مجله پژوهش‌های راهبردی در علوم کشاورزی و منابع طبیعی جلد ۷ شماره ۲ صفحه‌های ۱۵۹ تا ۱۷۶ (۱۴۰۱)

بررسی چاله‌های ایران: مطالعه موردی بیابان لوت[1]

حسن احمدی[2،3]

چکیده

منطقه‌های خشک و بیابانی ایران از سه واحد زمین‌ریخت‌شناسی تشکیل شده است: کوه، دشت‌سر و چاله یا پلایا. پایین‌ترین سطح زهکشی حوضه‌های آبخیز داخلی که به پست‌ترین نقطه بیابان منتهی می شود و از لایه‌های افقی با نهشته‌های ریزدانه پوشیده شده است. این بخش از منطقه‌های بیابانی چاله یا پلایا نامیده می‌شود. در ایران بیش از ۶۰ چاله شناخته شده است. همزمان با آخرین فاز کوهزایی پاسادنین (دوران سوم) و بالا آمدن توده‌های کوهستانی فلات ایران برای تعادل، قسمتی از پوسته زمین فرونشسته‌است و چاله‌هایی در محدوده ایران مرکزی ایجاد شد. همچنین توسعه این پلایاها منطبق بر مسیر گسل‌های اصلی می‌باشد. همچنین بعد از عملکرد ساختار زمین‌ساخت با تأثیر عامل‌های خارجی در دوره کواترنری تغییرهایی شدید در تحول ناهمواری‌های موجود در سطح پلای‌ها رخ داد. هم اکنون برخی پلایاها به عنوان تالاب‌های داخلی شناخته می‌شوند مانند تشک، مهارلو، گاوخونی. در واقع به دلیل بیلان مثبت آب در برخی از آن‌ها پیکره آبی مشاهده می‌شوند و تعدادی دیگر به دلیل کمبود آب در آخرهای دوران سوم خشک یا به مانداب (مانند چاله طبس) تبدیل شده‌اند. در جنوب البرز بزرگترین چاله داخلی از قزوین تا خراسان گسترش یافته است به‌طوری که در فاصله منطقه کوهستانی خراسان، چاله‌ها موازی سطح‌های محوری چین‌خوردگی‌ها به وجود آمده‌اند. بالا آمدن رشته کوه‌ها پیدایش چاله‌ها را به دنبال داشته است. فرونشستی بلوک لوت، خشک‌ترین و گودترین و پست‌ترین بیابان‌های جهان را تشکیل داده است که می‌توان گفت که ناشناخته‌ترین و مخوف‌ترین سرزمین در ایران و شاید در جهان باشد.

واژه‌های کلیدی: ارگ، پلایا، تلماسه گیاهی، زمین‌ریخت‌شناسی، یاردانگ.

مقدمه

پایین ترین سطح زهکشی بیابان‌ها با لایه‌های افقی با نهشته های ریزدانه پوشیده شده است که به آن چاله یا پلایا می‌گویند. این واژه در کشورهای مختلف به نام های گوناگون به کار برده می شود. برای نمونه در آفریقای شمالی به نام‌های Chott، Zahreh، Sebkra، Sebkhah، در آمریکای شمالی Playa و در استرالیا Clay pan در روسیه Takir در عربستان Khabra، در چین Salar و در اردن Qu و در مغولستان Tesaka و در ایران به آن چاله گفته می‌شود که به غلط کویر می‌گویند.

۱- تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۷/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۴/۳۰

۲- نویسنده مسئول، پست الکترونیک: ahmadi@ut.ac.ir

۳- عضو پیوسته فرهنگستان علوم جمهوری اسلامی ایران و استاد دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.

پلایا[1]یا واحد چاله یک واژه اسپانیایی است و به معنی ساحل است که به مرور دگرگونی‌هایی در مفهوم آن صورت گرفته است و امروزه به معنی حوضه داخلی یا چاله داخلی گفته می شود. چاله‌ها در بیابان ها از لند فرم های مهم به شمار می‌آیند و در کشورهای مختلف نام‌های گوناگون مانند چاله انتهایی، دریاچه شور انتهایی، پلایا، سفره آبرفتی انتهایی، دشت انتهایی، منطقه باد رفتی و مانند این‌ها دارند. چاله‌ها شکل‌های متفاوتی دارند. پلایاهای وسیع جنوب غربی آمریکا دریاچه‌های فسیل شده هستند که در دوره پلیستوسن[2] تشکیل شده اند و اغلب آن‌ها منشأ ساختمانی دارند، ولی بسیاری از چاله‌ها منشأ ساختمانی ندارند، بلکه در نتیجه پدیده های زمین‌ریخت‌شناسی به وجود آمده اند که در بالای آن‌ها باد رفتگی (دایا) است. در بیابان کالاهاری بیش از ۹۰۰۰ چاله وجود دارد که برخی از آن‌ها در جهت باد گسترش یافته اند. از ویژگی‌های آن‌ها کشیدگی در جهت باد و پیدایش تپه‌های عدسی شکل در اطراف آن است.

پژوهش‌های علمی لوت را موسسه جغرافیایی دانشگاه تهران در سال ۱۳۴۷ آغاز کرد. کتاب معروف مارکوپولو اولین کتابی است که درباره سفر در اطراف بیابان لوت به چاپ رسیده است. سفرمارکوپولو به ایران در دوره سلطنت غازان خان مغول به سال ۱۲۷۲ میلادی صورت گرفت. از آن تاریخ تا سده ۱۷ هیچ مسافر اروپایی به جنوب شرق ایران نیامده یا اگرآمده باشد از سفر وی اطلاعی در دست نیست. تا سال ۱۸۴۹ میلادی بیابان‌های ایران مورد تجسس و تفحص قرار نگرفت به جز یادداشت‌های پراکنده پوتلینگر[3] و گریستی[4] که از راه کلات و نوشکی از شرق وارد ایران شدند. در سال ۱۸۵۸ میلادی یک هیئت علمی شامل گوبل[5] زمین‌شناس، لنز[6] اخترشناس، بونگ[7] گیاه‌شناس و گراف کیسرلینگ[8] جانورشناس از طرف انجمن جغرافیایی سن پترزبورگ مامور پژوهش‌های جغرافیایی در دشت لوت شد. این اولین باری است که یک هیئت علمی برای بررسی وضعیت طبیعی به لوت سفر می کند . این هیئت از شمال شرقی وارد بیابان لوت شد، ولی شوربختانه سفر آن‌ها به دلیل پیدا نکردن راهنما ناتمام ماند. از نوشته های عضوهای این هیئت چنین برمی آید که منظره بیابان لوت وحشتی بیش از حد در آن‌ها ایجاد کرد و به نظر آن‌ها بیابان‌های گبی و ترکمنستان، در مقایسه با بیابان لوت، باید بهشت برین باشند (۱۳).

استراتیل سوئر[9] استاد دانشگاه وین اولین مسافری است که بین سال‌های۱۹۳۱ تا ۱۹۳۳ میلادی در خراسان جنوبی و لوت شمالی به پژوهش پرداخته و نظرهای جالب توجهی در مورد آب و هوا و تشکیلات زمین‌شناسی چاله لوت و پیدایش آن تدوین کرده است.همچنین هانس بوبک پژوهشگر اتریشی پژوهش هایی در مورد تغییرهای اقلیم ایران در دوران چهارم انجام داده است. او در یکی از سفرهای خود تا روستای خبیص رفته و از مطالعه عکس‌های هوایی ایران، نقشه بیابان لوت را با مقیاس۱ به ۶۰۰۰۰۰ منتشر کرده است.

از نظر زمین‌ریخت‌شناسی، منطقه‌های خشک و بیابانی ایران از سه واحد تشکیل شده است: کوه و تپه، دشت‌سر و چاله (پلایا) که هر یک از این سه واحد شامل چند تیپ و رخساره است. در این مقاله فقط به بررسی چاله بیابان لوت پرداخته شده است.

