Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

جغرافیـــا و برنامـــه‌ریـــزی محیطـــی
سـال ۲۵، پیـاپی ۵۳، شـماره ۱، بهـار ۱۳۹۳

سیکلون حرارتی لوت و تأثیر آن در لندفرم‌های بادی (ایده‌ای درحوزه دانش ژئومورفولوژی ایران)

مجتبـی یمـانی: اسـتاد ژئومورفولـوژی، دانشـگاه تهـران، تهـران، ایـران*

وصول: ۱۳۹۱/۱۲/۱۲ پـذیرش: ۱۳۹۲/۱۲/۲۰، صص ۱۴۰-۱۲۱

چکیده

پهنه وسیعی از بخش‌های مرکزی ایران در قلمرو شرایط اقلیمی خشک و بیابانی قرار دارد. توپـوگرافی نسـبتاً هموار و پست، خشکی محیط و استمرار وطول تونل باد در این ناحیه موجب غلبه فرایند فرسایش بـادی در ایـن مناطق شده است. مشخص‌ترینلندفرم حاصل از این فرایند، تمرکز توده‌های بزرگی از ماسه‌هـای بـادی(ارگ‌هـا) است. تاکنون علل تشکیل و تمرکز این توده‌های ماسه‌ای را توپوگرافی سطحی، جهت وزش باد و وجود موانـع و شرایط بادپناهی می‌دانستند. بررسی ها ومطالعات اخیر نشان میدهد که برخلاف تصور رایج توجیـه بوجـد امـدن چنین پدیده گسترده و کم نظیری نیاز مند یک بازنگری وطرح مدلی اقلیمـی در مقیـاس منطقـه ایسـت و اثبـات تطبیق مورفولوژی بادی و مکان‌گزینی ارگ لوت در موقعیت کنونی با تمسک به چنین دلایلی تبیین پـذیر نیسـت. ضرورت چنین اصلی سبب بررسی های دقیق تری برمبنای مطالعـات ژئومرفیـک شـامل بـاز شناسـی پدیـده هـا توسطعکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپـوگرافی وتحلیـل مورفـومتری و مورفولـوژی تپـه‌هـای ماسه‌ای و سایر لندفرم‌های بادی به عنوان شاخصی برای تعیین ویژگی های باد غالب در منطقه گردید. حاصل این بررسی ها که گستره وسیعی از دشت لوت ایران را شامل گردید نشان دادکه ایجاد چنین پدیده ای مستلزم وجود یک سیستم اقلیمی محلی در مقیاس منطقه ای ایست وتسلط یک سلول کم فشار حرارتی تابستانی در چاله لـوت بوجود امدن ارگ را امکان پذیر ساخته است. فرم اشکال ارضی دشت لوت به عنوان گرم‌ترین نقطـه کـره زمـین بیشتر تحت تاثیر یک سیستم اقلیمی خودساخته محلی است زیرا تحدب برخـان‌هـا و مورفولـوژی سـایر اشـکال فرسایش بادی و تفسیر داده‌ها، نشانگر راستای وزش باد غالب در هر نقطه است و نتـایج حاصـل از بررسـی هـا نشان می‌دهد که تصویر فضایی مورفولوژی توده‌های ماسه‌ای لوت ایران به عنوان بـزرگ‌تـرین تـوده ماسـه‌ای در پهنه ایران، الگویی را ارائه می‌کند که از طریق آن می‌توان موقعیت یک سامانه کم فشار حرارتی و همرفتی محلـی حاکم بر چاله لوت را به خوبی شناسایی نمود. وجود این سامانه و نقش آن در تکوین لندفرم‌های فرسایش بـادی لوت می‌تواند به سایر ریگ‌های موجود در ایران مرکزی تعمیم یافته و دیدگاه‌های پیشین را بـازنگری نمایـد. بـه عبارت دیگر نظریه جدید ثابت می‌کند عواملی را که تا این زمان به عنوان عوامل موثر در مکان‌گزینـی تـوده‌هـای ریگ ایران بر شمرده‌اند عوامل اصلی نبوده بلکه نقش اصلی را موقعیت سامانه کم فشار حرارتی ایفا می‌کند که در طول دوره گرم سال بر منطقه لوت تسلط دارد.

واژه‌های کلیدی: چاله لوت، سامانه کم فشار همرفتی، کم فشار حرارتی، توده ماسه‌ای، فرسایش بادی

*نویسنده مسؤول: E-mail: myamani@ut.ac.ir

Archive of SID
www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

- شرح واژگان و مفاهیم ابداعی که نظریه بر پایه آن استوار شده است

چاله لوت: چاله لوت پست‌ترین، خشک‌ترین و گرم‌ترین منطقه ایران بوده و یک چاله ساختمانی گرابنی است.

سامانه کم فشار حرارتی محلی در لوت: در تابستان‌ها که شرایط گرم و خشک در دشت‌های بیابانی حاکمیت پیدا می‌کند، در نتیجه فراهم شدن صعود بی دررو در هوای گرم یک سلول سیکلونی در گرم‌ترین بخش هر دشت تشکیل می‌شود. مرکز این سلول سیکلونی همرفتی درست با پست‌ترین نقطه دشت که گرم‌ترین نقطه نیز هست انطباق پیدا می‌کند. جریان هوا (باد) در این سیکلون برخلاف عقربه‌های ساعت بوده و در عین حال حرکت همگرا به سمت مرکز دارد. علاوه بر این جریان هوا در این سیکلون حرکت حلزونی داشته و ابتدای چرخش که معمولاً از شمال غرب است حرکت باد مماس با سطح زمین بوده و به تدریج در حین چرخش در پیرامون سلول از زمین فاصله می‌گیرد. این فرآیند موجب می‌شود که در بخش غربی سلول که مماس با سطح زمین می‌وزد برداشت ماسه انجام دهد و به تدریج در بخش شرقی سلول که با حرکت حلزونی از زمین فاصله می‌گیرد رسوب گذاری انجام داده و ماسه‌ها را رها کرده و ارگ را تشکیل دهد. تشکیل و تمرکز توده‌های ماسه‌ای بزرگ در بخش های معینی از دشت های پهناور ایران که هیچ مانعی در پیرامون آنها وجود ندارد تنها نتیجه انطباق با موقعیت این سامانه‌های ناپایدار محلی است.

توده ماسه‌ای: توده ماسه‌ای یا ارگ در واقع حوزه انتهایی نقل و انتقال ماسه بادی در یک دشت و محل تمرکز و انباشت آن است. تشکیل ارگ‌ها مربوط به دوره کواترنری است. در ایران ارگ های متعددی وجود دارد که نام های محلی دارند. پراکندگی این توده‌های ماسه‌ای ایران در شکل شماره یک نشان داده شده است.

فرسایش بادی: نیروی آئرودینامیک بادی تنها قادر است ذرات رسوبی ماسه و ریزتر از آن را جابجا نماید. ذرات رس رفت و روب شده توسط باد به صورت معلق مسافت های بسیار زیادی را طی کرده و شکل تراکمی خاصی را در مناطق خشک ایجاد نمی‌کنند. اما ذرات درشت‌تر مانند سیلت و ماسه منجر به تشکیل انواع تپه‌های ماسه‌ای می‌شوند. آنچه مهم است اینکه نیمرخ تمام تپه‌های ماسه‌ای فعال نامتقارن بوده و می‌تواند جهت وزش باد غالب را در هر منطقه نشان دهد به عبارتی مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای می‌توانند الگوی وزش بادهای غالب یک دشت را بازسازی کنند.

- فرایند تکوین و تطور نظریه

سرزمین ایران در کمربند خشک و نیمه خشک نیمکره شمالی قرار گرفته است و تحت تأثیر حاکمیت پرفشار مجاور حاره و از طرفی همواری نسبی بخش‌های مرکزی آن، همواره در معرض فرایندهای فرسایش بادی قرار دارد. سایر متغیرها و عوامل اقلیمی از جمله کم ارتفاع بودن و همواری نسبی منطقه، دور بودن از منابع رطوبتی و دریاها و نیز محصور بودن در میان ارتفاعات حاشیه‌ای، فرسایش بادی را در نواحی مرکزی ایران تشدید نموده است.

در پهنه مناطق خشک مرکزی ایران، توده‌های بزرگی از ماسه‌های بادی در نقاط مختلفی متراکم شده‌اند. این

Archive of SID

www.SID.ir

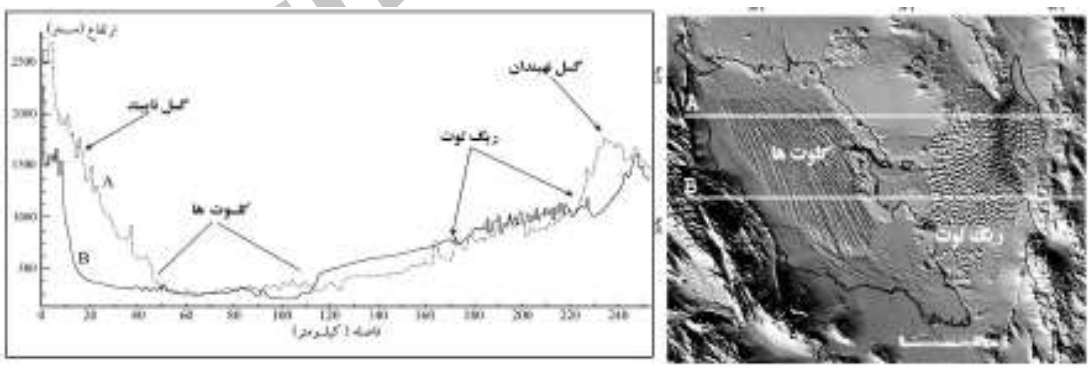
Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

توده‌های ماسه‌ای (Ergs) در اصطلاح محلی « ریـگ » نامیده می‌شوند(یمانی،۱۳۷۹). مطالعاتی که تا این زمان توسط برخی از محققین انجـام شـده اسـت دو عامـل اصلی، یکی جهت وزش باد غالـب منطقـه و دیگـری وجود موانع توپوگرافی را به عنوان عوامل تعیین کننده یا عامل اصلی اسـتقرار ایـن تـوده‌هـای ماسـه‌ای ذکـر نموده‌اند(محمودی، ۱۳۸۱ ص٤٥).

