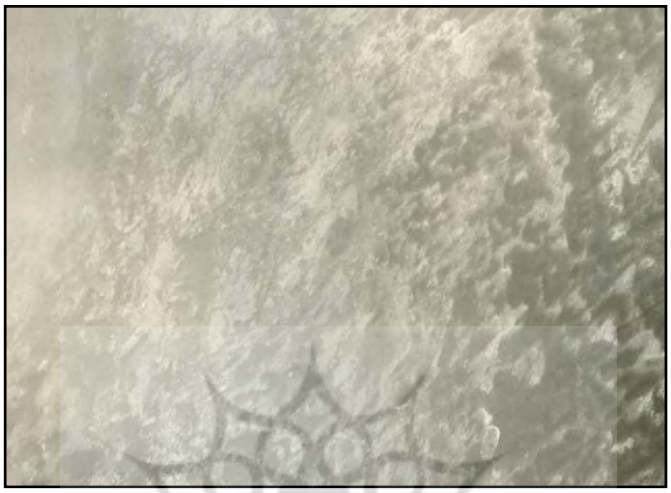
یاردانگ‌ها در اثر فرسایش ترجیحی تشکیل شده‌اند. گفتنی است که بخشی از پلایای رفسنجان که یاردانگ‌ها در آن ایجاد شده‌اند، در اثر حرکات گسلی جوان، بالا رانده شده است. بنابراین، این سطوح همچون مانعی در مسیر حرکت ماسه‌های بادی عمل کرده و با فرسایش آنها، یاردانگ‌ها ایجاد شده‌اند. با توجّه به اینکه سرعت تشکیل یاردانگ در رسوبات سست بالاست و بر اساس شواهد موجود به ۲/۵ تا ۵ متر در ۱۰۰۰ سال می‌رسد (Goudie, 2004)، می‌توان نتیجه گرفت که فعّالیّت گسل و تشکیل یاردانگ‌های دشت رفسنجان، شاید طیّ چند هزار سال گذشته انجام گرفته است. با توجّه به شکل شماره‌ی ۳، یاردانگ‌های دشت رفسنجان در مکانی شکل گرفته‌اند که در اثر یک گسل فعّال (گسل باغین ـ رفسنجان)، بخشی از کفه‌ی رسی بالارانده شده و از آنجاکه همانند مانعی در مسیر حرکت ماسه‌های روان قرار داشته، دچار فرسایش شده و بقایای آن که شکل آئرودینامیک پیدا کرده‌اند، یاردانگ نامیده می‌شوند. یاردانگ‌ها به‌خوبی مؤیّد این نکته هستند که ماسه‌های بادی ـ که بیشتر در نیمه‌ی شمالی دشت رفسنجان تجمّع یافته‌اند ـ اغلب از جنوب دشت منشأ گرفته‌اند و به‌طور عمده، بخشی از قاعده‌های مخروط‌افکنه‌های بزرگ جنوب دشت هستند.

٤- زیبر

تلماسه‌های رونده با دامنه‌ی کم، طول موج به‌نسبت زیاد، بدون سطوح لغزشی و دارای ریپل مارک را زیبر نامیده‌اند (Wilson, 1973; Warren, 1972; Holm, 1960). در منطقه‌ی رفسنجان، زیبرها از ماسه‌های درشت تشکیل شده و شاید همین عامل سبب فقدان سطوح لغزشی در آنها شده است (شکل شماره‌ی ۷). به باور کوک و وارن (Cooke and Warren, 1973) تنها بادهای خیلی شدید، ذرّات ماسه‌ی درشت را جابه‌جا می‌کنند. پس رشد عمودی آنها دچار محدودیت شده و امکان تشکیل سطح لغزشی در آنها از میان می‌رود. اگر ذرّات ماسه‌ی ریزتر وارد زیبرها شوند، چون طول پرش آنها زیاد است، به‌سرعت از سطح تلماسه عبور می‌کنند (Tsoar, 1978). این واحد با گسترشی حدود ۱۴۵ کیلومترمربّع در جنوب‌شرق و جنوب‌غرب دشت قرار دارد و در آن ماسه‌های درشت‌تر، به‌صورت تجمّعات نامنظّم و