برخی دیگر از چاله‌ها در اطراف یا انتهای رودخانه‌های قدیمی ایجاد می‌شوند. بنابراین، در تشکیل آن‌ها دو عامل باد و پدیده انحلال می‌توانند دخالت داشته باشند. بطوریکه فرورفتگی (دایا) در ناحیه‌های آهکی در اثر پدیده انحلال

1. Playa 2. Pleistocene 3. Potlinger 4. Christie 5. Goebel
6. Lenz 7. Bunge 8. Graf Keyserling 9. Stratil Sauer

حاصل شده است، ولی در هر وضعیتی که این چاله‌ها تشکیل شده باشند، یکی از ویژگی‌های محیط بیابانی محسوب می‌شوند و مواد ریز مانند رس، لای با ماده‌های حاصل از رسوب‌های تبخیری مانند کلریدسدیم و کربنات سدیم در آن‌ها جمع می‌شوند. مساحت آن‌ها از چندین متر مربع تا ۹۳۰۰ کیلومتر مربع تغییر می‌کند (۱۰).

ویژگی‌های پلایا در حوضه‌های آبخیز بسته منطقه‌های خشک

به‌طورکلی ساختمان پلایا در تمام دنیا به تقریب شبیه به هم است و تفاوت‌ها جزئی‌اند و به شرح زیر توصیف می‌شوند (۷، ۲۱):

الف- منطقه‌ای که یک دره توپوگرافی یا یک حوضه آبخیز را در بر گرفته باشد.

ب- یک سطح صاف شوره‌زار هموار، با شیبی ملایم.

پ- منطقه‌ای که به ندرت دارای آب است و میزان تبخیر در آن بیش از آب ورودی است.

ت- منطقه ای به نسبت وسیع که کمینه مساحت آن ۲۰۰۰ مترمربع است.

مهمترین نمونه پلایا را می‌توان در کشورهای ایران، عربستان، شمال آفریقا ، استرالیا و آمریکای شمالی یافت. امروزه به دلیل‌های زیر توجه زیادی به پلایا می‌گردد (۲۳) :

الف- به دلیل ورود جریان‌های شورابه به پلایا و غالب بودن فرایندهای تبخیر و تغلیظ نمک‌های مختلف (کلریدها، سولفات‌ها، کربنات‌ها، نیترات ها و عنصر بور) در محیط های پلایایی تشکیل می‌شوند و در صنایع مختلف به‌کار می‌روند. در ایران در چند دهه گذشته به دلیل نیاز مملکت به مواد یاد شده، بررسی‌هایی شروع شده و حتی تاسیساتی نیز برای بهره برداری از این منابع ایجاد شده است.

ب- چاله‌های داخلی نقش اساسی در تعادل اقلیمی و دگرگونی‌های بوم‌شناسی در حوضه آبخیز منطقه در دوره چهارم داشته اند.

پ- تشکیل محیط‌های ویژه و متنوع از نظر زمین‌ریخت‌شناسی و هیدرولوژی و جنبه های محیط‌زیستی مربوط به تالاب‌های منطقه‌های خشک.

پلایاها در ناحیه‌های مختلف زمین پراکنده‌اند. در آفریقای شمالی بیش از ۱۰۰۰ و در آمریکا بیش از ۳۰۰ و در استرالیا بیش از ۱۹۰ پلایا و در ایران بیش از ۶۰ پلایا وجود دارد. به‌طورکلی پیدایش پلایاها یادگار دریاچه‌های پلئیستوسن یا در نتیجه نیروهای تکتونیک و گروهی نیز در نتیجه عامل‌های فرسایشی ایجاد شده اند. در این میان نیروهای تکنو نیک نقش اساسی دارند مانند پلایای لوت که چاله‌ای است ساختمانی. در صورتی که دشت کویر چاله‌ای فرسایشی است. مساحت پلایا بستگی کامل با وضعیت زمین‌ریخت‌شناسی حوضه آبخیز بالادست و شبکه زهکشی و چگونگی زهکشی آن دارد به طوری که سطح پلایا از چند کیلومتر مربع تا ۱۰ هزار کیلومتر مربع تغییر می‌کند (۷).

محیط پلایا یا چاله

محیط پلایا با دو عامل رسوب و جریان‌های آبی مشخص می‌گردد. از نظر نوع نهشته، محیط پلایا از رسوب‌های تخریبی و تبخیری تشکیل یافته است (۵):

الف- رسوب‌های تخریبی به طور معمول از ذره‌های تخریبی ریزدانه تشکیل شده‌اند که اغلب از جنس رس و سیلت هستند.

ب- رسوب‌های تبخیری شامل نهشته‌های تبخیری هستند که با آب‌های سطحی یا سیلابی و در اثر فرآیند تبخیر و اشباع‌شدگی به جای گذاشته شده‌اند.

جریان‌های آبی- با توجه به شرایط هیدرولوژی حوضه آبخیز بالادست مقدار آب ورودی به پلایا متغیر است. با توجه به این‌که پلایاها و تالاب‌های منطقه‌های خشک و نیمه خشک در ایران دارای انطباق جغرافیایی هستند بنابرین در زمینه تأثیر شرایط حوضه‌های آبخیز بالادست و تغییرهای ایجاد شده در کمیت و کیفیت جریان‌های آبی بر محیط‌های پلایایی نیاز به پژوهش‌های بیشتری می‌باشد.

با توجه به نوع رسوب‌ها، پلایا از نظر زمین‌ریخت‌شناسی دارای سه ویژگی به شرح زیر است:

الف- در منطقه‌های مسطح که پلایا شیب ناچیزی دارد، رسوب‌ها سخت و غیرقابل نفوذی می‌شوند به طوری که با هر جریان به ضخامت آن‌ها اضافه می‌شود.

ب- در نتیجه نیروی مویینگی و بالا آمدن گل و گاهی همراه نمک، در نتیجه تبخیر ناهمواری‌های ویژه‌ای در سطح پلایا ایجاد می‌شود که شاخص ترین آن، شکل‌های چند ضلعی نمکی است.

پ- در برخی از منطقه‌ها که فعالیت باد زیاد باشد، ناهمواری‌های ایجاد شده همراه رسوب‌های بادی در سطح پلایا مشاهده می‌شود (۲۶).

نقش تبخیر و تعرق در پلایا

به‌طور کلی در محیط پلایا تبخیر بیشتر از مقدار آبی است که به منطقه وارد می‌شود و دریاچه‌های فصلی یا موقتی تشکیل می‌شود. در تعادل هیدرولوژی پلایاها دو عامل نقش اساسی دارد: آب و هوا و زمین‌ریخت‌شناسی، البته در این امر وضعیت خاک و پوشش گیاهی منطقه نیز موثرند. بنابراین، تبخیر از عامل‌های موثر در تشکیل چاله است که خود وابستگی زیادی به عامل‌های دیگر دارد مانند: وضعیت اقلیمی، میزان املاح مختلف، وضعیت خاک‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی منطقه. عده‌ای طبقه‌بندی پلایا را بر اساس سطح دریاچه (سطحی که دریاچه بیشینه آب را دارد) و سطح کاهش آب در نظر می گیرند.

رابطه بین ابعاد پلایا و شرایط حوضه آبخیز

در مورد ارتباط، اندازه و شکل پلایا با وضعیت حوضه آبخیز بالادست آن پژوهش‌ها اندک است. شکل‌گیری مخروط‌های آبرفتی نیز ممکن است با وضعیت پلایا در ارتباط باشد. آن‌چه مسلم است تشکیل پلایا به شرایط مورفومتریک حوضه آبخیز مسلط بر آن بستگی دارد. بررسی‌های کوک[1](۲۰) روی ۳۸ چاله در بیابان موهاوی[2] و کالیفرنیا نشان داده است که سطح چاله با سطح حوضه آبخیز رابطه مثبت دارد (r=0.66 ، درسطح ۱٪) و سطح چاله با نسبت ناهمواری سطح حوضه آبخیز رابطه منفی دارد. نتیجه به دست آمده تایید این نظریه است که مساحت چاله به شرایط حوضه آبخیز بالادست بستگی دارد (۲۲).