آنچه مشخص است، این توده‌های ریگ عمومـاً در پست‌ترین نقاط چاله‌های مرکزی استقرار یافته‌اند. اگر نگاهی کلی به موقعیت و مورفولـوژی آن‌هـا بیفکنـیم، تفاوت‌های زیـادی از نظـر شـکل، وسـعت، ارتفـاع و موقعیت در آن‌ها دیده می‌شود. از آنجا کـه بـاد عامـل اصلی نقل و انتقال ماسه می‌باشد، بنـابراین بـر اسـاس مبانی نظری جهت، امتداد و شکل توده ماسـه‌ای بایـد متأثر از راستای وزش بادهای غالب و مورفولوژی زیر بنای آن باشد. لیکن این ویژگی‌ها در تمامی ماسه‌هـای بادی یکسان نبوده و به نظر می‌رسد عوامل دیگری در شکل گیری و مکان گزینی این توده‌هـای ریـگ تـأثیر گذار باشند(یمانی، ۱۳۸۱). در این پژوهش، ریگ لوت مطالعه موردی است. جهات وزش باد در حاشیه غربی دشت لوت و در محل کلوت‌های لوت امتـداد شـمال غربی – جنوب شرقی دارند و مورفولـوژی کلـوت‌هـا این موضوع را بـه خـوبی نشـان مـی‌دهنـد. لـیکن در حاشیه شرقی که توده ریگ لوت متمرکز شـده اسـت، جهت بـاد بـر اسـاس مورفولـوژی و نیمـرخ عرضـی تپه‌هـای ماسـه‌ای امتـدادی غربـی و سـپس جنـوبی و سرانجام امتداد جنوب شرقی را نشان می‌دهنـد و ایـن موضوع مسئله اصلی تحقیق را تشکیل داده اسـت. بـه دنبال این مسئله سؤالات زیر قابل طرح است:

۱- آیا چـرخش دایـره‌ای شـکل وزش بـاد در نیمه جنوبی لوت با عرض بیش از ۱۸۰ کیلومتر می‌تواند تحت تأثیر توپوگرافی کوهستانی حاشـیه لـوت کانالیزه شود؟

۲- چرا کلوت‌ها نیمه‌غربی(منطقه برداشت) و ریگ لوت نیمه شرقی(منطقه انباشـت) ایـن چالـه را پوشش داده‌اند(شکل ۱) ؟ در حالیکـه وزش بـاد در هر دو منطقه تقریباً به شکل چرخشی وجود دارد؟



شکل (۱) نیمرخ‌های عرضی لوت. موقعیت این نیمرخ‌ها در تصویر سمت راست نشان داده شده است.

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

۳- چرا در مرکز چاله جنوبی لوت و بین دو قلمرو کلوت‌ها و ریگ لوت در مساحت کوچک‌تری تقریباً فرسایش بادی وجود ندارد؟

٤- چنانچه چاله جنوبی لوت را تقریباً به شکل یک دایره تصور کنیم، چرا در حاشیه خارجی این دایره برخان‌ها قرار گرفته‌اند در حالی که در بخش مرکزی و حاشیه مرکزی این دایره صرفاً تپه‌های بسیار مرتفع هرمی شکل یا ستاره‌ای شکل استقرار یافته‌اند؟

۵- چه ارتباطی بین مورفولوژی اشکال فرسایش بادی لوت اعم از کلوت‌ها و انواع تپه‌های ماسه‌ای و جهات وزش باد غالب در لوت وجود دارد؟

٦- چرا در بخش شمالی چاله جنوبی لوت انباشت ماسه‌های بادی وجود ندارد؟

۷- علت اختلاف زیاد بافت مواد رسوبی در غرب لوت(محدوده کلوت‌ها با بافت ریگ و شن) با شرق لوت(ریگ لوت با بافت سیلت و ماسه).

این سؤالات و سؤالات قابل طرح دیگری وجود دارد که نیازمند تطبیق لندفرم‌های موجود در لوت با مبانی نظری ژئومورفولوژی دینامیک در موضوع فرسایش بادی از یک سو و بازسازی شرایط سیستمی وزش باد است.

- بحث و شرح نظریه

در سایر کشورها محققین زیادی بر روی فرسایش بادی کار کرده‌اند، و تحقیقات ایشان اغلب روی دو محور اصلی متمرکز شده است، یکی ارتباط ویژگی-های باد و شکل‌گیری انواع تپه‌های ماسه‌ای و دوم منشأ ماسه‌های بادی و تأثیر شرایط محیطی در حجم نقل و انتقال مواد بادی است. ناگفته نماند که معدودی از این پژوهشگران بهتأثیر سیکلون‌های مهاجر در تغییر سرعت‌ها و جهات باد در مناطق خشک پژوهش‌هایی را به انجام رسانده‌اند لیکن هیچ‌کدام از ایشان در مورد استقرار سیکلون‌های حرارتی محلی و تمرکز توده‌های ماسه‌ای در نقطه‌ای خاص اشاره نکرده‌اند.

مطالعات در مورد دشت لوت و دشت‌های مرکزی ایران نیز بسیار طولانی و با سابقه است. اولین نوشته‌ها مربوط به ماجراجویان و جهانگردانی می‌شود که از دشت لوت عبور کرده و ویژگی‌های آن را توصیف کرده‌اند. این نوشته‌هاعمدتاً در اوایل قرن ۱۹ به بعد منتشر شده است. مقدسی در قرن چهارم هجری، اسکندر مقدونی برای دست یابی به خراسان، ناصر خسرو قبادیانی در راه بازگشت از سفر حج از نائین و خور عبور نموده است. اولین ماجراجوی اروپایی مارکوپولوی ونیزی بود که از لوت شمالی عبور نموده است. در اواسط قرن ۱۹ کنسول انگلیسی آبوت[1] (۱۸۵۵)ضمن سفر به حاشیه لوت، حاصل مشاهدات خود را طی مقاله‌ای در مجله انجمن جغرافیایی انگلیس به چاپ رسانیده است. سپس سیاحانی چون توماشک و خانیکوف (۱۸۵۸) از روسیه، پوتین جر و کریستی، گلداسمیت(۱۸۷۲)، ماک گرگور(۱۸۷۵)، گالیندوی، سایکس(۱۹۰۱) از انگلستان، سون هدین سوئدی (۱۹۰٦)، استراتیل زاور(۱۹۳۳) و شاید مهم‌ترینآن‌هانوشته‌های گابریل باشد که در سال های ۱۹۲۸، ۱۹۳۳ و ۱۹۳۷ در مورد مناطق بیابانی ایران به

1K. Abott

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

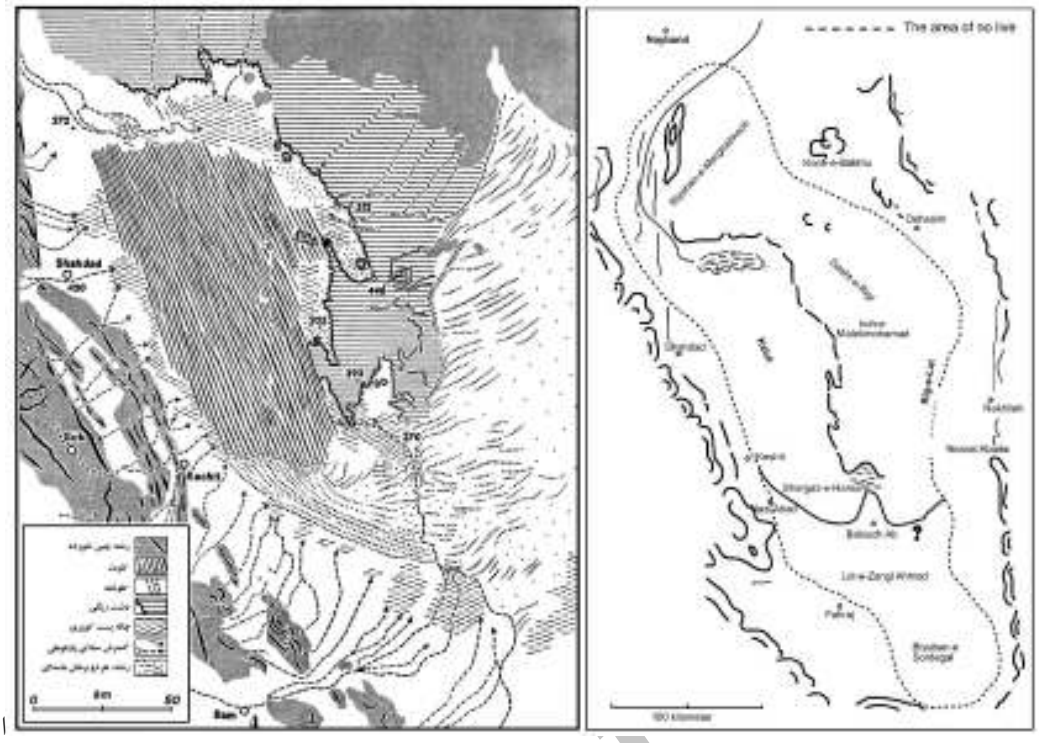
ویـــژه در مـــورد لـــوت نگاشـــته شـــده است(مستوفی،۱۳٤۸صص۲۵-۲۷). آنچه مهـم اسـت، تحقیقات جدید مربوط به زمانی است که عکس‌هـای هوایی پوشش سراسـری کشـور در سـال ۱۳۳٤ تهیـه شده و بر اساس آن نقشه‌های توپوگرافی ترسیم شـده است. در این بین مهم‌ترین آثار موجود در مورد کـویر های ایران از جمله دشـت کـویرو مسـیله مربـوط بـه هانس بوبک فرانسوی است کـه در سـال‌هـای ۱۹۳٤، ۱۹۳٦ و ۱۹٥٦ سفرهای پژوهشی به ایـران انجـام داده است و بسیار ارزشمند است و منجر به ارائه نظریـاتی از ســوی وی شــده اســت کــه هنــوز مطــرح است(Bobek,1959,p4). پس از آن هیـأتی فرانسـوی بـا همکـاری گـروه جغرافیـای دانشـگاه تهـران بـه سرپرستی احمد مستوفی تحقیقـاتی را در مـورد لـوت انجام دادند که می‌توان گفت اولین کارهای تحقیقـاتی منسجم در مورد این منطقـه اسـت (مسـتوفی، ۱۳٤۸). گزارش‌های این مأموریت‌ها توسـط موسسـه جغرافیـا طی سال های ۱۳٤٥ تا ۱۳٥٥ به چاپ رسـیده اسـت. نمونه آن‌ها گزارشی تحت عنوان بررسی اجمالی علوم طبیعی لوت توسط تئودور مونـو اسـت. گزارشـی نیـز تحت عنوان شناسایی در لوت توسط ژان درش نوشته شده است. شکل ٥ نقشه‌های تهیه شده در قالـب ایـن دو گزارش را نشان می‌دهد. درنقشه تهیه شـده توسـط مونو ضمن تقسیم بندی چاله لوت به ۳ واحد اصـلی، مرز منطقه فاقد رویشگاه طبیعـی را نیـز در آن ترسـیم نموده است. علاوه بر این گزارش زمین شناسی لـوت است که توسط ژرژ کنراد و ژاکلین کنراد نوشـته شـده است. این گزارش توسط محمـودی ترجمـه و منتشـر شده است. همچنین گزارش‌هایی از جمله لوط زنگـی احمد، نمونه خاک‌هایی از بخش شـهداد، شـبکه آب-هـای دشـت لـوت، جانـداران لـوت و مسـائل زمـین شناسی لوت اسـت کـه بـه ترتیـب توسـط مسـتوفی(۱۳٤۸)، کردوانـــــی(۱۳٥۰)، محمـــــودی(۱۳٥٤)، بلوچ(۱۳٥٥) و معتمد (۱۳٦۷)در قالب گـزارش هـای تحقیقاتی موسسه جغرافیا در سـال‌هـای مـورد اشـاره چاپ و منتشر شده است.