1. Playa

کم‌ارتفاع، عاری از سطوح لغزشی به‌چشم می‌خورند. آنها به منشأ ماسه‌ها نزدیک بوده و معمولاً اوّلین عارضه‌ای هستند که ماسه‌های بادی پس از جدا شدن از منطقه منشأ تشکیل می‌دهند. به همین دلیل زیبرها بیشتر در نزدیکی قاعده‌ی مخروط‌افکنه‌های جنوب دشت دیده می‌شوند.



شکل ۷. تصویری از سطوح دارای تلماسه‌ی زیبری در بخشی از یکی از عکس‌های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ غرب دشت رفسنجان

۵- پهنه‌ی ماسه‌ای

کُکورک و نیلسون (Kocurek and Nielson, 1986) پهنه‌های ماسه‌ای را "نواحی پوشیده از تلماسه‌های بادی فاقد سطوح لغزشی" تعریف کرده‌اند. پهنه‌های ماسه‌ای، اغلب فاقد تلماسه و شامل ریپل مارک، زیبر و سطوح ماسه‌ای با ذرّات ماسه‌ی درشت (بالای یک میلی‌متر) و دارای قشرهای سخت‌شده‌ی نمکی یا کربناتی هستند و در مجموع شکل تلماسه‌ای در آنها کم یافت می‌شود. در دشت رفسنجان، در سطح این واحد، پوشش به‌نسبت یکنواختی از ماسه‌های بادی دیده می‌شود. ضخامت رسوبات تشکیل‌دهنده‌ی پهنه‌های ماسه‌ای از چند سانتی‌متر تا چند متر متغیّر است که با مشاهدات پای و تسوآر (Pye and Tsoar, 1990) هماهنگی دارد. پهنه‌های ماسه‌ای این منطقه، به‌طور عمده در محدوده‌ی بین تلماسه‌های بادی و یاردانگ‌ها یا یاردانگ‌هایی با مناطق منشأ ماسه‌ای دیده می‌شوند و بر اساس مطالعات صحرایی انجام شده، اغلب از نوع دانه درشت هستند. در واقع می‌توان آنها را ماسه‌های عقب افتاده نسبت به ماسه‌های ریز در نظر گرفت که با سرعت کم در سطوح وسیع‌تر و بدون ساختن عارضه‌ی خاص در حال حرکت هستند. سهم ماسه‌های عادّی که تلماسه‌های دیگر بادی (مانند پارابولیک و تلماسه‌های عرضی) را می‌سازند، در آنها کم است، ولی درصد ذرّات ماسه‌ی بسیار ریز و سیلت در آنها قابل ملاحظه به نظر می‌رسد که این موضوع با یافته‌های پای و تسوآر (Pye and Tsoar, 1990) هماهنگی دارد. وسعت پهنه‌های ماسه‌ای منطقه حدود ۴۵ کیلومتر مربّع است که حدود ۵ درصد از کل میدان ماسه‌ای منطقه‌ی رفسنجان را شامل می‌شود. امروزه بخش بزرگی از پهنه‌های ماسه‌ای مرکز دشت رفسنجان، زیر کشت پسته قرار دارند.