چگونگی تشکیل چاله‌های داخلی در ایران

همزمان با چین خوردن و بالا آمدن کوه‌های فلات ایران برای تعادل، قسمتی از پوسته جامد فرو نشسته و چاله‌هایی ایجاد کرده است. شکل‌های ساختمانی ناهمواری‌ها، نتیجه حرکت‌های زمین‌ساخت آخرهای دوران سوم

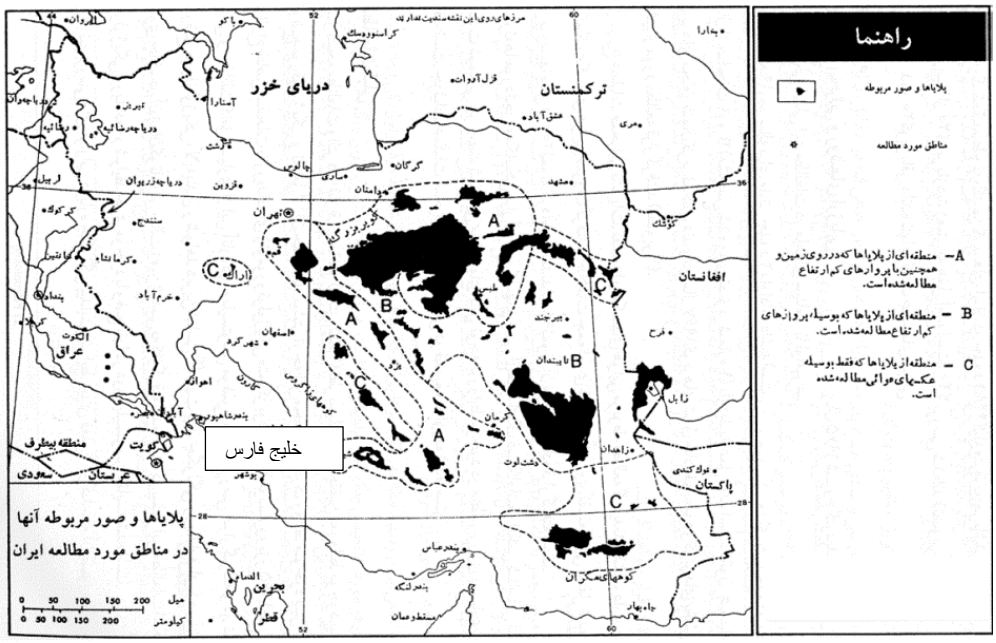
1. Cook
2. muhavy

است. بنابراین، تحول چاله‌ها را باید بعد از پیدایش از آخرهای این دوره بررسی کرد. البته عامل‌هـای خـارجی در دوره کواترنری (فرایندهای فرسایش و رسوبگذاری) تغییر شدیدی در شکل‌های ساختمانی به وجود آوردند و چاله‌ها نیز زیـر تأثیر همین عامل‌ها دستخوش تغییرهای فراوانی بوده‌اند (۲۹، ۱۷).

اگر نیروهای فشاری و مماسی را عامل ایجاد چین خوردگی بدانیم چاله‌های داخلی بیشتر در اثر نیروهـای عمـودی به شکل گسل های بزرگ مانند چاله لوت در جهت‌های مختلف به وجود آمده و در طول آن‌ها فرو نشسته اسـت، ولـی گاهی ممکن است مانند دشت اسدآباد شیب طبقه‌های چین خورده به سمت ناودیس های چاله‌های ساختمانی تشکیل داده باشند. البتـه لازم بـه یـادآوری اسـت کـه وجـود سـاختارهای هورسـت- گـرابن ناشـی از گسـل‌هـای دوران اول زمین‌شناسی در زون مرکزی موجب شده است که در محل گرابن‌هـا سـاختمانی شـرایط بـرای تشـکیک منطقـه‌هـای پلایایی فراهم شود.

در طرفین رشته کوه البرز چاله‌های عظیمی وجود دارد، در شمال چاله دریای مازندران و در جنوب بزرگترین چالـه داخلی از قزوین تا خراسان گسترش یافته است به‌طوری که در فاصله منطقه کوهستانی خراسان، چاله‌ها موازی سطوح محوری چین‌خوردگی‌ها به وجود آمده است (۳۰).

بالا آمدن رشته کوه‌های مرکزی، پیدایش چاله‌های بیشماری به دنبال داشته است. فرونشینی بلـوک لـوت، خشـک ترین و گودترین بیابان‌های داخلی را تشکیل داده‌است. برخی از این پلایاها یادگار دریاهای دوران سوم است که آخرین حرکت‌های زمین ساخت _پاسادنین) تغییرهایی در شکل آن‌ها به وجود آورده‌است. ولی هنوز بـه دلیـل واردشـدن آب کافی و تبخیر کم به صورت دریاچه های بزرگ پراکنده هستند (۱)، مانند دریاچه ارومیه ولی شماری از آن‌ها بـه علـت وسعت زیاد و تبخیر شدید و کمبود آب در پایان دوران سوم خشک شده یا به مانداب تبـدیل شـده‌انـد (ماننـد پلایـای طبس) (شکل ۱) (۳۳).



شکل ۱- موقعیت چاله لوت و ارتباط آن با سایر چاله‌ها (۱۳).

فعالیت‌های کوه‌زایی آخرهای پلیوسن در بلندی‌ها موجب تشکیل چاله‌های بی‌شماری مانند بختگان و مهارلو شده است که به دلیل رطوبت نسبی زیاد در منطقه‌های کوهستانی، در طول زمان سطح پایه آب‌های محلی شده (پس از ایجاد چاله در اثرفرسایش یا رسوبگذاری جریانهای آبی باتوجه به شیب دریاچه ای ایجاد شود) و دریاچه‌های تازه‌ای تشکیل داده‌اند (۱، ۲).

بین رشته‌کوه‌های چین خورده و ناهمواری‌های آتشفشانی، چاله‌های باریک ساختمانی ایجادشده‌اند که یا خود چاله‌های مستقلی را تشکیل داده‌اند (مانند کویر بافق) یا مانند چاله بین کاشمر و دشت کویر و چاله‌های بین بجستان و لوت، ارتباط بین چاله‌های بزرگ‌تر را فراهم ساخته اند (۱۸).

تجمع رسوب‌های آبرفتی در برخی از چاله‌های ساختمانی تا اندازه‌ای زیاداست که ناهمواری های منفرد و پیوسته، اما کم ارتفاع داخل چاله را می‌پوشاند و به شکل تپه های کوچکی بر سطح دشت نمایان می‌سازد، مانند چاله گاوخونی و دشت‌های بین یزد و رفسنجان. در تمام چاله‌های داخلی، به جز مرکز بیابان لوت و تپه ماهورهای چین خورده مرکز دشت کویر، سطوح فرسایشی داخل چاله‌ها از نوع چاله‌های تراکمی هستند، چون بیشتر این چاله‌ها سطح اساس رودخانه‌های محلی بوده است که در سراسر دوره کواترنری بلندی‌های پیرامون خود را کنده و در آن انباشته کرده است. بسته به میزان دبی آب و تخریب، رسوبات فرسایش یافته سراسر چاله را پوشانده‌اند مانند دشت‌های مرکزی و غربی و گاهی به شکل مخروط‌های آبرفتی وسیعی در اطراف چاله‌ها گسترده شده‌اند.

چاله‌های تشتکی کم عمق که از نظر زمین ساختی آرام هستند، نوعی رسوب‌گذاری گسترده به‌شمار می‌آیند و کمتر در معرض تغییر هستند. سفره آبی به‌طور معمول موقتی است و این امر موجب ایجاد رسوب‌های گوناگونی می‌شود که رخساره‌های مختلفی به شرح زیر تشکیل می‌دهند:

الف - رخساره ماسه رسی در کناره‌های چاله تشتکی: این رخساره پس از یک دوره خشکسالی توسط سیلاب‌های شدید به وجود می‌آید و بیشتر به طرف مرکز چاله پیش می‌رود. این رخساره در خشک‌رودها با بستری عریض و کم عمق و با چینه‌بندی مایل از نوع رودخانه ای مشخص می‌شوند.

ب- رخساره نهشته تبخیری: این رخساره ضخامت کمی دارد و سنگ‌های تبخیری (نمک، گچ، کربنات کلسیم) و افق‌هایی تشکیل می دهند که هر یک ساختار ویژه‌ای دارد (۱۲، ۱۴).