غالب این مطالعات از دیدگاه توصیفی و صرفاً بر روی مورفولوژی و ویژگی های عمومی چالـه لـوت انجـام پذیرفته است. از آنجـا کـه شـرایط اقلیمـی و جهـات وزش بادها در چاله لوت نقش اساسـی را در هـدایت جریان ماسه به عهده دارند، و اشکال فرسـایش بـادی موجود در لوت جهات وزش مشخصـی را بـرای بـاد ترسیم می‌کنند. بنابراین طرح کلی ایـن لنـدفرم‌هـا بـه گونه‌ای است که حاکمیت یک سامانه کـم فشـار را در چاله لوت به عنوان گرم‌ترین نقطه سطح زمین تـداعی می‌کند. این سامانه جریان بـادی را در محـدوده چالـه لوت بر خلاف عقربه‌های ساعت ایجاد می‌کنـد و ایـن موضوع فرضیه اصلی پـژوهش را تشـکیل داده اسـت. این پژوهش تلاش دارد با استناد به مطالعات پیشـین و بـا اسـتفاده از داده‌هـا و ابزارهـای کنـونی، چگـونگی تکوین مورفولوژی فرسایش بـادی در دشـت لـوت و سرانجام علـت اسـتقرار و مکـان‌گزینـی خـاص تـوده ماسه‌ای ریـگ لـوت را بـه عنـوان بـزرگ‌تـرین تـوده ماسه‌ای ایران از دیدگاهی نو و در قالب یک نظریه باز شناخته و به سایر ارگ‌های ایران تعمیم دهد.

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014



شکل(۳) سمت راست نقشه تقسیم بندی لوت توسط تئودور مونو در سال ۱۹٦۹ و سمت چپ نقشه ترسیم شده توسط ژان درش در قالب گزارشی تحت عنوان شناسایی در لوت(مستوفی،۱۳٤۸)

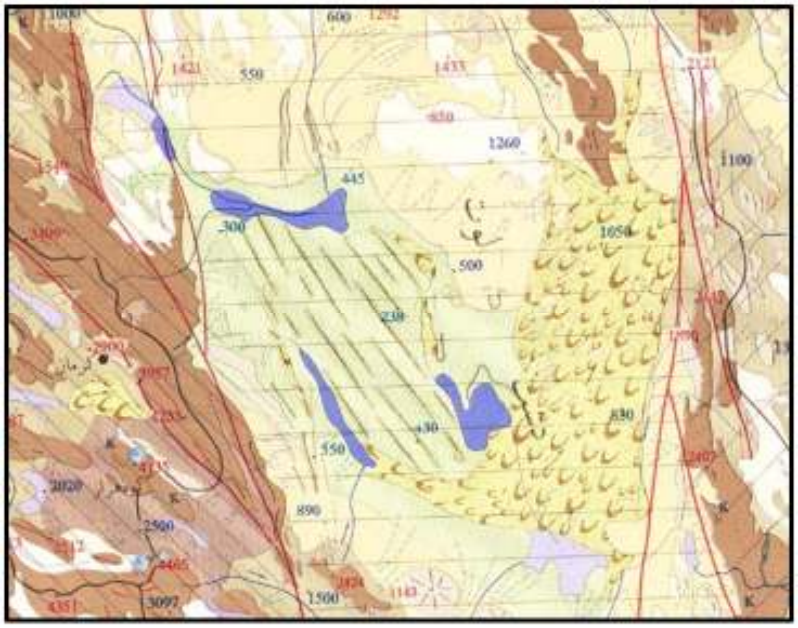
دشت لوت چاله‌ای است نامتقارن با جهت شمالی- جنوبی و در داخل آن به طور پراکنده چاله‌های مستقل کوچک‌تری وجود دارد که حوضه انتهایی آب‌های روان هستند. در شمال لوت حداکثر ارتفاع بین رود شور بیرجند و بصیران به طور متوسط ۱۰۰۰ متر و در مغرب ٤٤۰ متر(شهداد) و در مشرق ۸٤۰ تا ۱۰۰۰متر (به ترتیب در ده سلم ونخیله) و در جنوب یعنی لوت زنگی احمد ۷۲۰ متر است(محمودی، ۱۳۸۱). دشت لوت در حدود ٥٤۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت دارد. به دنبال شبکه آبراهه‌هایی که از کوه‌های شرقی ایران منشأ گرفته است، مخروط‌افکنه‌های وسیعی در بخش شرقی لوت تشکیل شده است که قاعده آن‌ها حاشیه شرقی ریگ بزرگ لوت را تشکیل می‌دهند. این ریگ در مشرق دشت لوت مرکزی قرار گرفته است و پهنه‌ای را تحت قلمرو خود دارد که عرض متوسط آن حدود ۵۲ کیلومتر بوده و وسعتی معادل ۱۵۲/۵ کیلومتر مربع را پوشش داده و بزرگ‌ترین توده ماسه‌ای ایران به حساب می‌آید(محمودی، ۱۳٤۵) (شکل٦).

کلوت‌ها نیز پهنه‌ای حدود ۱۲۰ کیلومتر طول و حدود ۸۰ کیلومتر عرض را در نیمه غربی دشت لوت پوشش داده و ترکیبی از تپه‌های موازی از جنس رس، ماسه و نمک هستند که در اثر کاوش بادی شکل کنونی را به وجود آورده‌اند (مشهدی و همکاران، ۱۳۸۱).

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014



شکل (۳) ژئومورفولوژی و لندفرم‌های چاله لوت (اطلس ملی ایران، سازمان نقشه برداری کشور).

به طور کلی این پژوهش بر پایه یک روش مقایسه‌ای و تحلیلی استوار است. مطالعات قبلی و پیشینه تحقیق از طریق کارهای کتابخانه‌ای گردآوری و مورد بررسی قرار گرفته و عمدتاً بر روی نظریه‌ها تاکید شده است. همچنین روش‌ها و تکنیک‌های به کار رفته در تحقیق بخشی مستند به این سوابق بوده است. داده‌ها نیز قسمتی از کارهای انجام شده توسط دیگران و بخشی نیز از سازمان های مرتبط تهیه یا از وب‌گاه‌های اینترنتی اخذ شده است. بخش عمده‌ای از اطلاعات نیز از طریق مشاهده، اندازه گیری، ثبت و برداشت از روی عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای Aster و IRS و ETM و تجزیه و تحلیل آن‌ها با استفاده از نرم افزارها بوده است. موقعیت عوارض در قالب نرم افزارهای مختلف بر روی نقشه‌های رقومی ثبت شده و با عوارض موجود در محدوده مورد مطالعه انطباق داده شده است. سپس نیمرخ‌های تعیین شده به صورت عرضی برداشت و ترسیم شده‌اند (Abdolahi & Yamani ,2009).

برای بررسی اشکال ژئومورفولوژی لوت و لندفرم‌های فرسایش بادی از طریق اندازه گیری روی تصاویر دیجیتالی با دید ارتفاعی انجام شده است. بررسی تغییرات دوره‌ای، جابجایی‌ها و تحول توده‌های ماسه‌ای و لندفرم‌ها از طریق مقایسه دوره‌ای عکس-های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای با فاصله زمانی حدود ۵۰ ساله (۱۳۳٤– ۱۳۸۲) اندازه‌گیری شده است. بسیاری از اندازه گیری‌ها بر روی تصاویر DEM ماهواره لندست سنجنده IRS و در قالب نرم افزار ENVI برای ترسیم نیمرخ‌ها و اندازه‌گیری و تحلیل انجام شده است. از نقشه‌های توپوگرافی و تصاویر رقومی برای ثبت و اندازه گیری موقعیت‌ها و

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

برداشت پروفیل‌ها با مشاهده و اندازه گیری‌های غیر-مستقیم استفاده شده است. علاوه بر این طی یک مرحله کار میدانی در آذر ماه ۹۱ در بخش غربی کلوت‌ها برای مشاهده مستقیم تأثیرات کاوشی باد و تطبیق نتایج استفاده شده است. نرم‌افزارهای گرافیکی نظیرFreehand وPhotoshop نیز برای پاکنویس، تلفیق و ترسیم نهایی نقشه‌ها و شکل‌های مرتبط به‌کار گرفته شده‌اند.