٦- بارخان

بارخان‌ها را تلماسه‌های هلالی شکل تعریف می‌کنند که بازوهای آن در جهت پایین‌دست قرار می‌گیرند. مهم‌ترین شرایط تشکیل بارخان‌ها را ثابت بودن جهت وزش باد، کم بودن مقدار ماسه و هموار بودن سطح زمین می‌دانند(Pye and Tsoar, 1990). به باور لنکستر (Lancaster, 1994)، بارخان‌های جدا از هم در دو محل، یعنی در حاشیه‌ی پهنه‌های تلماسه‌ای و در دالان‌های انتقالی که مناطق منشأ ماسه را به مناطق رسوب‌گذاری آن متّصل می‌سازند، تشکیل می‌شوند. این موضوع در مورد بارخان‌های منطقه‌ی رفسنجان صدق می‌کند. ارتفاع بارخان‌های رفسنجان حدود ۵-۴ متر بوده و در محدوده‌ی بین زبرها و پهنه‌های ماسه‌ای با مناطق تجمّعی شمال دشت (متشکّل از تلماسه‌های پارابولیک، سیف و بارخان‌های نامتقارن) قرار می‌گیرند. به‌گفته‌ی دیگر، اگر اندازه‌ی ماسه‌های بادی سازنده‌ی زبرها متوسط تا ریز باشد، در جهت پایین‌دستّ بارخان‌ها را می‌سازند، ولی اگر در دشت باشند، به تلماسه گنبدی و سپس پارابولیک‌های درشت دانه تبدیل می‌شوند.

به‌دلیل ثابت نبودن جهت وزش باد، وفور ماسه و تغییرات توپوگرافی، گسترش بارخان‌ها در این دشت کم است (عبّاس نژاد، ۱۳۷۲). وسعت بارخان‌های منطقه حدود ۲۵ کیلومتر مربّع تعیین شده که برخلاف واحد سیف ـ بارخان دارای شاخ‌های کمابیش مساوی و جدا از هم هستند.

۷- سیف ـ بارخان

باگنولد (۱۹۴۱) برای نخستین‌بار الگویی در مورد نحوه‌ی تبدیل بارخان به سیف در اثر وزش باد، در دو جهت مختلف ارائه کرد که بر اساس آن، بادهای فرعیِ به‌نسبت قوی، سبب می‌شوند که یکی از شاخ‌های بارخان رشد کرده و با تحلیل رفتن شاخ دیگر، سیف تشکیل می‌شود (شکل شماره‌ی ۸).

سیف‌ها اغلب در محیط‌هایی با ماسه‌ی محدود و رژیم بادی با تغییرات متوسّط تشکیل می‌شوند. در شمال‌غرب و شمال مرکزی دشت رفسنجان، ممکن است در اثر عملکرد توأم بادهای جنوب‌غربی و بادهایی که از دشت نوق وارد شمال دشت می‌شوند، بارخان‌ها کمابیش نامتقارن بوده و اغلب از اتّصال شاخ بزرگتر آنها به هم، تلماسه‌های سیف شکل گرفته‌اند. وسعت آنها در منطقه به ۲۵۰ کیلومترمربّع می‌رسد، آنها را سیلک هم نامیده‌اند.

شکل ۸. تلماسه‌هایی از نوع بارخان ـ سیف در بخشی از یک عکس هوایی ۱:۲۰۰۰۰ مربوط به شمال دشت رفسنجان

یادآور می‌شود که تلماسه‌ی سیف به‌شکلی پراکنده، در مناطق کوهپایه‌ای شمال‌شرق دشت رفسنجان نیز دیده می‌شود (شکل شماره‌ی ۹).

شکل ۹. تصویری از یک تلماسه‌ی سیف در شمال‌شرق دشت رفسنجان

۸- سیف‌ها و تلماسه‌های خطّی گیاهی

در شمال‌غرب دشت رفسنجان، محدوده‌ای وجود دارد که در آن به‌دلیل دو جهتی بودن وزش باد، تلماسه‌هایی از نوع سیف تشکیل شده‌اند. بر اساس مورفولوژی این نوع تلماسه‌ها، یک جهت وزش باد، از شمال تا شمال‌غرب و جهت دیگر از جنوب‌غرب است. در این واحد، هر چه به‌سمت دشت نوق (شمال‌غرب) پیش برویم، نقش بادهای شمالی افزایش می‌یابد. در بین سیف‌ها (به‌ویژه در جهت جنوب‌شرق این واحد) تلماسه‌های خطّی کوچکتری از نوع گیاهی نیز دیده می‌شوند. نمونه‌هایی که در دشت رفسنجان خطّی در نظر گرفته شده‌اند، حدود ۲۰۰ متر طول و کمتر از ۵ متر ارتفاع دارند. بنابراین، این واحد بیانگر تأثیر تغییر جهت باد (باد اصلی جنوب‌غربی و باد فرعی شمال‌غربی) است.