در قاعده هر افق طبقه‌ای از ماده‌های ریزدانه قرار گرفته است که می‌تواند از لای تا رس و در بالای آن پوسته سخت آهکی به صورت یک لایه باشد. در کناره‌های چاله فرسایشی یا تشتکی، که موقعیت آن از نظر آب ورودی در هر بار لبریز شدن، تغییرکرده است، رخساره‌های جدیدی به تدریج شکل می‌گیرند. وضعیت اقلیم در دوره کواترنری زمین شناسی در تنوع ناهمواری‌ها و شکل ظاهری این پلایاها بسیار موثر بوده است به‌طوری‌که در ناحیه‌های مرطوب‌تر مانند چاله ماهی‌دشت واقع در کرمانشاه که میزان آب ورودی و پراکندگی آن بیشتر است به دشت‌های حاصلخیز تبدیل شده اند. میزان رطوبت هوا از غرب به شرق و شمال به جنوب کاهش می‌یابد و بیابان‌های خشک لوت و جازموریان به‌تدریج جانشین دشت‌های حاصلخیز شمال غربی می‌شوند (۲).

زمین‌ریخت‌شناسی بیابان لوت

بیابان لوت از نظر زمین‌ریخت‌شناسی از سه واحد کوهستان، دشت‌سر و چاله یا پلایا تشکیل شده است (۷). چاله لوت با بلندی‌های اطراف خود، شکل یک بلوک و توده مقاوم را نشان می‌دهد که عامل‌های ساختمانی و کوه‌زایی نتوانسته تغییری بنیادی در آن ایجاد کند و تنها رسوب‌های حاشیه آن را به شدت زیر تاثیر قرار داده است. فعالیت کوه‌زایی در لوت با پیدایش گسل‌های معکوس و روراندگی، به شکستگی و چین‌خوردگی همراه است. مجموعه این ساختمان‌ها انجامیده است به پیدایش چاله لوت و فرورفتگی آن نسبت به کوه‌های اطراف، اما وجود بلندی‌های مرتفع رسوبی و آذرین جدید نشان می‌دهد که زمین‌ریخت‌شناسی لوت، به ویژه از دوران سوم، دستخوش تغییر بوده است. به عبارتی در ابتدا یعنی در سراسر دوران اول و دوم وضع ساختمانی با آنچه امروز مشاهده می شود قابل مقایسه نیست و تفاوت بسیار داشته است (۳۱، ۳۲).

وجود مرحله کرتاسه (پیشرونده) به طور دگرشیب روی رسوب‌های ژوراسیک شروع فعالیت کوه‌زایی را در این مرحله نشان می دهد، ولی کرتاسه با آهک‌های ضخیم و سخت خود نشان از این است که هنوز حوضه رسوبی اطراف لوت را دریایی به نسبت آرام می پوشانده و در آخر کرتاسه ماگما به تدریج در داخل رسوب‌ها و داخل دریا نفوذ کرده است و بالا آمدگی تدریجی این حوضه‌ها و خروج آرام آن‌ها را از دریاهای کرتاسه-ژوراسیک نشان می‌دهد. این عمل باید با حرکت‌های آلپین و پیدایش تشکیلات آذرین ایران مرکزی و آمیزه های رنگی همزمان صورت گرفته باشد. نبود رسوب‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک روی بلوک لوت و در داخل چاله لوت و ضخامت به نسبت زیاد رسوب های تخریبی چین خورده در دشت‌سر و در محل اتصال بلوک لوت به دشت و چاله لوت و سرانجام حالت دست نخورده و موازی بودن رسوب‌های تخریبی همگی ریزدانه لوت را نشان می‌دهند (۲۳، ۲۸). بلوک لوت به صورت توده سخت و محکم است و نیروهای کوه‌زایی بیشتر کنار آن را متاثر ساخته اند. این فرضیه در مقابل طرفداران نظریه تکتونیک صفحه‌ای در این منطقه دلیل‌های منطقی‌تری را ارائه می دهد. به عبارت دیگر، وضعیت برجستگی‌ها و فرورفتگی های لوت تا سال‌های پایانی دوران دوم برعکس شرایط امروزی بوده است و بلوک لوت در اصطلاح زمین شناسی یک پوسته سخت[۱] و یک چاله وسیع برای حوضه رسوبی کرمان محسوب می شود (۲۲، ۲۷).

چاله لوت

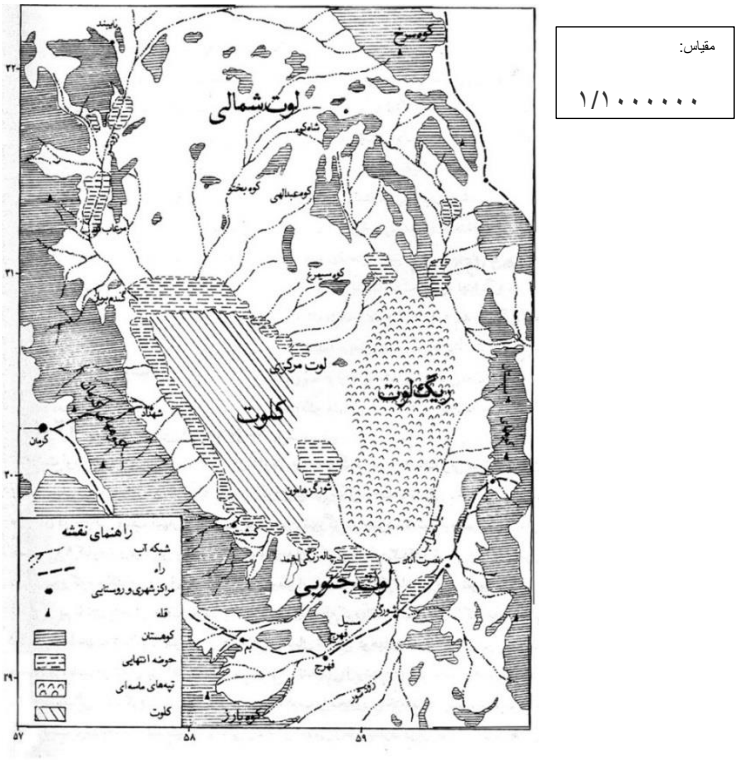
چاله لوت از سه قسمت شمالی، مرکزی و جنوبی تشکیل شده است، قسمت مرکزی و جنوبی آن به دلیل گسل‌های طولی و عرضی از منطقه‌های چین خورده کناری جدا شده و ویژگی‌هایی به‌دست آورده است. بررسی‌های اولیه نشان می‌دهند که این وضعیت نتیجه وجود ساختاری است به صورت قطعه‌ای سخت که آن را از عامل‌های کوه‌زایی دور نگاه داشته و کناره‌های آن را چین داده است. از این نظر اثر گسل‌ها و چین خوردگی‌ها بیشتر در کناره‌های چاله لوت قابل مشاهده است (شکل ۲).

لوت شمالی- لوت شمالی دشت به‌نسبت وسیعی است که از ریگ، شن و ماسه تشکیل شده است. حد جنوبی آن ناهمواری‌های نامنظم، دشت مشرف به چاله و رود شور بیرجند را تشکیل می‌دهد و ناهمواری‌های ماسه ای به صورت سفره‌های ماسه ای پراکنده وجود دارد (شکل۲).

مسیل‌ها و خشک رودهای زیادی از جمله رود بیشه، رود میان تاق، مسیل کوه عبدالهی ، مسیل بختو، خشک رود، رود انبار، رود بصیران و سایر خشک رودها وجود دارند که در فصل‌های مرطوب، جریان‌های موقتی به لوت شمالی می‌ریزند که خود موجب استقرار پوشش گیاهی به ویژه انواع زیر شده است (۴، ۱۱):

Scariola orientalis, Ammodendron persicum, Calligonum comosum, Calligonum bungei. Haloxylon, Persicum, Artemisia deiffusa, Aelurupus littoralis, Atriplex verruciferum, Halocnemum strobilaceum, Anabasis setifera, Binertia cycloptera, Streptoloma desertorum, Cousinia piptocephala, Anthochlamys multinervis, Suaeda aegyptiaca, Tamarix mascatensis, Aeluropus lagopoides, Halopeplis pygmaea, Salicornia europea

گیاهان لوت شمالی براساس نوع و میزان نمک‌های و همچنین براساس میزان رطوبت استقرار پیدا کرده‌اند که مهم‌ترین عامل نوع پوشش گیاهی میزان شوری خاک است. در شمال غربی لوت شمالی چند مسیل و خشک رود تشکیل شده است که دشتی وسیع، بدون پوشش گیاهی، ترسناک و ناشناخته را ایجاد کرده است.