برای تحلیل مکان گزینی توده ریگ لوت، ابتدا شواهد جهت وزش بادهای قالب از طریق مورفولوژی کلوت‌ها و تپه‌های ماسه‌ای سطح ریگ و پیرامون آن تعیین شده است. برای این منظور از طریق مشاهده بصری عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای با قدرت تفکیک بالا نیمرخ عرضی و رو به باد تپه‌های ماسه‌ای مذکور ترسیم شده است. با توجه به اینکه دامنه کم شیب تپه‌های ماسه‌ای رو به باد و دامنه پرشیب آن‌ها پشت به باد غالب است و این ویژگی تقریباً در تمام تپه‌های ماسه‌ای صادق است، بنابراین از طریق این ویژگی جهت باد قالب در مجموعه ریگ لوت تعیین شده است. در این میان برخان‌ها که در لوت و حواشی آن از گستردگی بسیار زیادی برخوردار می‌باشند، نمونه‌های شاخص و متمایزی برای تعیین جهات باد غالب در هر نقطه از ریگ به شمار می‌روند. برای کنترل راستای وزش باد غالب بر اساس مورفولوژی و نیمرخ موجود تصاویر با فواصل زمانی مختلف و در فصول متفاوت مورد بررسی قرار گرفته و جهات باد غالب بر روی آن‌ها کنترل مجدد شده است. سپس بر اساس تیپ قالب اشکال ماسه‌ای و جهات مذکور بازه‌های وزش باد بر روی ریگ ترسیم و برازش داده شده است. در نهایت الگوهای فشار با ریگ لوت انطباق داده شده و جهات وزش باد و جهات جریان و حرکت ماسه‌های بادی در محدوده ریگ لوت بازسازی شده است.

فرایند فرسایش بادی، برآیند میزان انرژی و جهت وزش باد است. این فرایند به صورت کاوش، حمل و نقل و سرانجام تراکم بادی انجام می‌پذیرد. بدیهی است، قدرت مستقیم فرسایش باد، آستانه معینی را در رابطه با قطر ذرات نشان می‌دهد. این آستانه، شامل ذرات رسوبی به قطر حداکثر ۲ میلیمتر و بادی با سرعت ٦۰ گره در ساعت است(موسوی حرمی،۱۳۸۰). ذرات بسیار ریزدانه در حد رس و سیلت دانه ریز به صورت معلق جابجا می‌شوند و قادرند مسافت‌های طولانی را طی کنند؛ اما آن دسته از ذرات که تحت تأثیر نیروی باد به صورت جهشی و غلطان حرکت می‌کنند، اشکال تراکمی تپه‌های ماسه‌ای را می‌سازند. این تپه‌ها در راستای باد غالب هر منطقه حرکت می‌کنند. انباشته شدن تپه‌های ماسه‌ای در حوزه انتهایی وزش باد و توقف نسبی آن‌ها، موجب تشکیل توده‌های بزرگ ماسه‌ای یا ارگ می‌گردد(یمانی، ۱۳۸۳).

- تعیین جهات وزش باد از طریق مورفولوژی لندفرم‌های بادی

تقریباً تمامی ریگ‌های ایران در نقاط پست‌چاله‌های مرکزی و منطبق با گرم‌ترین نقاط این چاله‌ها استقرار

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

یافته‌انـد. در چنـین شـرایطی گرادیـان دمـا مـی‌توانـد موجب وزش همرفتی بـاد در ایـن منـاطق شـده و در سرعت‌های بالا موجب نقل و انتقال و سرانجام تمرکز ماسه‌های بادی در مناطق خاصی شود. بررسـی‌هـا نیـز نشان می‌دهد که در اکثر مناطق بیابانی ایـران، حـداکثر وزش بادها در دوره گرم سـال کـه گرادیـان حرارتـی بیشتری بین ایـن منـاطق و منـاطق عمـدتاً کوهسـتانی اطـراف وجـود دارد روی مـی‌دهـد. از آنجـا کـه ایستگاه‌هـای هواشناسـی در منـاطق مرکـزی ایـران از پراکندگی مناسبی برخوردار نیست از این‌رونمـی‌تـوان راستای وزش بادها را در آن منـاطق از طریـق ترسـیم گل‌بادها بررسی و مشاهده نمود. بنابراین مورفولـوژی لندفرم‌های بادی بهترین شاخص بـرای تعیـین جهـات باد غالب هر منطقه به شمار می‌رود (یمانی،۱۳۸۱).

با اسـتناد بـه مبـانی نظـری و شـاخص‌هـای مـوثر در فرسایش بادی از آنجا که جهت حرکت ماسـه برآینـد راسـتای وزش بـاد اسـت، بنـابراین برقـراری ارتبـاط لندفرم‌های در معرض فرسایش بادی در محدوده چاله لوت و پیرامون آن از جمله امتداد کلوت‌هـا و نیمـرخ نامتقارن تپه‌های ماسه‌ای می‌توانـد بـه خـوبی راسـتای وزش باد غالب را نشـان دهـد. بـاد ذرات ماسـه را از مناطق منشأ رفت و روب کرده و به سـوی تـوده‌هـای ماسه‌ای منتقل می‌نماید(شکل٤). مناطق منشأ را عموماً سـازندهای کـواترنری از جملـه سـطوح کلـوت‌هـا، دشت‌های آبرفتی، پادگانه‌ها و مخروط‌افکنه‌های پـای-کوهی تشکیل می‌دهند.

شکل (٤) جور شده‌گی ذرات درشت ریگ با قطر بیش از ۵ میلیمتر در کف کانال‌های بادی حد فاصل کلوت‌هـا نشـانگر قدرت کاوشی باد در قلمرو کلوت‌ها می‌باشد (بر اساس شاخص آزمایشگاهی در شکل ۲ سرعتی بـیش از ۱۰۰ کیلـومتر می‌تواند چنین ذراتی را منتقل نماید). بدیهی است ذرات ریزتر مانند سیلت و ماسه جدا شده و در نهایت توسـط بـاد بـه ریگ بزرگ لوت منتقل می‌شوند و ذرات ریگ درشت‌دانه‌تر صرفاً به صورت غلطان جابجا شده و نمی‌توانند مسافت‌هـای زیادی را طی نمایند (عکس از حدود ۱۵ کیلومتری شرق شهداد گرفته شده است، آذر ماه ۱۳۹۱).

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

- مورفولوژی کلوت‌ها

مشخص‌ترین شکل کاوشی باد در دشت لوت، تپه‌های موازی و کشیده‌ای هستند که در اثر فرسایش باد و کانالیزه شده آن در راستای شمال‌غربی به جنوب‌غربی تشکیل شده و نیمه غربی چاله لوت را پوشش داده‌اند. مورفولوژی عمومی این لندفرم به گونه‌ای منظم و زیباست که آن را در سطح جهان بی‌نظیر ساخته است. داده‌های رسوب‌شناسی نشان می‌دهد که کلوت‌ها منشأ پلایا دارند. از لحاظ سنگ‌شناسی جنس آن‌ها از رس، ژیپس و نمک با تناوبی از لایه‌های سیلت و ماسه با چینه‌بندی افقی است. پلایای مذکور پس از خشک شدن طی کواترنری تحت‌تاثیر کاوش بادی قرار گرفته و مورفولوژی کنونی را به وجود آورده است. نکته مهم آن است که نیمرخ عرضی کلوت‌ها نامتقارن و غالباً تحدب اندکی را به سمت غرب نشان می‌دهند(شکل ۵). به نظر می‌رسد عدم تقارن کلوت-ها نتیجه وزش چرخشی بادها با تحدب غربی است. این چرخش قوسی شکل، باعث شده است که دامنه شرقی هر یک از کلوت‌ها تحت تأثیر کاوش بادی بیش از دامنه غربی آن‌ها فرسایش یافته و شیب بیشتری پیدا کند. عدم تقارن شیب دامنه‌ها کلوت‌ها می‌تواند وزش هم گرای بادها را در راستای یک سامانه کم فشار توجیه نماید.

شکل ۵: راستای عمومی وزش بادهای سطح زمین با تمایل شرقی در قلمرو کلوت‌های دشت لوت موجب عدم تقارن شیب دامنه‌های غربی و شرقی کلوت‌ها شده است(مانند برش عرضی بال هواپیما).

- مورفومتری پهنه‌های ماسه‌ای در ریگ لوت

اگر توده ماسه‌ای بزرگ لوت را به عنوان یک واحد لندفرمی قلمداد نماییم، مجموعه ریگ لوت به ۸ پهنه از نظر تنوع مورفولوژیکی اشکال ماسه‌ای قابل تفکیک است. شکل ۹ این پهنه‌ها را از شمال به جنوب به شرح زیر نشان می‌دهد.

A: رشته‌های طولی و موازی که بسیار کم ارتفاع و باریک بوده و نظم زیادی را در راستای وزش باد نشان

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

می‌دهند.

- رشته‌های طولی هلالی شکل حجیم در سطح ریگ لوت که چرخش جهت باد را به ترتیب از جنوب شرق و سپس از سوی مشرق و سرانجام از سمت شمال شرق نشان می‌دهند. تنها بخشی از ریگ لوت است که مورفومتری این تپه‌های ماسه‌ای هلالی شکل چرخش جریان باد را در یک محدوده نسبتاً کوچک به نمایش گذاشته‌اند.

C: رشته‌های موازی حجیم که جهت جنوب شرقی را برای وزش باد تعیین می‌کنند.

D: رشته‌های طولی مرتفع در بخش مرکزی ریگ که طول آن‌ها نسبت به سایر نمونه‌ها زیاد بوده و از جنوب به سمت شمال با یک تحدب جنوب شرقی، چرخشی را به سمت چاله مرکزی نشان می‌دهند.

E: برخان‌های مرکب حاشیه شرقی ریگ لوت که با توجه به تراکم زیاد آن‌ها نمونه بسیار زیبایی از برخان های فعال را به نمایش گذاشته‌اند. شکل کلی این تپه‌ها به گونه‌ای است که پرواز دسته جمعی پرندگان را تداعی می‌کند.