۹- نبکا و تلماسه‌های پشته‌ای

پای و تسوآر (Pye and Tsoar, 1990) تمام پشته‌ها یا تپّه‌های کوچک که سطح آنها به‌طور کامل یا ناقص پوشیده از گیاه باشد را با نام تلماسه‌ی پشته‌ای معرّفی کرده‌اند. بنابراین تلماسه‌های پشته‌ای تنوّع زیادی دارند و تا به‌حال اسامی مختلفی، ازجمله تلماسه‌ی سایه‌ای (Hesp, 1981) و نبکا نامیده شده‌اند. در هر حال، این گروه از دسته‌ی فراوان‌ترین انواع تلماسه در منطقه‌ی رفسنجان هستند، اگرچه اغلب کوچک بوده و ابعاد آنها حدود ۲-۱ متر است و در حاشیه‌ی گیاهان مختلفی، به‌ویژه جاز و سبد دیده می‌شوند.

یکی از مهم‌ترین مناطق گسترش نبکاها در غرب دشت (جنوب‌شرقی بدبخت‌کوه) قرار دارد، به‌گونه‌ای که در محدوده‌ای با وسعت حدود ۱۸۵ کیلومترمربّع و در مجاورت شوره‌زارهای غرب دشت گسترش یافته‌اند. در شکل شماره‌ی ۱۰، نبکاها در یک عکس هوایی ۱:۲۰۰۰۰ مربوط به غرب دشت رفسنجان دیده می‌شوند.

شکل ۱۰. نبکاها در بخشی از یک عکس هوایی ۱:۲۰۰۰۰ مربوط به غرب دشت رفسنجان

۱۰- گنبدهای ماسه‌ای

در قسمت‌های مرکزی دشت رفسنجان (در فاصله‌ی بین روستاهای حسین‌آباد تا محمّدیه)، تلماسه‌هایی دیده می‌شود که سطح لغزشی نداشته و در عکس‌های هوایی، به‌صورت گرد تا بیضوی دیده می‌شوند. این واحد در شرق واحد یاردانگی به‌شکل یک نوار شرقی ـ غربی دیده می‌شود که از سمت جنوب به واحد زبر و از سمت شمال به پارابولیک می‌پیوندد. پای و تسوآر (Pye and Tsoar, 1990) این نوع تلماسه‌ها را گنبدی نامیده‌اند. این عوارض در اصل کمیاب بوده و در مقیاس جهانی کمتر از دو درصد تلماسه‌ها را تشکیل می‌دهند.

قطر و ارتفاع متوسّط آنها در دشت رفسنجان، به‌ترتیب در حدود ۲۰۰ و ۱۰ متر برآورد می‌شود. برای نمونه و مقایسه، یادآور می‌شود که انواع مشابه آن در میدان تلماسه‌ای وایت سندز نیومکزیکو ۲۰۰–۱۵۰ متر قطر و ۱۰–۶ متر ارتفاع دارند (Mckee, 1966).

در منطقه‌ی رفسنجان، ماسه‌های تشکیل‌دهنده‌ی این گنبدها، درشت‌تر از تلماسه‌های پایین‌دست بوده و جورشدگی آنها نیز کمتر به نظر می‌رسد. این موضوع با مشاهدات مک‌کی (Mckee, 1966) در مورد تلماسه‌های گنبدی در وایت‌سندز هماهنگی دارد. بنابراین شاید بتوان گفت که این نوع تلماسه‌ها، در شرایطی تشکیل می‌شوند که اندازه‌ی ذرّات ماسه بزرگ است. به نظر می‌رسد این تلماسه‌ها چندان تحرّکی ندارند.