شکل ۲- قسمت های مختلف چاله لوت (۱۳).

لوت جنوبی- لوت چاله‌ای ساختمانی است که ضخامت رسوب آن نسبت به چاله فرسایشی و تراکمی باید کمتر باشد. عمق رسوب لوت تا ۷۰۰ متر تخمین زده شده است، درحالی‌که در چاله‌های تراکمی مانند دامغان و دیگران ضخامت رسوب ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر است. این رسوب‌ها که همه نشانگر شرایط نیمه خشک و کم‌عمق است، به ندرت از کنگلومرای درشت یا ریزدانه با عنصرهای گرد شده، تشکیل می‌شوند و بیشتر از لایه‌های ماسه‌ای با چینه‌بندی متقاطع رس و ماسه همراه با نمک و گچ تشکیل شده اند، که همگی نشان‌دهنده محیط کم عمق، حاشیه خشکی و وجود آب شور در منطقه است که به تدریج و با گذشت زمان خشک شده است.

به طور کلی می‌توان گفت که چاله‌های شرق ایران پست ترین چاله‌ها هستند و ارتفاع آن‌ها از سطح دریا از شمال و جنوب به طرف مرکز کاهش می‌یابد:

طبس ۵۵۰ متر، هامون درسیستان ۵۱۰ متر، جازموریان ۳۶۰ متر و لوت ۱۹۰ متر، نمونه‌هایی از این مورد می‌باشند. از سوی دیگر، مرتفع‌ترین بیابان های داخلی، کویر ابراهیم آباد در جنوب شرقی سیرجان با ارتفاع ۱۷۱۰ متر و پست ترین آن‌ها با ارتفاع ۱۹۰ متر، یا شاید کمتر، در بیابان لوت باشد (۱۵).

لوت جنوبی، که به آن لوت زنگی احمد هم گفته می‌شود، از نظر پوشش گیاهی قابل توجه است. مسیل‌های زیادی از جنوب و جنوب شرقی و مشرق وارد این قسمت از لوت می‌شوند که شامل پشوئیه، چن زو، رود کشیت، رود نسک، مسیل شور گز، مسیل فهرج، مسیل عزیز آباد، مسیل پشت و مانند این‌ها هستند. باتوجه به این مسیل ها، لوت جنوبی از نظر پوشش گیاهی غنی ترین قسمت چاله لوت است . مهم ترین گونه های گیاهی لوت جنوبی عبارتند از (۳، ۴):

Calligonum, Calligonumpolygonoides, Zygophyllum eichowaldii, Cyperus eremicus, Calligonum laristanicum, Ephedra microbracteata, Aeluropus littoralis, Tamaix ramosisisma, Salsola soda, Halopeplis pygmaea, limonium iranicum, Halostachys belangeriana, Aeluropus lagopoides, Gamanthus gamocurpus, Halimocnemis pilifera, Physogeton occultus, Suaeda aegyptiaca, Salsoladrummondi, Salsola drummondij, Tamarix mascatensis

در لوت جنوبی وضعیت مناسب تری برای استقرار پوشش گیاهی وجود دارد. مسیل های زیادی به این لوت وارد می شوند و از این نظر تنوع گیاهان شورپسند، بوته ای و درختچه در آن گسترش یافته است به ویژه انواع گز، اسکنبیل و سایر گونه‌های شورپسند را می‌توان در این بخش دید. در این بخش از لوت فرسایش بادی شدید است، در اثر تجمع رسوب‌های بادی در کنار گیاهان ناهمواری‌های گیاهی ایجاد کرده است. این ناهمواری‌ها شامل تلماسه‌های گیاهی و تپه‌های گیاهی هستند.

تلماسه گیاهی[1]

برخی از منطقه‌های لوت جنوبی که پوشش گیاهی مناسبی دارند، در مسیر حرکت ماسه‌های بادی قرار گرفته و ناهمواری های گوناگون را ایجاد کرده‌اند که مهم ترین آن‌ها تلماسه گیاهی است. تشکیل تلماسه گیاهی بدین گونه است که باد مواد حمل‌شده خود را درپای بوته گیاهان به‌جا می‌گذارد. ماسه ها به‌تدریج درپای بوته ها انباشته می‌شوند و پس از مرگ گیاه عارضه تپه مانندی ایجاد می شود که آن را تلماسه گیاهی یا نبکا[1] می‌گویند. این رخساره را در لوت تل و در ابرقو (یزد) شورمرده می‌نامند (۹). اغلب منطقه‌های بیابانی که سطح آب زیرزمینی در آن‌ها بالاست یا کناره‌های رودخانه‌های فصلی که در جریان طوفان ماسه قرار دارند، مکان‌های مناسبی برای تشکیل تلماسه‌اند. شکل هر تلماسه تابعی است از اندازه، تراکم و میزان رشد گیاه. در منطقه‌های خشک جهان، تلماسه ها از جنس‌های مختلف گیاهی مانند *Tamarix, Calligomum, Calotropis , Zizyphus, Salvadora* به وجود می‌آیند، (شکل‌های ۳ و ۴).

تلماسه‌های گیاهی در منطقه‌های ویژه که آب زیرزمینی بالاست یا نزدیک به رودخانه های موقتی به وجود می‌آیند. تلماسه ایجاده شده از گز منطقه وسیعی را به صورت جنگل انبوه می‌پوشاند. وجود تلماسه نشان‌دهنده فعالیت فرسایش بادی در منطقه است. ارتفاع تلماسه گیاهی به ۵ متر و در وضعیت مناسب به ۱۰ متر و قطر آن تا ۱۰ متر می‌رسد. تلماسه گیاهی محدوده‌ای به وسعت یک کیلومتر مربع را می‌تواند در برگیرد و عمر آن به حدود ۱۰۰ سال نیز می‌رسد (۲۲). بین اردکان و یزد حدفاصل بین جاده اصلی و روستاهای اطراف در مساحتی چشمگیر بقایای تلماسه

1. Nebka

مشاهده می گردد که نشان می‌دهد در گذشته بیشه یا جنگل از گیاهان تاغ و گز و مانند این‌ها بوده است. در منطقه بافق در استان یزد تلماسه تا ارتفاع ۴ متر دیده می شود (۷).

شکل ۳- تلماسه‌های گیاهی (۷).

شکل ۴- تلماسه‌های گیاهی یا نبکاهای فعال در حال گسترش در لوت جنوبی (۷).

تپه‌های گیاهی[1]

در بخش جنوبی لوت شمالی و در انتهای مسیل‌هایی با آب زیرزمینی بالا، پوشش گیاهی متراکمی از درختچه گز مستقر شده است. وقتی این منطقه‌ها زیر تأثیر توفان‌های ماسه ای قرار می‌گیرند، پوشش گیاهی به عنوان مانع، مواد حمل شده بادی را در اطراف خود جمع می‌کند. حجم رسوب‌ها به‌تدریج افزایش می‌یابد تا این‌که گیاهان زیر ماسه مدفون شوند و تپه به نسبت بزرگی تشکیل دهند که از چند قله تشکیل شده است. این‌گونه تپه ها به‌طور معمول از چند درختچه ایجاد می‌شوند که با رسوب‌های بادی پوشیده شده اند.

تپه‌های گیاهی با ابعاد بزرگ‌تر متقارن و گنبدی شکل‌اند و کناره هایشان در اثر باد تخریب شده‌است و از تلماسه‌های گیاهی متمایز می شوند. ارتفاع تپه‌ها بیش از ۵ متر است و طول آن‌ها به ۲ تا ۷ متر و عرضشان به ۱ تا ۵ متر می رسد. تپه‌های گیاهی تنها به‌دلیل اندازه‌هایشان از تلماسه‌های گیاهی متمایز نمی‌شوند، بلکه شکل آن‌ها هم پیچیده‌تر است و اغلب از چند قله یا مخروط تشکیل شده اند که کنار یکدیگر قرار گرفته اند یا بین خود زاویه کوچکی

1. Rebdou

تشکیل می‌دهند. به‌ندرت اتفاق می افتد که تپه تشکیل شده دارای شکل به‌طور کامل منظم باشد. تپه‌های گیاهی کمتر جابه‌جا می شوند و قسمت اعظم تپه ماسه ای پایدار می ماند، اما کناره‌های آن به‌طور دائم بر اثر باد، برداشت می‌شود یا حجم تپه افزایش می یابد. تپه‌های گیاهی در لوت جنوبی به صورت جنگل، سطح وسیعی را می پوشانند (شکل ۵) .