F: تپه‌های شلجمی شکل مرتفع که همانند تپه‌های ماسه‌ای گروه Dرشته‌هایی موازی با تحدب جنوب شرقی را تشکیل داده‌اند. آنچه مسلم است این تپه‌ها وزش بادی منظم و پایدار را نشان می‌دهند که از سرعت‌های با آستانه بسیار بالا برخوردار است.

G: پهنه تحت پوشش تپه‌های ستاره‌ای شکل و تپه‌های قیفی یا دوکی شکل که موید حکت همگرا و صعودی باد در این بخش می‌باشند. بلندترین نمونه تپه‌های ماسه‌ای منفرد در محدوده ریگ لوت به این دو نمونه اختصاص دارد.

H: این پهنه تحت پوشش نمونه‌های متفاوتی از تپه‌های شبه برخان و برخان‌های کم ارتفاع است. وزش بادهای جنوبی و به همراه بادهای غربی که از بخش جنوبی کلوت‌ها وزیده و تحت شرایط همگرایی بخش مرکزی لوت به سمت شرق متمایل می‌گردند، موجب بی‌نظمی در مورفولوژی این تپه‌های ماسه‌ای می‌شوند.

همان‌گونه که در شکل (٦) دیده می‌شود در توده ماسه‌ای لوت و پهنه‌های پیرامون آن انواع گوناگونی از تپه‌های ماسه‌ای تشکیل شده است که از تنوع زیادی برخوردار هستند. نمونه‌های تپه‌های ماسه‌ای ذکر شده و پراکندگی و موقعیت آن‌ها در سطح ریگ، می‌تواند مشخص کننده ویژگی‌های دینامیکی باد و فرایندهای تشکیل دهنده آن باشد. این ویژگی مهم‌ترین موضوعی است که می‌تواند در دست‌یابی به اهداف این پژوهش نتیجه بخش باشد.

- تعیین جهات باد غالب در ریگ لوت

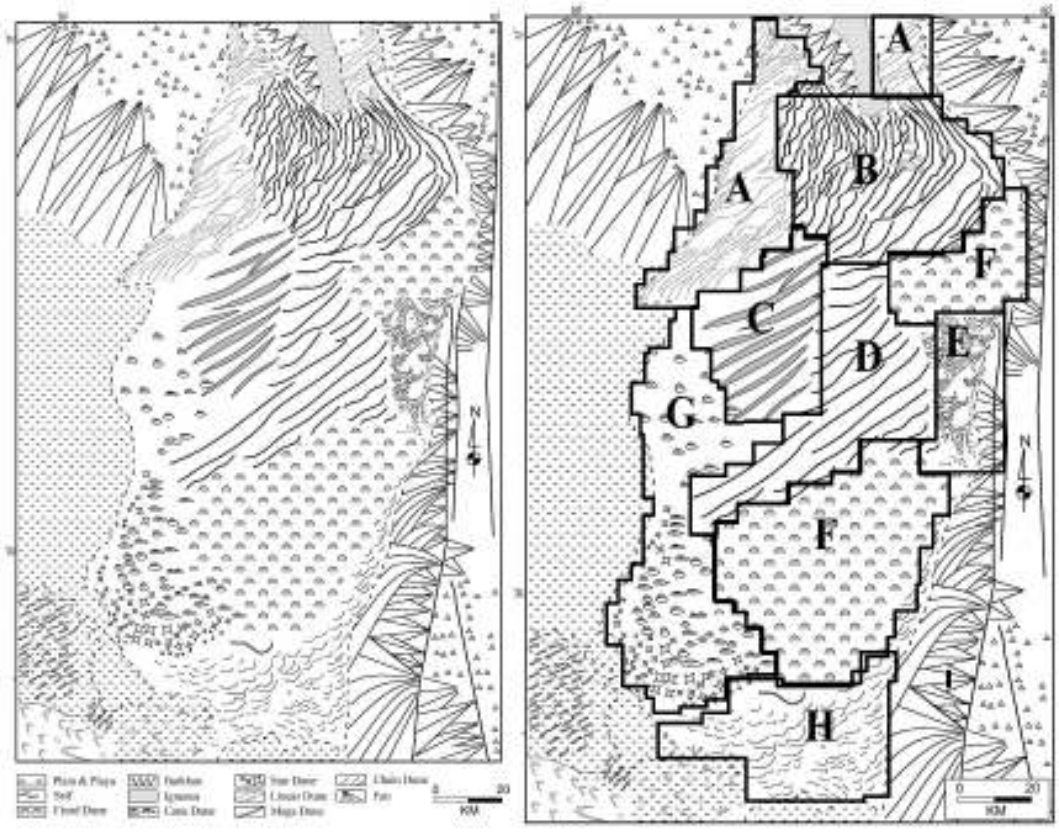
مسلم است که تغییر شکل و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای در درجه اول تابع جهات وزش باد است و برخان‌ها تحت تأثیر یک باد غالب و پایدار تشکیل می‌شوند و در راستای آن حرکت دارند. سیف‌ها یا تپه‌های موازی تحت تأثیربادهایی با دو راستای مشخص تشکیل می‌شوند، با این تفاوت، بادی که عمود یا بر سیف است از سرعت و فراوانی بالاتری برخوردار بوده و باد درجه دوم بادی است که با زاویه بسته‌ای نسبت به امتداد طولی آن می‌وزد. همچنین

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

تپه‌های ستاره‌ای یا قیفی شکل در نقاطی استقرار می‌یابند که بادها وزش نسبتاً همگرا و صعودی داشته باشند. بنابراین با استناد به این واقعیت‌ها که مبتنی بر مبانی نظری است، می‌توان الگوی وزش بادها را در این توده ماسه‌ای تعیین و بازسازی نمود.



شکل (٦) مورفولوژی عمومی پهنه ریگ لوت و پهنه بندی لندفرمی اشکال تپه‌های ماسه‌ای سطح آن

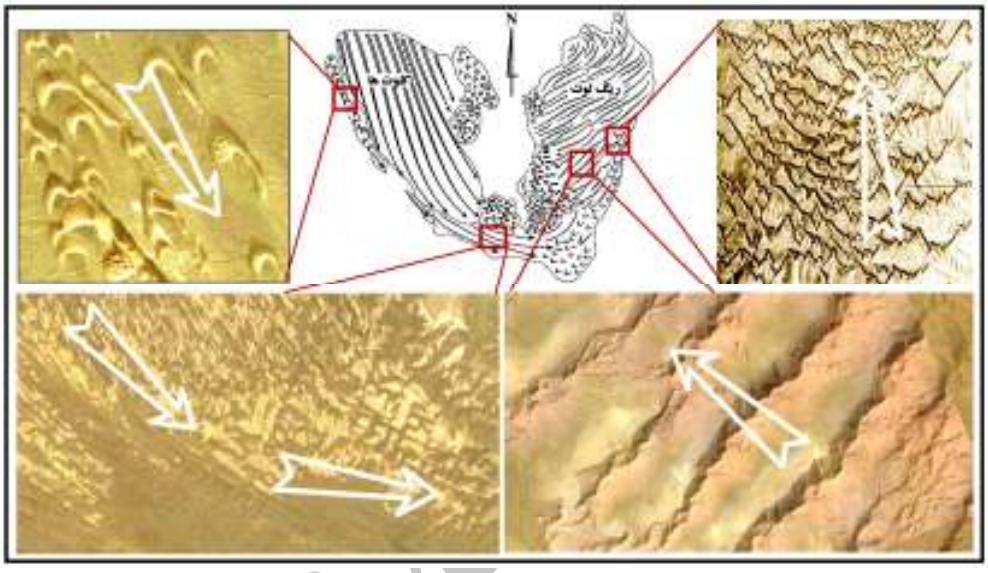
- جهت باد غالب در حاشیه لوت

بر اساس مشاهدات غیرمستقیم از طریق عکس‌های هوایی مقیاس بزرگ و نیز تصاویر ماهواره‌ای، جهات وزش بادهای غالب در سرتاسر دشت لوت به دست آمده است. در بخش شرقی و جنوبی کلوت‌ها برخان-هایی با تحدّب شمال غربی قرار گرفته‌اند. این برخان‌ها به طور کاملاً مشخصی وزش باد غالب را از راستای شمال غرب نشان می‌دهند(شکل۸). در فاصله اندکی در جنوب این کلوت‌ها یعنی در بخش شمالی چاله جنوبی دشت لوت نیز تحدب برخان‌ها جهت وزش باد غربی را نشان می‌دهند. در امتداد جنوب غربی نیز گروهی از تپه‌های ماسه‌ای طولی و نیز برخان های متوالی وجود دارد که راستای وزش جنوب غربی را نشان می‌دهند. در نیمه جنوب شرقی ریگ نیز گروهی از برخان‌ها راستای وزش باد جنوبی را نشان می‌دهند و بالاخره در توده ریگ اصلی چرخش جهات وزش از جنوب شرقی به شمال غربی به خوبی دیده می‌شود (شکل۱۰).

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

حتی در بخش شمالی توده ریگ لوت از راستا و مورفولوژی تپه‌های سطح ریگ که امتداد طولی مشخصی را عمود بر جهت وزش بادهای غالب نشان می‌دهند، می‌توان وزش بادهای شرقی و شمال شرقی را بازسازی نمود. نکته جالب توجه آن است که این امتدادهای وزش تا بلندای ریگ لوت و درست به سمت نقطه‌ای در چاله مرکزی و حد فاصل ریگ و کلوت‌های لوت بسته می‌شوند. در این نقطه به یکباره شیب رو به باد تپه‌های ماسه‌ای معکوس می‌گردد. شکل ۷ وزش بادهای غالب منطقه را با استناد به مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای موجود در پیرامون ریگ لوت به وسیله علامت فلش نشان می‌دهد.



شکل (۷) برخان‌ها و تپه‌های موازی در حاشیه پیرامونی کلوت‌ها و ریگ لوت که چرخش دایره‌ای شکل باد غالب را در حاشیه دشت لوت نشان می‌دهند.