۱۱- پارابولیک

پای و تسوآر (Pye and Tsoar, 1990) تلماسه‌های پارابولیک را با داشتن شکل U یا V در پلان و وجود دو بازو (شاخ) تعریف کرده‌اند که در جهت بالادست (نسبت به جهت وزش باد) امتداد یافته‌اند. تلماسه‌های پارابولیک تحت تأثیر بادبردگی در سطوح ماسه‌ای کمابیش پوشیده از گیاه به‌وجود می‌آیند، بدین ترتیب اگر به‌طور موضعی، پوشش گیاهی در اثر قطع گیاهان، چرای احشام یا آتش‌سوزی از بین رود، باد ماسه‌های آن محدوده را کنده و به‌سمت پایین‌دست انتقال

می‌دهد. انتقال این ماسه‌ها که از اطراف با گیاهان احاطه شده‌اند، به‌سمت پایین‌دست، سبب تشکیل پارابولیک‌ها می‌شود و به‌طور معمول در محلّ فرسایش ماسه چاله بادبردگی به‌وجود می‌آید (Pye and Tsoar, 1990). پارابولیک‌ها با وسعت ۱۵۰ کیلومترمربّع در محدوده‌ی روستاهای محمودیه، جلال‌آباد، چاه جعفر و نیز در شمال و شمال‌غرب کوه گبری دیده می‌شوند (شکل شماره‌ی ۱۱). پوشش گیاهی از نوع جاز و سبد در این محل‌ها متراکم بوده و به‌دلیل موقعیّت توپوگرافیک، محلّ مناسبی برای تجمّع ماسه‌های بادی هستند. محدوده‌ی تلماسه‌های پارابولیک، مناسب‌ترین محل‌ها برای بوته‌کاری و تثبیت ماسه‌های روان هستند، زیرا آنها در محدوده‌هایی با پوشش گیاهی فقیرتر از اطراف تشکیل می‌شوند و با اندک تغییر پوشش گیاهی، جلوی تحرّک آنها گرفته می‌شود. تلماسه‌های پارابولیک منطقه، اغلب از نوع مرکّب و شامل انواع آشیانه‌ای[1]، متوالی[2] و نقش بسته[3] هستند. خاطر نشان می‌شود که در انواع آشیانه‌ای، تلماسه‌های پارابولیک کوچکتر در داخل انواع بزرگتر دیده می‌شوند. در انواع متوالی، مانند شکل شماره‌ی ۱۱، آنها به‌صورت متوالی و پشت سرهم دیده می‌شوند و دست آخر، در انواع نقش‌بسته انواع کوچکتر روی نمونه‌های بزرگتر قرار دارند (Laity, 2008). پارابولیک‌های شکل شماره‌ی ۱۲ به این نوع شباهت دارند.

طول و ارتفاع میانگین این تلماسه‌ها به‌ترتیب حدود ۲۰۰ و ۵ متر برآورد می‌شود. نسبت طول به عرض در آنها حدود ۴ است که این نسبت در پارابولیک‌های کوینیزلند استرالیا در اندازه‌ی ۱۰-۳ گزارش شده است (Pye, 1983).

۱۲- پارابولیک ـ سیف

از اجتماع تلماسه‌های پارابولیک مجاور هم، انواع مرکّب به‌وجود می‌آیند که در دشت رفسنجان به‌وفور یافت می‌شوند. انواع پیچیده‌ی این تلماسه‌ها کمیاب‌ترند و اغلب به‌صورت تلماسه‌های پارابولیک بزرگی دیده می‌شوند که بارخان‌ها یا تلماسه‌های عرضی کوچکتری روی آنها تشکیل شده است.