شکل ۵: شکل تپه های گیاهی (ربدو) در لوت جنوبی (شمال شهداد) (۷).

لوت مرکزی

لوت مرکزی وسیع‌ترین و پست ترین قسمت چاله لوت و ارتفاع آن از سطح دریا ۱۹۰ متر است. در قسمت‌های شرقی لوت مرکزی تپه‌ها و توده‌های عظیم و به هم پیوسته ماسه‌ای قرار گرفته و سطح قابل توجهی از لوت را پوشانده‌اند. بخشی از ناهمواری‌های ماسه‌ای پوشش گیاهی دارند و بخش غربی آن بدون پوشش گیاهی است. از نظر زمین‌ریخت‌شناسی لوت مرکزی از سه تیپ اصلی از غرب به شرق تشکیل شده است:

الف- تیپ دشت‌سر- در این منطقه، گسل‌های قائم با تغییر سطح اساسی خشکه رودها سبب حفر عمیق رودخانه‌ها شده است. نمونه آن در دره غار است که دارای سه تا چهار پادگانه آبرفتی است و با پادگانه‌های منطقه شهداد-کشیت قابل انطباق است.

دشت وسیع بین بلندی‌ها و فرورفتگی لوت با شیب کم امتداد دارد، وجود سنگ‌های بزرگ در دشت نشان دهنده جریان‌های نامنظم سیلاب‌ها با دبی زیاد است که موجب تشکیل دشت‌سرهای فرسایشی شده‌است. سطح دشت با ماسه و رس نمک دار پوشیده شده و اغلب خشک و با ترک‌های گلی توام است. قطر رسوب‌ها از کوهپایه به طرف دشت‌سر کاهش می‌یابد و تخته سنگ ها به قطر ۲ تا ۳ متری به صورت سنگ‌های بزرگ سرگردان در سطح گسترده شده‌اند .

در جنوب غربی شهداد و در داخل چاله انتهایی قطر رسوب‌ها به چند سانتی‌متر می‌رسد. تخته سنگ‌های بزرگ که اغلب ساییده شده اند نشان دهنده سیلاب‌ها با دبی بسیار زیاد در دوره های بارانی دوران چهارم زمین‌شناسی است.

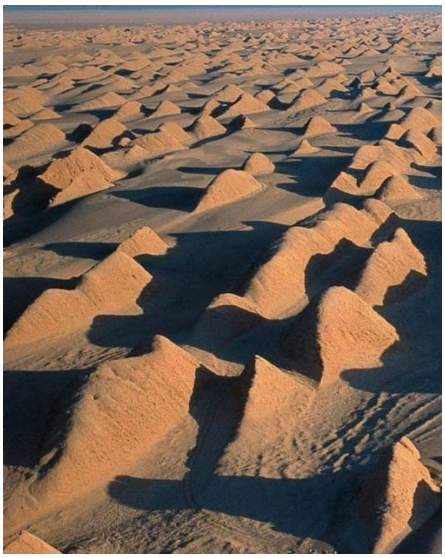
ب- کلوت[1]- کلوت واژه مغولستانی است و به شیار و خندق‌هایی که در اثر فرسایش آبی و بادی ایجاد شده است، گفته می‌شود. در مورد تشکیل کلوت‌ها در بیابان لوت چنین تصور می‌شد که باد این پدیده را ایجاد کرده است، ولی بررسی‌ها نشان داد که در حد شرق لوت مرکزی، که دارای ریزدانه رس و مارن مربوط به دریای میوسن[2] است، فرسایش آبی و بادی با هم عمل می‌کنند، بدین گونه که در دوره چهارم سیلاب‌ها ماده خمیری شکل به وجود می‌آوردند که پس از خشک شدن سست شده و در فصل‌های خشک در نتیجه وزش بادهای غالب منطقه، شیارها، حفره ها و چاله‌ها ایجاد شده است. در ادامه این پدیده، در محل حفره‌ها به‌تدریج بریدگی های طویلی تشکیل شده که به تدریج در نتیجه عامل‌های فرسایشی (آب و باد) شکل‌های کلوت ایجاد شده است (۶).

بدین ترتیب زمین‌های حدفاصل حفره های پی در پی به صورت پشته درآمده و دالان‌هایی در محل حفره‌ها به وجود آمده‌اند. جهت کلوت‌ها و دالان‌ها بستگی به جهت بادهای غالب در منطقه دارد. بدین صورت هر جا مقاومت کمتر باشد اثر فرسایش بادی موثرتر است و بدین دلیل است که دالان کلوت‌ها همیشه موازی نیست و انحرافی در آن‌ها دیده می‌شود. اگر فرسایش آبی غالب بر فرسایش بادی باشد دالان‌ها به تدریج توسعه بیشتری می‌یابند و دیواره‌های عمودی مانند ساحل رودخانه ایجاد می‌کنند (شکل ۶).

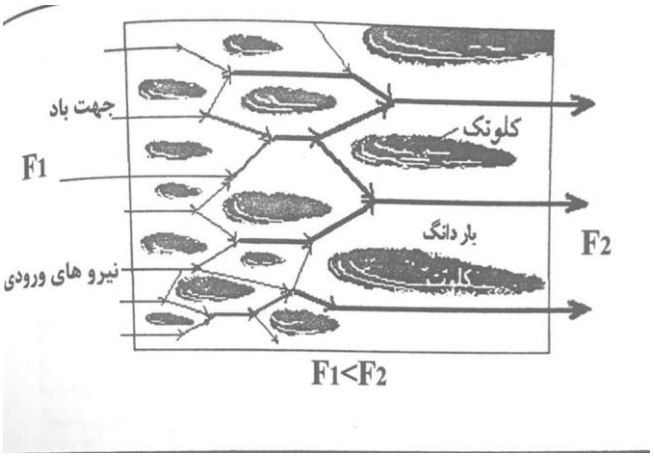
شکل۶- کلوت یا یاردانگ در لوت مرکزی (۷، ۲۴، ۲۷).

شکل‌گیری کلوت با بافت سنگ ارتباط دارد. نحوه پراکنش کلوتک ها نسبت به هم شطرنجی است که بیانگر نحوه تجمیع مولفه های باد در حال حرکت از این منطقه‌ها ست. این شرایط مورفودینامیک باعث شده تا ارتفاع آن‌ها در قسمت میانی و انتهایی بیشتر باشد تا در قسمت های ابتدایی (شکل ۷).

1. Yardang 2Miocen

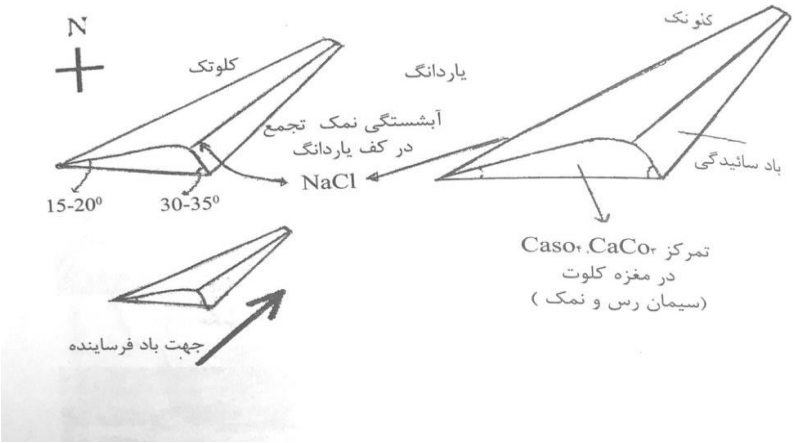


شکل۷- شبکه کلوت به صورت پشته و دالان در لوت.