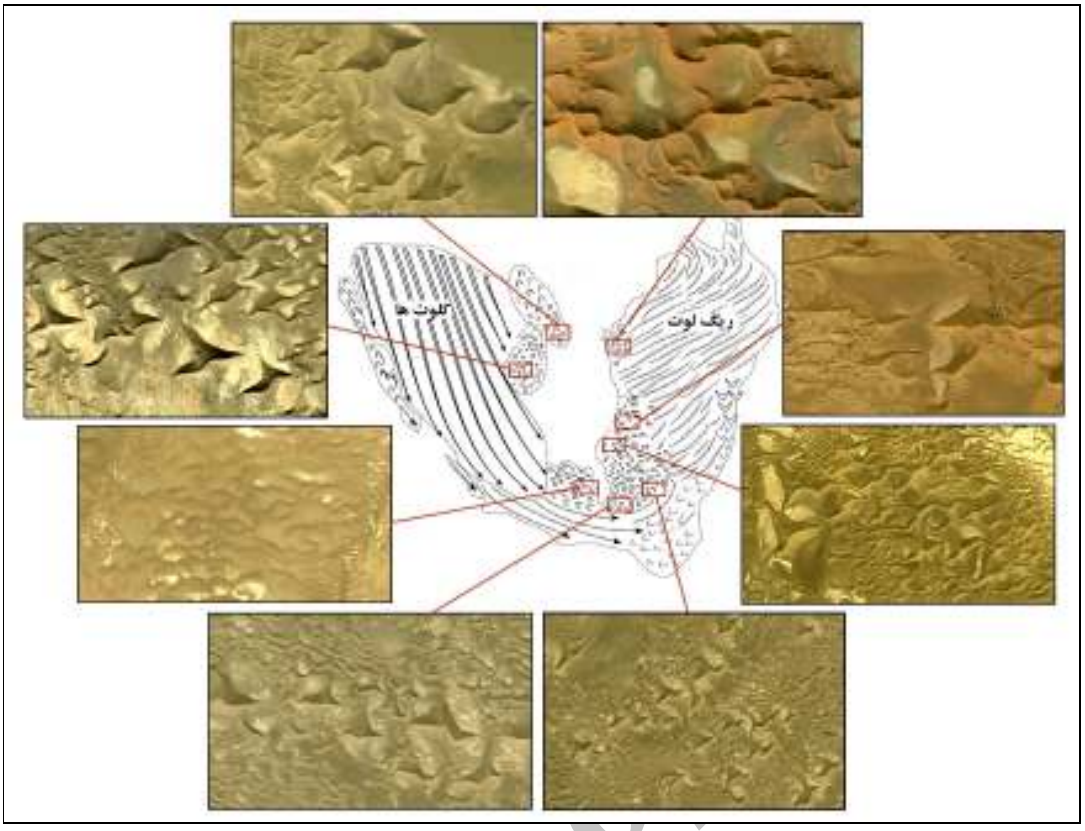
– جهت وزش بادها در بخش مرکزی لوت

شکل ۱۱ انواع تپه‌های ستاره‌ای شکل و نمونه‌های قیفی شکل را که در محیط داخلی و متمایل به مرکز دشت لوت قرار دارند نشان می‌دهد. همان گونه که قبلاً گفته شد، هرم‌های ماسه‌ای، تپه‌های ستاره‌ای شکل و نمونه‌های قیفی شکل در مکان‌هایی تشکیل می‌شوند که بادها راستای همگرا و تا حدی صعودی داشته و از جهات متفاوتی می‌وزند. ویژگی همگرا بودن باد و حالت چرخشی و گردبادی آن منجر به تشکیل تپه‌های قیفی شکل می‌شود. چنانچه موقعیت این نوع تپه‌های ماسه‌ای را در مجموعه ریگ لوت و حاشیه غربی کلوت‌ها بررسی کنیم صرفاً در بخش مرکزی استقرار یافته‌اند. شکل ۸ نیز مورفومتری نمونه‌های شاخص این نوع تپه‌های ماسه‌ای را نشان می‌دهد.

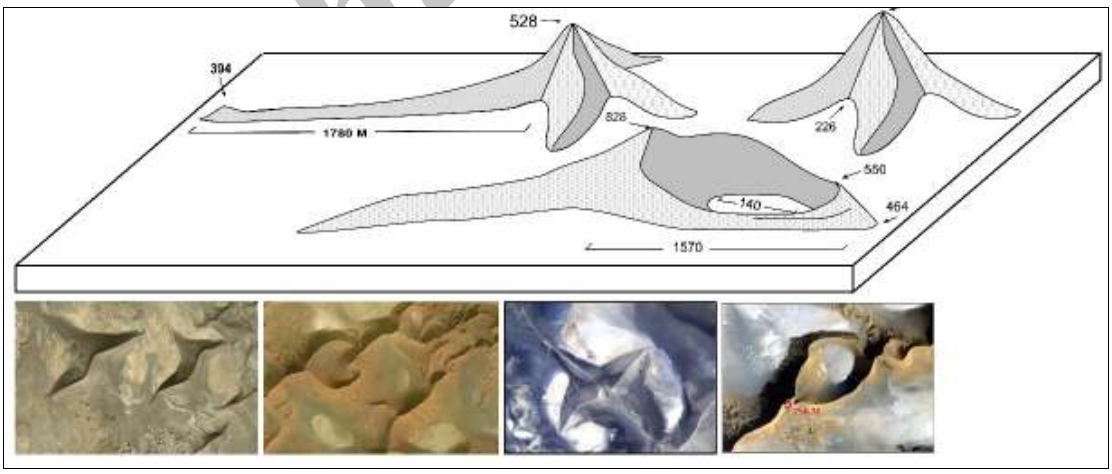
Archive

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014



شکل (۸) موقعیت انواع تپه‌های ماسه‌ای در بخش مرکزی منطقه فرسایش بادی دیده می‌شود. در محدوده‌های مشخص شده در بخش مرکزی لوت، صرفاً تپه‌های ماسه‌ای مرتفع و تقریباً پایداری نظیر تپه‌های ستاره‌ای شکل، مخروطی شکل و هرم های ماسه‌ای که حجیم و مرتفع بوده و در نتیجه جریان همگرا و صعودی باد تکوین می‌یابند استقرار یافته‌اند.



شکل (۹) مورفومتری دو نمونه شاخص از بلندترین تپه‌های ماسه‌ای موجود در بخش مرکزی لوت (برحسب متر)

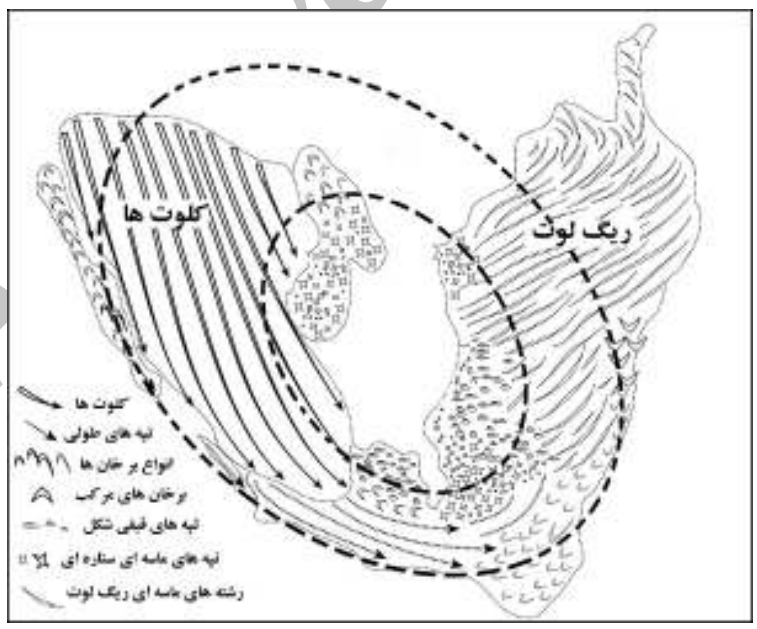
www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

- نتیجه گیری

در مناطق خشک مرکزی ایران گرادیان فشار علاوه بر خشکی محیط عمدتاً تابع ارتفاع است. به عبارتی پست‌ترین نقاط چاله‌های مرکزی از دمای بالاتری نسبت به پیرامون خود برخوردارند. بنابراین صعود بی دررو هوا در این نقاط روی داده و گرادیان فشار بین این نقاط و مناطق کوهستانی و مرتفع پیرامون آن‌ها موجب تشکیل یک سلول کم فشار همرفتی می‌گردد. در اثر این ناپایداری محلی و تحت تأثیر شرایط فصلی، حداکثر گرادیان حرارتی در دوره گرم سال که از شرایط دمایی بالاتری برخوردار است روی می‌دهد. از این رو بادها در این فصول قوی‌تر بوده و ماسه‌های بادی نیز با حجم بیشتری منتقل می‌گردند.

همان‌گونه که در بخش تجزیه و تحلیل اشاره شد، ریگ لوت، درست در راستای باد غالب شمال غربی در سطح زمین پس از رفت و روب سطح دشت لوت و تخریب و کاوش کلوت‌ها، ذرات ماسه را به صورت اشکال ماسه‌ای در امتداد وزش باد به سمت جنوب منتقل می‌کند. این ذرات قبل از رسیدن به حوضه انتهایی دشت لوت، تحت تأثیر باد غالبی که از جنوب غربی می‌وزد به سمت شمال شرقی تغییر مسیر داده، در محل کنونی ریگ در جنوب شرقی چاله لوت انباشته می‌گردند. علت اصلی تراکم ماسه در این بخش، همگرایی وزش بادها به سوی این نقطه می‌باشد. همان گونه که قبلاً تشریح گردید، الگوی تپه‌های ماسه‌ای و مورفولوژی آن‌ها، استقرار یک سامانه کم فشار همرفتی را به خوبی نشان می‌دهد. اگر طبق شکل ۱۰ دوایر متحدالمرکزی بر روی قلمرو فرسایش بادی لوت ترسیم نماییم، سه قلمرو مشخص و متحدالمرکزمی‌توان بر روی این محدوده قرار داده و الگوی ویژه‌ای را بازسازی نمود.