در شمال‌غرب دشت رفسنجان، واحدی با نام پارابولیک ـ سیف تفکیک شده است. در این واحد به‌دلیل رشد زیاد پارابولیک‌ها و تداخل آنها در هم و نیز وزش بادهای شمالی و شمال‌غربی، خطّ‌الرأس پارابولیک‌ها در جهت وزش باد غالب، به‌هم پیوسته و روی آنها تلماسه‌های خطّی شکل گرفته‌اند. به نظر می‌رسد واحد پارابولیک محلّ تجمّع ماسه‌های بادی و در عین حال پوشش گیاهی ناقص هستند و می‌توان ماسه‌های این واحد را با عملیّاتی مانند تاغ‌کاری ثابت کرد.

خاطر نشان می‌شود که تفکیک این واحدها با تفسیر عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ منطقه انجام شده و بیشتر آنها پیش از زیرکشت پسته رفتن منطقه گرفته شده‌اند و در اثر دخالت بشر برای کشت پسته، برخی از این عوارض تخریب شده‌اند.

1. Nested
2. En- echelon
3. Superimposed

شکل ۱۱. تلماسه‌های پارابولیک در بخشی از یک عکس هوایی ۱:۲۰۰۰۰ شمال‌غرب دشت رفسنجان. با توجّه به جهت بازوهای این تلماسه‌ها جهت غالب باد جنوب‌شرق به شمال‌غرب است.

نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی انجام شده، این نتیجه حاصل شد که دشت رفسنجان دارای تنوّع زیادی از انواع عوارض بادی است که به‌صورت واحدهای سنگفرش بیابان، سطوح منشأ، یاردانگ‌ها، زبرها، پهنه‌های ماسه‌ای، بارخان‌ها و واحدهای سیف ـ بارخان، سیف ـ تلماسه‌ی خطّی گیاهی، نبکا ـ تلماسه‌ی پشته‌ای، تلماسه‌ی گنبدی و پارابولیک‌ها تفکیک شده‌اند.

همچنین با توجّه به نقشه‌ی عوارض بادی تهیّه شده از منطقه، مخروط‌افکنه‌های بزرگ با سطوح عمدتاً از نوع سنگفرش بیابان ـ به‌ویژه سطوح قاعده‌ای آنها ـ به‌عنوان منشأ اصلی ماسه‌های دشت شمرده می‌شوند . آنها پس از جدا شدن از سطح مخروط‌افکنه‌های جنوب، در گذر به‌سمت شمال و شمال‌غرب از میانه‌ی دشت که یک کفه‌ی رسی است، گذشته‌اند و در بخشی از آن که در اثر تکتونیک فعّال اندکی بالا رانده شده است، کفه‌ی رسی را فرسایش داده و یاردانگ‌هایی را به‌وجود آورده‌اند.

تنوّع تلماسه‌های بادی دشت حاکی از تأثیر عوامل مختلف مؤثّر بر شکل‌گیری آنها است که عبارتند از: تغییر جهت وزش باد (به‌ویژه در شمال آن)، تنوّع در مقدار و اندازه‌ی ماسه‌ها، تغییر در میزان پوشش گیاهی و تغییراتی در مورفولوژی دقیق سطح دشت. بر اساس این مطالعه مشخّص شد که وسعت کلّ سطوح دارای تلماسه در دشت رفسنجان، ۱۰۶۰ کیلومتر مربّع است و بنابراین در اینجا با یک میدان تلماسه‌ای روبه‌رو هستیم که چون از چندین نوع تلماسه تشکیل شده، باید آن را یک میدان تلماسه‌ای پیچیده در نظر گرفت .

منابع

Abbasnejad, A., 1993, **Analysis of Morphogenesis and Environmental Impacts of Wind on the of Rafsanjan Plain**, Kerman University Research Center.