شکل ۸- چگونگی حرکت باد در بین کلوت‌ها.

با شکل گیری این رخساره و پدید آمدن پستی و بلندی اولیه در امتداد باد، عامل‌های دیگری مانند نمک‌های سدیمی به عنوان پخش کننده و نمک های کلسیمی (مانند گچ و آهک) به عنوان مواد تثبیت کننده در تکامل کلوت‌ها نقش دارند. بعد از هر بارش، ماده‌های پخش کننده از دیواره ها شسته می‌شود و در کف یاردانگ‌ها و شیارها تجمع می‌یابد و سبب حساسیت بیشتر خاک کف شیارها می‌شود و نمک‌های تثبیت‌کننده روی بلندی ها (کلوت‌ها) به جا می‌مانند و موجب استحکام بیشتر آن‌ها می گردند. مغزه کلوت‌ها سختی بسیاری دارد در حالتی که قسمت‌های رویی به دلیل تاثیر عامل‌های آبی و هوازدگی حساس و سست‌ترند. شدت ساییدگی باد در کف شیارها ۳ تا ۴ برابر شدت ساییدگی باد در قسمت های دیگر کلوت است (شکل۹).



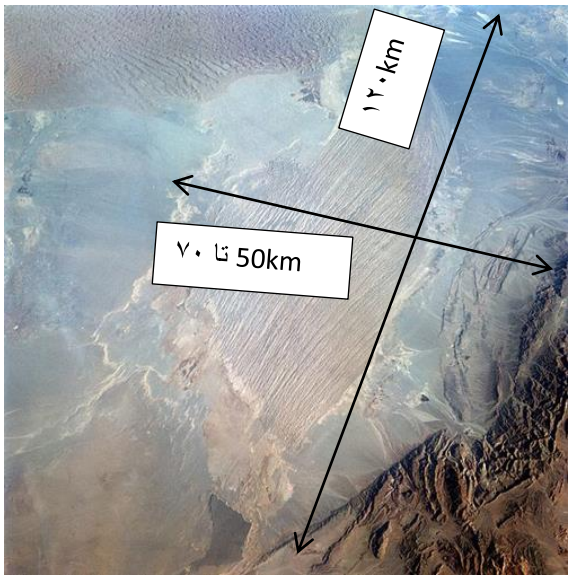
شکل۹ – زمین‌ریخت‌شناسی و مقطع عرضی یک کلوت (۷).

در بیابان لوت، کلوت ها به شکل خندق های طویلی هستند در جهت شمال غربی- جنوب غربی در منطقه‌ای به پهنای ۵۰ تا ۷۰ کیلو متر و به طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر گسترده شده‌اند. ارتفاع تپه های به‌جامانده به۶۰ تا ۸۰ متر و عمق خندق ها به ۲۰ تا ۳۰ متر می رسد. این تپه‌ها به‌واسطه دالان های بیشماری از هم جدا می‌شوند. فاصله یاردانگ ها از یکدیگر ۵۰۰ تا ۱۰۰۰متر تغییر می کند. شکل ۱۰ ، کلوت یا یاردانگ را در بیابان لوت نشان می‌دهد. کلوت‌های لوت یکی از پدیده‌های معروف زمین‌ریخت‌شناسی در دنیا شناخته می‌شود.

پ- <u>تپه‌های ماسه‌ای یا ارگ</u>[1]- کمینه مساحت تپه‌های ماسه‌ای که ۴۰ کیلومتر مربع است را در یک منطقه ارگ می‌نامند. واژه ارگ از زبان عربی در آفریقای شمالی گرفته شده است و توده‌ای از تپه های ماسه ای فعال و عاری از پوشش گیاهی، شامل تپه‌های پیچیده و نامشخص است که منطقه وسیعی را در بر می‌گیرند، در ناحیه‌های بیابانی ایران واژه ریگزار به تجمع انواع تپه های ماسه ای گفته می شود، مانند، ریگ لوت، ریگ جن، ریگ بلند، ریگ رزین، ریگ یزد، واژه معادل خارجی در کتاب‌های زمین‌ریخت‌شناسی ارگ است، در لیبی، اوین و در ترکمنستان قوم گفته می‌شود (۶، ۲۰).

در قسمت شرق لوت مرکزی منطقه‌ای به عرض ۵۰ کیلومتر و طول ۱۰۰ کیلومتر با مساحت حدود ۵۰۰۰ کیلومتر مربع، وسیع‌ترین تپه‌های ماسه‌ای کشور است. ارتفاع تپه‌های ماسه ای آن به ۴۹۵ متر می‌رسد که مرتفع‌ترین تپه ماسه ای دنیا محسوب می‌شود (۱۶). این ارگ شامل بارخان، سیلک، تپه‌های طولی و هرم ماسه‌ای یا تپه‌های ستاره‌ای است.

1. Erg (Citadel)



شکل ۱۰- کلوت بیابان لوت (منبع: تصویر ماهواره لندست).

جهت تپه ها اغلب جنوب به شمال است و بادهای جنوبی را که از جنوب غربی می‌وزد می‌توان عامل پیدایش این تپه ها دانست و در حد شرقی به دشت و پایکوه ارتفاع‌های شرقی لوت پایان می یابد.

پیدایش ارگ لوت را می توان به دوره چهارم زمین‌شناسی نسبت داد که دو عامل باد و آب موجب فرسایش رخساره تخریبی و تبخیری حاصل از کلوت‌ها شده است، ماده‌های حمل‌شده توسط باد با برخورد با ارتفاع‌های جنوبی تغییر جهت داده و ارگ لوت را ایجاد کرده است. بررسی ها نشان می‌دهند که در ایران ۵۶ ارگ وجود دارد که مساحت آن‌ها غیر از ارگ لوت، حدود ۴/۳۹۲/۱۱۰ هکتار است (۸) و مهم‌ترین آن‌ها در استان‌های کرمان، اصفهان، یزد، خوزستان، هرمزگان، خراسان جنوبی، سیستان و بلوچستان، بوشهر و سمنان قرار دارند (۱۶).

پراکنش جغرافیایی ارگ ها در جهان نشان می دهد که اغلب منطقه‌ها در عرض‌های کم‌باران و بین عرض‌های ۱۵ تا ۴۵ درجه شمالی و جنوبی واقع شده‌اند. مساحت کل ارگ‌های منطقه‌های بیابانی جهان حدود ۵,۹۱۰,۰۰۰ کیلومتر مربع است که ۴٪ خشکی ها را تشکیل می دهد، ۴۵/۵٪ ارگ‌ها در آسیا قرار دارد. پس از آن آفریقا با ۳۴/۲٪ استرالیا ۲۰٪ و آمریکا ۰/۳٪ ارگ‌های جهان را دارند. وسیع‌ترین ارگ دنیا در بیابان ربع الخالی در عربستان با مساحت ۵۶,۰۰۰ کیلومترمربع قرار دارد. از نظر ریخت‌شناسی تپه های ماسه‌ای متنوع ترین تپه‌های ماسه‌ای و مرتفع ترین آن‌ها مربوط به ارگ‌های ایران و ارگ لوت است.

نتیجه‌گیری

منطقه‌های خشک و بیابانی ایران از سه واحد زمین‌ریخت‌شناسی تشکیل شده است که شامل کوه و تپه، دشت‌سر و چاله است. پلایا واژه اسپانیائی است به معنی ساحل این واژه در کشورهای مختلف با نام‌های گوناگون به کاربرده می‌شود و در ایران بنام چاله نامگذاری شده است. چاله یا پلایا در پایین ترین سطح زهکشی بیابان که با نهشته‌های ریزدانه پوشیده شده است، تشکیل می‌گردد. پلایاها یادگار دریاچه‌های پلیستوس است که در نتیجه نیروهای تکتونیک

و گروهی نیز در نتیجه عامل‌های فرسایشی ایجاد شده اند. در این میان نیروهای تکتونیک نقش اساسی دارند، مانند پلایای لوت که چاله ساختمانی است در صورتی که دشت کویر چاله فرسایشی است، مساحت پلایا بستگی به وضعیت زمین‌زیخت‌شناسی حوضه آبخیز بالادست و شبکه زهکشی و چگونگی آن دارد. به طورکلی سطح پلایا از چند کیلومتر مربع تا ۱۰ هزار کیلومتر مربع تغییر می‌کند.

منابع

۱- اشتوکلین، ی.، ج. افتخار نژاد، ع. هوشمندزاده. ۱۳۵۲. بررسی مقدماتی زمین شناسی در لوت مرکزی. شرق ایران. ترجمه بفارسی بوسیله علی انتظام و جمشید افتخار نژاد. سازمان زمین شناسی کشور. گزارش شماره ۲۲، صفحه ۸۶.

۲- افتخار نژاد، ج. ۱۳۵۲. مطلبی چند درباره تشکیل حوضه رسوبی فلیش در شرق ایران و توجیه آن باتئوری تکتونیک صفحه ای ضمیمه گزارش شماره۲۲. سازمان زمین شناسی کشور. صفحه ۵۲.

۳- احمدی، ح. ۱۳۶۸. ژئوفرمولوژی میوسن در زاگرس جنوبی در رابطه با پوشش گیاهی، مجله منابع طبیعی ایران شماره ۴۲. صفحه ۷۲.

۴- احمدی، ح. ۱۳۶۹. ویژگی های محیط طبیعی ایران در رابطه با محیط مرفوپدولوژیک و پوشش گیاهی، مجله منابع طبیعی ایران شماره ۴۴. صفحه ۲۷.

۵- احمدی، ح. ۱۳۷۵. شناخت، ارزیابی و تعیین قابلیت بیابانهای ایران، مجله بیابان جلد۱، شماره ۴-۲-۳. ۸۵ صفحه

۶- احمدی، ح. ۱۳۷۷. طرح ملی ماسه زارهای ایران، مجله منابع طبیعی ایران، جلد ۵۲ شماره ۱. صفحه ۱۲۰ صفحه.

۷- احمدی، ح. ۱۳۸۷. ژئووفرمولوژی کاربردی، بیابان، فرسایش بادی- جلد ۲- انتشارات دانشگاه تهران. ۵۷۰ صفحه.

۸- احمدی، ح. ۱۳۸۳. گزارش طرح ملی ماسه زارهای ایران، معاونت پژوهشی دانشگاه تهران. ۸۶ صفحه

۹- اختصاصی، م.ر. ۱۳۸۳. بررسی مورفومتری و مورفودینامیک رخساره های فرسایش بادی دشت یزد- اردکان و تعیین شاخص ها این فرآیند جهت کاربرد در مدلهای ارزیابی بیابانزایی رساله دکتری، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران. ۲۱۰ صفحه.

۱۰- تریکار، ژ. ۱۳۶۹. اشکال ناهمواری در نواحی خشک، ترجمه صدیقی، مهدی و پور کرمانی، مهدی، انتشارات آستان قدس رضوی. ۴۵۰ صفحه.

۱۱- ثابتی، ح. ۱۳۶۸. بررسی اقلیم حیاتی ایران- انتشارات دانشگاه تهران. صفحه ۵۲.

۱۲- درویش زاده، ع. ۱۳۷۰ زمین شناسی ایران، نشر دانش امروز (امیر کبیر). صفحه ۸۸.

۱۳- مستوفی، ا. ۱۳۵۱، شهداد جغرافیای تاریخی دشت لوت-، مجله گزارشهای جغرافیایی، شماره ۸- صفحه ۸۴.

۱۴- معتمد، ا. ۱۳۵۳. مسائل زمین شناسی چاله لوت. نشریه شماره ۱۱ موسسه جغرافیا. دانشگاه تهران- صفحه ۹۲.

۱۵- محمودی، ف. ۱۳۶۷. بیابان های ایران. مجله رشد جغرافیا، شماره ۱۳-۱۷:۴.

۱۶- محمودی، ف. ۱۳۷۰. گزارش طرح تحقیقاتی ریگزارهای مهم ایران (پراکندگی جغرافیایی)، معاونت پژوهشی دانشگاه تهران. صفحه‌های ۱۵ تا ۲۵.

۱۷- نبوی، م.ح. ۱۳۵۵. دیباچه ای برزمین شناسی ایران- انتشارات سازمان زمین شناسی کشور. صفحه ۱۰۹.
18. Abrahas, A.D. and A.J. Parsons. 1994. Geomorphology of Desert Enviroment, Chapman & Hale. 45 p.
19. Bagnold.R.A. 1941. The physics of blown sznd and desert dunes. Methuen & Cd. LTD. London. 108 p.
20. Cailleux, A. tricatr, J. 1963. Initiation a petude des sables et gates. 1. Ed. Paris. Sedes.p-170
21. Cook & waren; 1973. Geomorphology in desert. P-98-114
22. George, P. 1974. Dictionuaire de la geographie. Presses universitaires de France. P-88
23. Goudie, A.S. 2013. Arid and semi- arid. Geomorphology. p-178
24. Haghipour, A. and G. Pelissier. 1968. Geology of the Posht-e-Badam saghand area (east- central iran). Geol. Surv. Iran, 48. Internal. 144 p.
25. Haghipour, A. 1974. Etude geoglogique de la region de Biabanak- Bafq (Iran central); Petrologie et tectonique du socle precambrien et de sa couverture. These, Universite et Medicale de Grenoble, France. 403 p.
26. Haghipour, A. 1981. Precambrian in Central Iran. First Quarter the Iranian Petroleum Institute. Bull. 81:1-17.
27. Reyre, D. and S. Mohafez. 1972. A first contribution of the nioc. Erap agreements to the knowledge of Iranian geology edition techniqus Paris. 58 p.
28. Stocklin, J., J. Eftekhar, Nezahad, A. Hushmandzadeh. 1965. Geology of the Shotori Rang (Tabas Area, East Iran). Geological Survey of Iran. No. 3. 69 p.
29. Stocklin, J., J. Eftekhar. Nezhad and A. Hushmand, Zadeh. 1972. Central Lut reconnaissance. East Iran. Geol. Survey Iran. Rept. Pp. 22-66.
30. Tator, B.A. 1952. Pediment charateristics and terminology. United States Government Printing Office, Washington: 1962. 46 p.
31. Tsoar, H. and D.G. Blumberg. 2002. Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast. Earth Surface Processes and Landforms 27(11):1147-1161.
32. Tarkin, M., M. Lotfi and A. Baumann, 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in central Lut (east Iran) geodynamic project (geotraverse) in Iran. Final report. pp. 357-384
33. Tirrul, R. I.R. Bell, R.J. Griffis and V.E. Camp. 1983. The sistan suture zone of eastern Iran. Geo. Soc. Amer. Bull. 94:134-150.

Strategic Research Journal of Agricultural Sciences and Natural Resources 7(2):159-176 (2022)

Investingation on Iran Playas: A Case Study of Lut Desert

H. Ahmadi[1, 2]

In terms of geomorphology, the dry and desert areas of Iran consist of three geomorphological units, mountains, plains, and playa. Playa is the lowest drainage level of the watershed that leads to the lowest point of the desert and is covered by horizontal layers with fine-grained deposits. More than 60 playas are known in Iran. As the masses of the Iranian plateau were folded and raised for balance, a part of the solid crust subsided and created pits or playass. Therefore, the evolution of pits should be investigated after the emergence from the end of this period. Just as external factors caused drastic changes in the structural forms of the folds during the fourth geological period, the pits also underwent many changes under the influence of these factors. There are huge pits or depressins on the sides of the Alborz mountain range. In the north is the Caspian Sea pit and in the south the largest internal pit extends from Qazvin to Khorasan, so that in the mountainous region of Khorasan, pits are formed parallel to the axial surfaces of the folds. In the north of Iran, the Caspian Sea pit and Lake Urmia are seen, as lakes due to the import of water, while some others have become dry or turned into marshland due to the lack of water at the end of the third era (Tabas pit). It is believed that subsidence of Lut block has formed the driest, hollowest and lowest desert, which is also regarded as the least explorated and most fearful land in Iran and perhaps in the world.

Key words: Citadel, Geomorphology, Plant dune, Playa, Yardang.

1. Corresponding author, Email: ahmadi@ut.ac.ir
2. Fellow of I.R. Iran Academy of Science and Professor of University of Tehran.