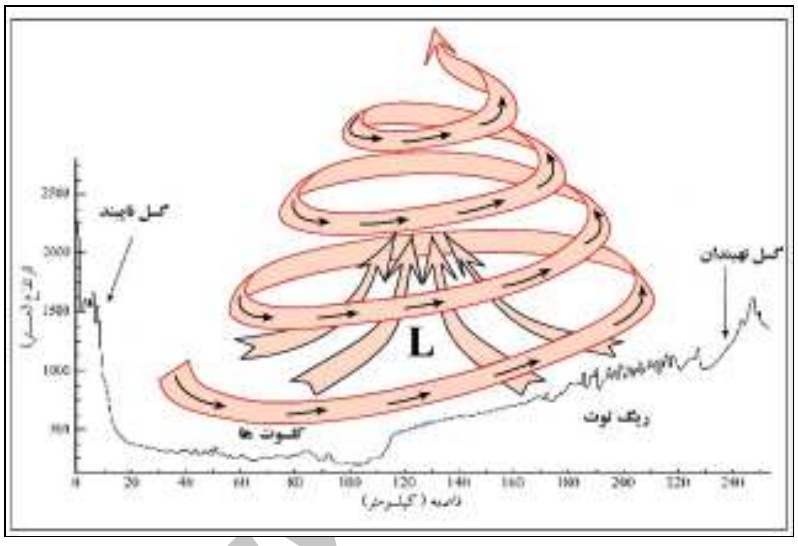


شکل (۱۰) ترسیم دوایر منطبق با پهنه‌های اشکال فرسایش بادی در محدوده چاله لوت

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای در محدوده سه بخشی که در شکل ۱۱۳ و پیرامون دوایر ترسیم شده نشان داده شده است، با شرایط وزش بادهای غالب و فرایند تشکیل هر یک از نمونه‌های تپه‌های ماسه‌ای انطباق دارد. اگر این دوایر را با یک الگوی کم فشار حرارتی مانند شکل ١٤ مطابقت دهیم نتایج حاصله بسیار معنی‌دار خواهد بود. در این الگو، حرکت باد در سطح زمین به شکل همگرا و در جهت عکس عقربه‌ای ساعت به وضوح قابل بازسازی است. اگر نیمرخی از این سامانه ناپایدار ترسیم نماییم حرکت همگرای باد به سمت بخش میانی جریان و صعود آن در مرکز با فرایند تشکیل تپه‌های ماسه‌ای محدوده ریگ لوت انطباق کاملی پیدا می‌نماید(شکل١٤).



شکل (۱۱) موقعیت کم فشار همرفتی در روی چاله لوت را نشان می‌دهد. چرخش دورانی باد در قالب این جریان همرفتی به سوی شرق و در حاشیه لوت موجب می‌شود که در غرب لوت یعنی محل کلوت‌ها برداشت و کاوش بادی انجام گرفته و با ارتفاع گرفتن جریان از سطح زمین، ماسه‌ها را در شرق و در محل ریگ لوت روی هم انباشته نماید. این جریان چرخشی در بخش مرکزی خود جریان همگرایی را ایجاد می‌کند که در حرکت خود به سمت مرکز و درنتیجه ناپایداری و صعود باعث تشکیل هرم‌ها و تپه‌های ماسه‌ای ستاره‌ای شکل در بخش مرکزی می‌گردد.

آنچه مهم است در این سامانه همرفتی دو جریان باد قابل تفکیک است. یکی جریان بادی است که در پیرامون این سامانه حرکت افقی و همگرا داشته و نتیجه آن حرکت ماسه‌ها در سطح زمین و در حاشیه لوت، بزرگ‌ترین محیط این سامانه را طی می‌کند. بنابراین ارتفاع تپه‌های ماسه‌ای به ویژهبرخان‌ها در حاشیه این سامانه به مراتب کم ارتفاع تر از تپه‌های بخش مرکزی می‌باشد. در حالی که جریان دوم به صورت وزش همگرا و همزمان چرخش دورانی آن موجب ناپایداری شدید در بخش مرکزی این سامانه می‌شود. این جریان در حین چرخش همگرا به سوی مرکز به تدریج صعود کرده و تپه‌های قیفی شکل و هرم‌های ماسه‌ای را که بسیار هم مرتفع هستند در بخش مرکزی لوت شکل می‌دهند. اگر مجدداً شکل

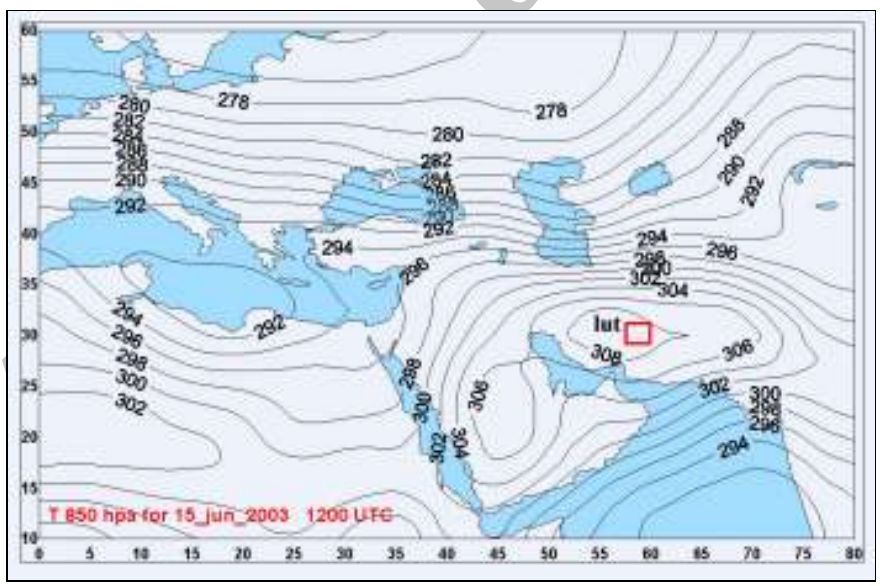
Archive

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

۱۳ را نظاره کنیم، تقریباً تمام هرم‌های ماسه‌ای، تپه‌های مرتفع قیفی شکل و تپه‌های ماسه‌ای ستاره‌ای شکل در دایره مرکزی یعنی جایی که حرکت باد حالت همگرا و صعودی دارد تشکیل شده‌اند. شکل ۱۵ هر چند کوچک مقیاس است، لیکن موقعیت محدوده چاله لوت را بر روی نقشه فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال منطقه خاورمیانه نشان می‌دهد. همان گونه که در شکل ۱۲ دیده می‌شود، انطباق مرکز کم فشار بر روی لوت در تابستان‌ها می‌تواند سامانه کم فشار حرارتی زیر خود را که بر روی چاله لوت استقرار دارد تقویت نموده و بر ناپایداری آن افزوده و سرعت بادها را بسیار افزایش دهد. گذشته از سیستم‌های کم فشار عمومی، از آنجا که چاله لوت پست‌ترین نقطه مرکزی ایران بوده و طبق گزارش‌ها (علوی پناه، ۱۳۸۱) گرم‌ترین نقطه زمین نیز می‌باشد.

بنابراین با توجه به گرمای شدید در این قلمرو به ویژه در تابستان‌ها این سامانه محلی حرارتی تابستانی در مرکز لوت حاکمیت یافته و تحت تأثیر آن سرعت باد در دوره گرم سال از شرایط استثنایی برخوردار می‌شود. این سامانه همرفتی ناپایدار که حرکتی برخلاف عقربه‌های ساعت دارد، موجب می‌شود که جریان بادها به شکل حلزونی و به حالت ناپایدار از سطح زمین فاصله گرفته و با رسیدن به بخش شرقی لوت یعنی در محل ریگ لوت ماسه‌های حمل شده را به تدریج رها کرده و در بخش شمالی ریگ باقی گذارد. از طرفی ناپایداری جریان همگرای مرکزی نیز که بر روی بخش میانی لوت استقرار دارد به اوج خود رسیده و با حرکت تقریباً صعودی خود حمل افقی ماسه را کاهش داده و به صورت تپه‌های ماسه‌ای مرتفع متمرکز می‌کند.

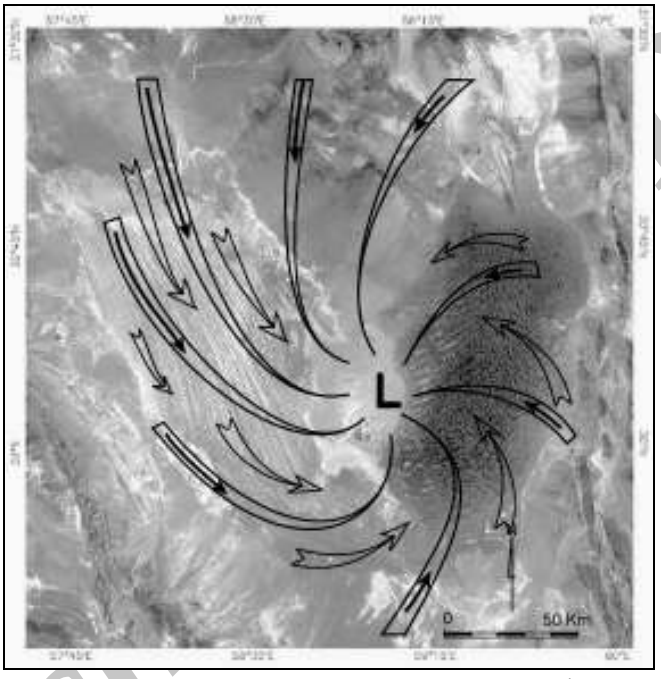


شکل (۱۲) نقشه هم فشار ۸۵۰ هکتوپاسکالی که مرکز آن بر روی چاله لوت قرار گرفته است. به نظر می‌رسدقرار گرفتن این سامانه‌ها بر روی لوت می‌تواند، سامانه همرفتی تابستانی را در زیر خود تقویت نموده و فرسایش بادی را در دوره گرم سال شدت بخشد.

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

در مجموع ریگ لوت در مقیاس ایران شاخص‌ترین نمونه از نظر تنوع مورفومتری تپه‌های ماسه‌ای است. این تنوع مورفومتریک به خوبی الگوی چرخش باد را در مجموعه لوت به نمایش گذاشته است. بنابراین با یک دید کلی و با توجه به جهات وزش باد و نیز جهات نقل و انتقال ماسه در سطح دشت لوت می‌توان وجود یک همگرایی را در وزش بادها به سوی نقطه مرکزی دشت لوت و تقریباً حدفاصل حاشیه غربی ریگ و مشرق کلوت‌های لوت استنباط نمود. شکل ۱۳ موقعیت تقریبی این مرکز را بر روی چاله لوت نشان می‌دهد. بدیهی است امتداد ناهمواری های حاشیه چاله لوت در هدایت، شکل گیری و انسجام این سامانه بی تأثیر نیست.



شکل (۱۳) الگوی فضایی سامانه کم فشار همرفتی استقرار یافته بر روی لوت با استناد به مورفولوژی ماسه‌های بادی و امتداد طولی کلوت‌ها

منابع

رفاهی، حسینقلی (۱۳۸۰)، فرسایش بادی و کنترل آن، چاپ دوم، دانشگاه تهران، ۳۲۰ ص.

سازمان نقشه برداری کشور (۱۳۷٦)، اطلس ملی ایران، برگ نقشه ژئومورفولوژی مقیاس ۲/۵۰۰/۰۰۰: ۱.

سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷٤)، نقشه زمین شناسی مقیاس ۱۰۰۰۰۰: ۱ برگ های کرمان و رفسنجان.

علوی پناه، سید کاظم (۱۳۸۱)، مطالعه پدیده‌های سطحی حاشیه یاردانگ‌های بیابان لوت با استفاده از داده‌های حرارتی ماهواره، نشریه بیابان، شماره ۲، صص ٦۷ – ۷۹.

علوی پناه، سید کاظم(۱۳۸۳)، بررسی منابع آب سطح‌الارضی کلوت‌های بیابان لوت با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ٤۷، صص ٦۹-٤۷.

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

کردوانی، پرویز(۱۳۵۰)، نمونه‌هایی از خاک های بخش شهداد، گزارش های جغرافیایی، موسسه جغرافیا، دانشگاه تهران، شماره ٦، ص ۹۱.

محمودی، فرج الله(۱۳۸۱)، پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای مهم ایران، چاپ اول، مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع کشور، ۱۸۷ ص.

محمودی، فرج اله (۱۳٥٤)، شبکه آب های روان دشت لوت، گزارش های جغرافیایی، موسسه جغرافیا، دانشگاه تهران.

محمودی، فرج اله(۱۳٦۷)، تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر، پژوهش‌های جغرافیایی، سال بیستم، شماره ۲۳،صص۷-٤۸.

معتمد، احمد، (۱۳٦۷)، بررسی منشأ و نحوه انتشار ماسه در حوضه شمال کاشان، طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی دانشگاه تهران.

مشهدی ناصر، سید کاظم علوی پناه، حسن احمدی(۱۳۸۱)، مطالعه ژئومورفولوژی یار دانگ های لوت، بیابان، جلد ۷، شماره ۲.

معماریان خلیل‌آباد، هادی (۱۳۸۳)، منشأ یابی رخساره‌های فرسایش بادی و روش‌های کنترل آن (مطالعه موردی: منطقه رفسنجان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه احیای مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران.

مستوفی، احمد ۱۳٤۸، لوت زنگی احمد، گزارش های جغرافیایی، موسسه جغرافیا، دانشگاه تهران، صص۲٥-۲۷.

مقصودی، مهران(۱۳۸٥)، شناخت فرایندهای موثر بر توسعه و تحول عوارض ماسه‌ای (مطالعه موردی عوارض ماسه‌ای چاله جازموریان)،پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ٥٦، صص ۱٦۰-۱٤۹.

موسوی حرمی، رضا (۱۳۸۰)، رسوب شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، چاپ هفتم، ٤۷٤ ص.

یمانی، مجتبی و سمیه ذهاب، (۱۳۹۰)، بررسی مورفومتری و علل استقرار ریگ کرمان از طریق تحلیل ویژگی های باد و دانه سنجی ذرات ماسه، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره ٤.

یمانی، مجتبی و فریبا کرمی(۱۳۹۰)، فرآیند های غالب در تشکیل و تحول مورفولوژی توده‌های ماسه‌ای جلگه خوزستان(مطالعه موردی: ریگ شمال اهواز)، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره ۲.

یمانی، مجتبی(۱۳۷۹)، ارتباط قطر ذرات ماسه و فراوانی سرعت های آستانه باد در منطقه بند ریگ کاشان، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۸، صص۱۳۲-۱۱٥.

یمانی، مجتبی(۱۳۸۱)، نقش سلول‌های کم فشار محلی در استقرار مجموعه‌های ماسه‌ای ایران (بندریگ کاشان)، مدرس، دوره ٦، شماره٤.

یمانی، مجتبی، (۱۳۸۳)، شواهد ژئومورفولوژیکی تحولات اقلیمی در چاله مسیله، طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی دانشگاه تهران.

Bagnold, R. A. 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes London, Chapman and Hall.

Bagnold, R. A. 1941: The physics of blown sand and desert dunes London: Methuen.

Berberian 1977. Against the rigidity of the lut block. Geol.Surv.Iran 203-227.1977

Blumberg, D. G., and Greeley, R. (1993), Field studies of aerodynamic roughness. J. Arid Environ. 25:39–48.

Bolten, A., Bubenzer, O., 2006. New elevation data (SRTM/ASTER) for Geomorphological and geoarchaeological research in arid regions. Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 142, 265–279.

Breed, C. S., and Grow, T. (1979), Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. In A study of Global Sand Seas (E. D. McKee, Ed.), USGS, United States Department of Interior, Washington,

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from uijs.ui.ac.ir at 10:31 IRST on Monday September 29th 2014

quantification of Pleistocene megadunes (draa) in the eastern Sahara and the southern Namib ,

Press, Beijing, pp. 121–146.Sun, W., Zeng, Q., 1997. A study of environment change in area of Heihe River. Journal of Desert Research 7 (2), 149–153.

Stocklin ,J,Eftekhar –Nezhad ,J,Hushmandzadeh ,A 1972 Centra lut reconnaissance ,East Iran. Geo.sURV.Rep.No.22

Sun, P., Sun, Q., 1964. The hydrological geology of the western Inner Mongolia. Research of Desert Control, Series 6. Science

Tan, J., 1964. The types of deserts in the Alashan Plateau, Inner Mongolia. Geographical Collections, Series 8. Science Press,Beijing, pp. 43– 52.

Thomas, D. S. G. (1989), Arid Zone Geomorphology, Halsted and Belhaven Press, London, pp. 232–261.

Tsoar, H., Blumberg, D.G., Stoler, Y., 2004. Elongation and migration of sand dunes. Geomorphology 57, 293–302.

Walker, A. S. (1986). Chapter 8: Plate E-19. In M. Nicholas, S. Short, J. Robert, & W. Blair (Eds.), Geomorphology from Space: NASA http://daac.gsfc.nasa.gov/geomorphology/index.shtml 3293 A.H. Ehsani, F. Quiel / Remote Sensing of Environment 112 (2008) 3284–3294

Wells,S.G , McFadden, L.D., Schulz, J.D., 1990. Eolian landscape evolution and soil formation in the Chaco Dune field souther Colorado Plateau ,New Mexico ,Geomorphology 517-546

Xunming Wang , Zhibao Dong , Jiawu Zhang, Guangting Chen 2001. Geomorphology of sand dunes in the Northeast Taklimakan Desert. Geomorphology 42 (2002) 183–195

Zhu, Z., Hofmann, J., Jakel, D., 1992. The Map of Aeolian Landform in Badain Jaran Desert (1:500,000). Xian Cartographic Publishing House, Xian.

Zhu, Z.D., Wu, Z., Liu, S., Di, X.M., 1980. Deserts in China. Science Press, Beijing,pp 107 pp .

Chawla, S., Dhir, R.P. & Singhvi, A.K. (1992). Thermoluminescence chronology of sand profiles in the Thar desert and their implications. Quaternary Science Reviews, 11: 25–32.

Gabriel, A. (1938). The southern Lut and Iranian Baluchistan. Geographical Journal, 92, 193−208.

Greeley, R., and Iversen, J. (1985), Wind as a Geological Prowhich cess, Cambridge University Press, New York, 333 pp .

Guo, H., Liu, H., Wang, X., 2000. Subsurface old drainage detection and palaeoenvironment analysis using spaceborne radar images in Alashan Plateau. Science in China (D) 43, 439– 448.

Ian Livingstone , Giles F.S. Wiggs , Corinne M. Weaver , Geomorphology of desert sand dunes: A review of recent progress Earth-Science Reviews 80 (2007) 239–257

Lancaster, N., 1995, Geomorphology of Desert Dunes, Routledge, London, 290 pp.

Lancaster, N., Gaddis, L., and Greeley, R., 1992, New airborne imaging radar observations of sand dunes: Kelso Dunes, Cali- fornia. Remote Sens. Environ. 39:233–238.

Lou, T., 1962. The formation and utilization of the desert between Minqing and Badain Monastery. Research of Desert Control,Series 3. Science Press, Beijing, pp. 90– 95.

Matthew W.Becker ,Ashish Daw 2005. influnce of lake morphology and clarity on water surface tempreture as measured by EOS ASTER. Remote sensing of Environment pages 288-294

McKee, Edwin. 1979. An introduction to the study of global sand seas. In A Study of Global Sand Seas, E. McKee, ed., pp. 1- 20. Washington, U. S. Geological Survey Paper 1052.

McKee, Edwin. 1979. An introduction to the study of global sand seas. In A Study of Global Sand Seas, E. McKee, ed., pp. 1- 20. Washington, U. S. Geological Survey Paper 1052.

Olaf Bubenzer , Andreas Bolten. 2008 , The use of new elevation data (SRTM/ASTER) for the detection and morphometric

Archive of SID

www.SID.ir