Abbasnejad, A., 1996, **Geomorphology Research in Rafsanjan Plain**., P.hD. Thesis of Geography, University of Tabriz.

Bagnold R.A., 1941, **The Physic of Blown Sand and Desert Dunes,** Methuen, London.

Cooke R.U. and Warren A., 1973, **Geomorphology in Deserts,** C.A. University of California Press, Berkeley,

Cooke R.U., Warren A., and Goudie, A., 1993, **Desert Geomorphology,** UCL Press, London.

Ghobadian, A., 1990, **the Natural Landscape of the Iranian Plateau with the Agricultural Utilization-Rehabilitation and Reconstruction of the Country's Natural Resources**, Shahid Bahonar University, Kerman.

Goudie A.S., 2004, Yardang, in: **Encyclopedia of Geomorphology,** Vol. 2, ed. By: Goudie, Routledge, pp. 1120-1121.

Hesp P.A., 1981, **The Formation of Shadow Dunes,** Journal of Sedimentary Petrology, Vol.57, PP. 101-112.

Holm D.A., 1960, **Desert Geomorphology in the Arabian Peninsula,** Science, Vol. 132, PP.1369-1379.

Kocurek, G., and Nielson, J., 1986, **Conditions Favourable for the Formation of Warm_Climate Aeolian Sand Sheets,** Sedimentology, Vol. 33, PP. 795-816.

Laity J., 2008, **Desert and Desert Environments,** Wily-Blackwell, United Kingdom.

Lancaster N., 1994, **Dune Morphology and Dynamics in: Geomorphology of Desert Environments,** ed. By: A.D. Abrahams and A.J. Parsons, Champan and Hall, London.

Makee E.D., 1966, **Structures of Dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a Camparison with Structures of Dunes form Other Selected Areas),** Sedimentology, Vol.7, PP. 1-69.

Makee E.D., 1979, **Introduction to a Study of Global Sand Seas,** ed. By: E.D. Mckee, U.S., Geological Survey Professional Paper, No. 1052, PP. 1-19.

Memarian Khalil Abadi, H., Ahmadi Ekhtesasi, M.R., Alavi Panah, S. K., **Identification of Wind Sediment Source in Rafsanjan Plain**, 2005, Journal of Natural Resources, Vol. 58, No. 3, PP. 543-531.

Meteorological Organization, 1950-2005, **Temperature and Precipitation Data**, Rafsanjan Synoptic Station.

Motamed, A., 1974, **Geological Issues of Lout**, Journal of Geographical Report, No. 11, PP.1-37.

Nazim Zadeh Shoaee, M., 1988, **Preliminary Report on the Geology of Quaternary Sediments in Anar – Rafsanjan Basin**, Manager of Southeast Regional Geological - Kerman.

Negharesh, H., 1988, **Geomorphology and Hydrology of Rafsanjan Plain**, Thesis for Master's Degree in Geography, Tarbiat Modarres University, Tehran.

Pye K. and Tsoar H., 1990, **Aeolian Sand and Sand Dunes,** Unwin Hyman, London.

Pye K., 1983, **Dune Formation on the Humid Tropical Sector of the North Aueensland Coast, Australia,** Earth Surface Processes and Land Formations, Vol. 8, PP. 371-381.

Refahi, H., 2001, **Wind Erosion and Its Control**, Second Edition, Tehran University.

Thomas S.G.D., 2011, **Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands,** Third Edition, John Wiley and Sons, Published Online.

Tsoar H., 1978, **The Dynamics of Longitudinal Dunes, Final Technical Report**, European Research Office, London,

Ward A.W. and Greeley, R., 1984, **Evolution of the Yardangs at Rogers Lake, California**, Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 95, PP.826-837.

Warren A., 1972, **Observation on Dunes and Bimodal Sands in the Tenere Desert,** Sedimentology, Vol. 19, PP. 37-44.

Wilson I.G., 1973, **Sedimentary Geology**, Ergs, Vol. 10, PP.77-106.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی