Archive of SID

جغرافیا و توسعه شماره ۲۴ پاییز ۱۳۹۰
وصول مقاله : ۱۳۸۹/۵/۱۶
تأیید نهایی : ۱۳۸۹/۱۲/۱۸
صفحات : ۱۷۲- ۱۵۵

تأثیرات سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی بر زمین‌لغزش‌های ایران

مژگان انتظاری
دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان

دکتر محمدحسین رامشت
دانشیار جغرافیا دانشگاه اصفهان

دکتر عبدالله سیف
استادیار جغرافیا دانشگاه اصفهان

کورش شیرانی
دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی

سمیه‌السادات شاهزیدی
دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی

چکیده

زمین‌لغزش یکی از بلایای طبیعی است که رخداد آن مشروط به کارکرد عوامل دیگر است. این پدیده مانند سایر بلایای زمینی از نظر طبیعی بلیه نیست، بلکه از جمله فرآیندهای لازم جهت تحولات ناهمواری‌های زمین به‌شمار می‌رود که حضور انسان در پیرامون این رخداد آن را به‌صورت بلانشان می‌دهد. معمولاً در مطالعه‌ی زمین‌لغزه‌ها عواملی مانند جنس اراضی، ریزش‌های جوی، تغییر گرادیان شیب، زمین‌لرزه، فوران آتشفشانی، نوسانات آب زیرزمینی و علل انسانی در قالب مدل‌های مختلف مورد بررسی قرار می‌گیرند. اگر چه عوامل فوق می‌توانند سهم عمده‌ای در بروز این پدیده داشته باشند ولی شرط لازم وکافی برای تکوین چنین پدیده‌هایی زمینه‌ی تاریخی بستر اراضی است که فرآیندهای شکل‌زای خاصی را تجربه کرده‌اند. درمورد توزیع و پراکندگی لغزش‌ها و علل وقوع آنها درایران نیز مطالعات جامعی انجام گرفته است. در این مقاله وقوع این پدیده از جنبه‌ی دیگری مورد بررسی قرار گرفته و سعی شده است رابطه‌ی مکانیسم‌های شکل‌زا و تأثیری که این پدیده در تحریک ناپایداری‌ها داشته است برملا شود به‌طوری‌که می‌توان نتیجه گرفت که توزیع این پدیده معطوف به رخدادهای اقلیمی از یک‌سو و فرآیندهای شکل‌زای تاریخی از سوی دیگر است.

بر اساس یکی از روش‌های پهنه‌بندی زمین ریختی- اقلیمی، ایران را می‌توان به چهار ناحیه‌ی متفاوت برودتی، حرارتی، رطوبتی و حرارتی- رطوبتی طبقه‌بندی نمود که هر یک از این نواحی دارای ویژگی‌های ژئومرفیک خاصی است و تأثیرات مستقیم و غیرمستقیم بر وقوع زمین‌لغزش‌ها دارند. به منظور بررسی این تأثیرات با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS ۹.۳ نقشه‌ی پراکندگی زمین‌لغزش‌های اصلی کشور از یک‌سو و سیستم‌های شکل‌زا از سوی دیگر تهیه و با تحلیل مکانی این دو مجموعه‌ی رابطه‌ی مجاورتی آنها با استفاده از روش‌های آماری- مکانی، ارزیابی شده است. نتایج این تحقیقات نشان داد که ۹۲ درصد از زمین‌لغزش‌ها در چاله‌های برودتی و رطوبتی وتنها حدود ۸ درصد درچاله‌های حرارتی به وقوع پیوسته‌اند، همچنین تراکم لغزش‌ها در مرز ترمودینامیکی چاله‌های برودتی- حرارتی و رطوبتی- برودتی بیشتر است.

کلیدواژه‌ها: زمین‌لغزش، چاله حرارتی، چاله برودتی، چاله رطوبتی، سیتسم شکل‌زا.

www.SID.ir

Archive of SID

مقدمه

مطالعات ژئومرفولوژیک نشان می‌دهد که بین اقلیم و لندفرم‌های زمین ارتباط ارگانیکی وجود دارد. این ارتباط به حدی زیاد است که دانشمندان علم ژئومرفولوژی، پدیده‌های ژئومرفیک را حاصل دونیروی شکل‌زای بیرونی‌ودرونی می‌دانند *(زمردیان،۱۳۸۱)*. بیشتر پدیده‌های ژئومرفیک ناشی از فرآیندهای بیرونی موجودیت خود را مدیون پهنه‌های اقلیمی مختلف هستند. هرچند اقلیم نقش بسیار مهمی در ایجاد اشکال ژئومرفیک و تحولات آنها در طول زمان دارد، اما همه‌ی اقالیم قادر به اثرگذاری در تغییرات ژئومرفیک نیستند. به عبارت دیگر وزن و ترکیب پارامترهای تعریف‌کننده هر اقلیم باید به حدی برسد تا آن اقلیم توانایی لندفرم‌سازی را پیدا کند *(عباسی، ۱۳۸۷: ۲۴)*.

تغییرات اقلیمی در بین محققین علوم مختلف، مانند اقلیم‌شناسی، جغرافیا و زمین‌شناسی مورد توجه خاصی قرار گرفته و همه‌ی آنها سعی دارند که به تحلیل علل این پدیده و تأثیراتی که چنین تغییراتی بر سطح کره‌ی زمین می‌گذارد بپردازند. در این میان ژئومرفولوژیست‌ها نیز بادیدگاه و معرفت‌شناسی خاصی به این پدیده اندیشیده‌اند *(شوشتری،۱۳۸۴: ۱۱۹)*. تغییرات اقلیمی یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های دوران کواترنر است که به تغییر در سیستم‌های شکل‌زا منجر می‌شود و در نتیجه تغییر در فرم را به‌همراه خواهد داشت *(نعمت‌الهی، ۱۳۸۲: ۱۲)*.

اگر بر اساس نظریات اخیر در زمین‌شناسی طول دوران کواترنر را از ۶۰۰ هزار سال پیش به این طرف قلمداد کنیم *(پدرامی، ۱۳۶۷)*، تغییرات اقلیمی را باید از جمله خصوصیات عمده‌ی این عصر برشماریم. نکته مهم در این زمینه این است که تأثیر تغییرات اقلیمی بر سیستم‌های شکل‌زا در همه جا یکسان عمل نکرده است، لذا نمی‌توان انتظار داشت که یک تغییر اقلیمی تبعات همسان شکل‌زایی را در همه‌جا اعمال کرده باشد. بنابراین موضوع ازیک‌طرف پیچیدگی رابطه‌ی اقلیم و سیستم‌های شکل‌زا را بیان می‌دارد و از طرف دیگر ظرافت و دقت کار را در تحلیل تکوین تاریخی اشکال ناهمواری‌ها و پدیده‌های ژئومرفولوژی روشن می‌نماید. یکی از پدیده‌های ژئومرفولوژی که به نظر می‌رسد تحت تأثیر سیستم‌های شکل‌زاست، زمین‌لغزش می‌باشد. زمین‌لغزش به حرکت توده‌ای از مواد تشکیل‌دهنده‌ی زمین، از یک شیب به سمت پایین اطلاق می‌شود *(IAEG,1990: 13-15)*.

در مورد زمین‌لغزش محققان بسیاری سعی نموده‌اند که مدل‌هایی برای پهنه‌بندی خطر این پدیده ارایه داده و به عبارت دیگر به نقشه پهنه‌بندی لغزش‌ها برسند که بیشتر بر اساس روش استقرایی بوده است به این‌صورت که عوامل مختلف مؤثر در وقوع لغزش را بررسی

www.SID.ir

Archive of SID

نموده‌اند و سپس چگونگی تأثیر آنها را در پراکندگی لغزش‌ها تجزیه و تحلیل کرده‌اند. ولی با استفاده از روش قیاسی، که در این مقاله مورد نظر است، می‌توان از مطالعه کل به جزء رسید و عامل سیستم‌های شکل‌زا و چاله‌های حرارتی و برودتی را که به محدوده دمایی مرتبط است، جهت پیش‌بینی کلی و حتی تعیین پهنه‌های خطر زمین‌لغزش مورد بررسی قرار داد .

اصطلاح چاله‌های حرارتی و برودتی از واژه‌ی استخر هوای گرم و سرد در اقلیم‌شناسی گرفته شده است. استخر هوای سرد به ناحیه‌ای گفته می‌شود که هوای سرد توسط هوای گرم احاطه شده است *(American meteorological society, 2009)*. تفاوت این مناطق با چاله‌های حرارتی و برودتی در ژئومرفولوژی این است که چاله‌های حرارتی و برودتی برخلاف استخرهای گرم و سرد ازنظرمکانی نسبتاً ثابت بوده و وابسته به ساختار ژئومرفولوژی منطقه می‌باشند. با توجه به اهمیت و نقش ویژگی‌های آب و هوایی در بروز حرکات توده‌ای و به ویژه لغزش، این پژوهش می‌تواند در شناسایی مناطق مستعد لغزش و برقراری ارتباط بین وقوع این پدیده با شرایط اقلیمی گذشته و حال مفید واقع شود.

پیشینه‌ی تحقیق

در مورد چاله‌های حرارتی- برودتی و سیستم‌های شکل‌زا می‌توان به مطالعات افراد زیر اشاره کرد:

نجمه شوشتری (۱۳۸۲) برای اولین بار اصطلاح چاله‌های حرارتی برودتی را به کاربرد وی ضمن مطالعه آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم به این نتیجه رسید که این منطقه در محدوده‌ی چاله‌های برودتی ایران قرار گرفته است.نعمت‌الهی (۱۳۸۳) با تعمق در آمار اقلیمی ایران، چهار کانون برودتی را در ایران شناسایی کرد. اکرمی (۱۳۸۵) بر روی منطقه‌ی آباده کارکرد و نشان داد که سیستم‌های شکل‌زا در این منطقه تحت تأثیر ایزوستازی چاله‌های حرارتی و برودتی می‌باشد. شاه‌زیدی با مطالعه بر روی مخروط‌افکنه درختنگان عنوان کرد که در شکل‌گیری این مخروط افکنه غیر از عوامل تکتونیکی ایزوستازی چاله‌های حرارتی و برودتی هم مؤثر بوده است. عباسی (۱۳۸۷) ضمن مطالعه در مورد توزیع مخروط‌افکنه‌ها در ایران نشان داد که توزیع مخروط‌افکنه‌ها در ایران تابعی از مدل همجواری چاله‌های حرارتی و برودتی است. در مورد تأثیرات تغییر اقلیم بر بروز لغزش، نیز می‌توان به مطالعات افراد زیر اشاره کرد: کلاد[1] و همکاران (۱۹۹۹) با مطالعه بر روی لغزش‌هایی در

1-Claude

www.SID.ir

Archive of SID

جنوب فرانسه نشان دادند که همبستگی خوبی بین تغییر اقلیم و زمین‌لغزش وجود دارد، هر چند که میزان این ارتباط به نوع لغزش و زمان وقوع آن بستگی دارد. مارتین[1] و همکاران (۲۰۰۰) با بررسی بر روی رسوبات زمین‌لغزش‌ها در شرق کلریدا نشان دادند که اغلب حرکات توده‌ای در دو دوره‌ی زمانی در طول کواترنر اتفاق افتاده است، زمان وقوع قدیمی‌ترین گروه لغزش‌ها در دوره‌ی مرطوب و در نواحی استوایی و نیمه‌استوایی در جنوب آمریکا بوده است. ابرین[2] (۲۰۰۸) همگام با تحقیقات سازمان زمین‌شناسی ایرلند بر روی لغزش‌هایی در جنوب اروپا و ایرلند عنوان کرد که تغییرات اقلیمی می‌توانند باعث ناپایداری دامنه‌ها شده و شرایط را برای وقوع لغزش فراهم می‌کند. شیرانی (۱۳۸۳) ضمن مطالعه لغزش‌ها در جنوب اصفهان ثابت کرد که پهنه‌هایی با بارندگی نسبتاً بالا و اختلاف درجه حرارت زیاد دارای بیشترین همبستگی با وقوع زمین‌لغزش‌ها می‌باشند.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش در مرحله‌ی اول با بررسی عکس‌های هوایی و داده‌های مربوط به زمین-لغزش‌های اصلی ثبت شده تعداد ۴۲۸۹ *(مرکز حفاظت خاک و آبخیزداری کشور، ۱۳۸۵)* مورد از زمین‌لغزش‌های کشور بر روی نقشه DEM (مدل ارتفاعی رقومی با اندازه سلولی ۸۵ متری حاصل از تصاویر رقومی رادار) ایران توسط نرم‌افزار Arc GIS ۹.۳ مکان‌یابی گردید. همچنین تشخیص چاله‌های رطوبتی و حرارتی- رطوبتی هم با کمک بررسی داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های کلیماتولوژی و سینوپتیک ایران و تحلیل آنها با استفاده از نرم‌افزارهای رایانه‌ای امکان پذیر شد. سپس نقشه سیستم‌های شکل‌زا توسط نرم‌افزار Arc GIS ۹.۳ تهیه گردید و در نهایت با هم‌پوشانی این نقشه با نقشه پراکندگی لغزش‌ها، با محاسبه‌ی مساحت پهنه‌های حرارتی و برودتی و رطوبتی و تعداد لغزش‌های به وقوع پیوسته در هر ناحیه، درصد لغزش‌های ایجاد شده در هر ناحیه مشخص و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

تلفیق این دو نقشه شرایط را برای تحلیل مکانی وقوع پدیده زمین‌لغزه و ارتباط آن با سلول‌های حرارتی و رطوبتی فراهم آورد و سپس نسبت به تحلیل رابطه‌ی بین این دو پدیده اقدام شده است.

1-Martin
2-Oberian

www.SID.ir

Archive of SID

بحث و نتایج

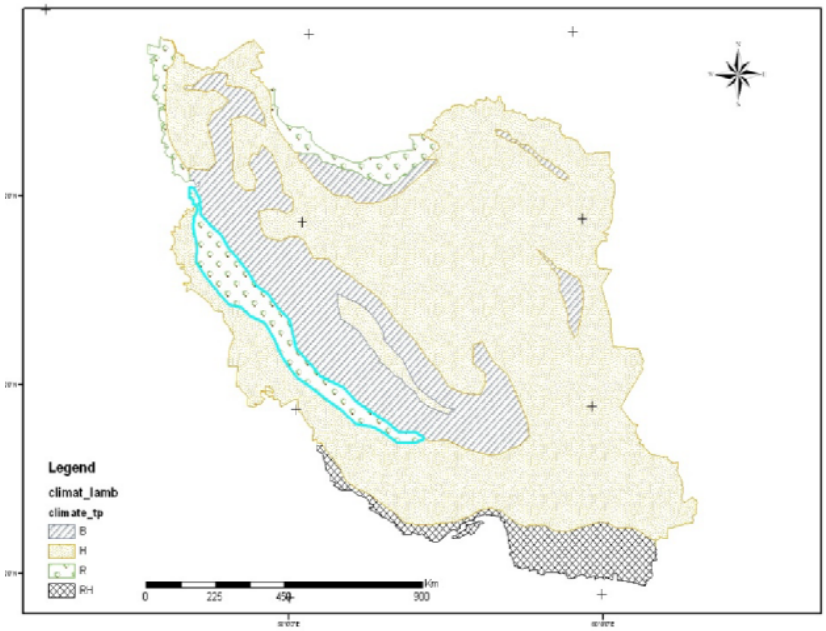
- سیستم‌های اقلیمی شکل‌زا در ایران

در زمینه‌ی پهنه‌بندی زمین ریختی- اقلیمی ایران بر اساس روش‌ها و دیدگاه‌های مختلف پهنه‌بندی‌های گوناگونی توسط پژوهش‌گران زمین ریخت‌شناس ارایه شده است. امّا اکثر این طبقه‌بندی‌ها تابع مرزهای اقلیمی- ارتفاعی موجود کشور بوده و کمتر به نقش آستانه‌های فرم‌زایی اقلیمی در این پهنه‌بندی‌ها توجه شده است. دریکی از پهنه‌بندی زمین‌ریختی- اقلیمی ارایه شده، ایران را بر اساس ویژگی‌های فرم شناختی و سیستم‌های ارضی به چهار سیستم شکل‌زای اقلیمی تقسیم شده است *(شکل شماره ۱)*. این چهار پهنه شامل سیستم شکل‌زای برودتی (B)، حرارتی (H)، رطوبتی- حرارتی (R-H) و رطوبتی (R) هستند *(عباسی، ۱۳۸۷: ۲)*. به طور کلی طبقه‌بندی سیستم‌های شکل‌زا بر اساس دو عامل دما رطوبت استوار شده است. بنابراین در برخی از مناطق که تحت عنوان کانون‌های حرارتی و برودتی نام‌گذاری شده‌اند، عامل دما نقش اصلی را در شکل‌زایی دارد و در کانون‌های رطوبتی عامل رطوبت بر دما برتری یافته و عامل اصلی شکل‌زایی رطوبت است.

به طور کلی هریک از این سیستم‌های عنوان شده از نظر کارکرد زمین ریخت شناختی دارای تفاوت‌های مشخصی با یکدیگر بوده و هر یک بخشی از مساحت کشور را به خود اختصاص داده‌اند. هر چند که دامنه‌ی وسعت هر یک از این سیستم‌ها چه در زمان حال وچه در زمان‌های گذشته به واسطه‌ی تغییرات اقلیمی ایجاد شده، دائماً دستخوش تغییر بوده است. در فازهای گرم و سرد کواترنر نیز این سیستم‌ها با وسعت‌های متفاوتی وجود داشته‌اند. لذا همواره نوعی دست به دست شدن سطوح اراضی وجود داشته و مناطقی که در محدوده‌ی کانون‌های برودتی یا حرارتی بوده‌اند دائما دستخوش تغییر شده‌اند و اتفاقاً همین محدوده‌ی تغییرات از نظر وقوع زمین‌لغزش‌ها دارای اهمیت فراوانی است.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱ : سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی ایران

مأخذ: انتظاری، ۱۳۸۹

مدل نظری اشغال کانون‌ها در فصل‌های سرد

طبیعتاً فصل سرد دوره‌ی حاکمیت سیستم برودتی می‌باشد. استقرار هوای سرد در زمستان در بخش زیادی از گستره استان به معنای غلبه‌ی کانون‌های برودتی بر کانون‌های حرارتی است. به طور کلی در ایران مناطقی که دارای دمای متوسط سالانه کمتر از ۵ درجه سانتی‌گراد هستند، به عنوان کانون‌های برودتی در نظر گرفته شده است. علت این امر این است که مطالعات یخچال‌شناسی در ایران، همگی بر کاهش برودت در آخرین دوره سردبه میزان حدود ۵ درجه سانتیگراد نسبت به زمان فعلی دلالت دارد، لذا شناسایی مناطقی که چند ماه از سال دارای دمای کمتر از ۵ درجه هستند می‌تواند به عنوان مناطقی که در دوره‌های یخچالی حداقل در بخشی از سال دچار یخ‌پوشی می‌شده‌اند تلقی می‌شود، زیرا کمترین برآورد تفاوت دمای متوسط سالانه برای ایران توسط محققان در عصر یخچالی بین۵ تا ۶ درجه بوده است *(نعمت‌الهی، ۱۳۸۶: ۵۶)*، این بدان معناست که اگر در حال حاضر در مناطقی دمای متوسط ۵ وکمتر از ۵ است در آن زمان به سمت صفر میل می‌کرده و یخ‌پوشی

www.SID.ir

Archive of SID

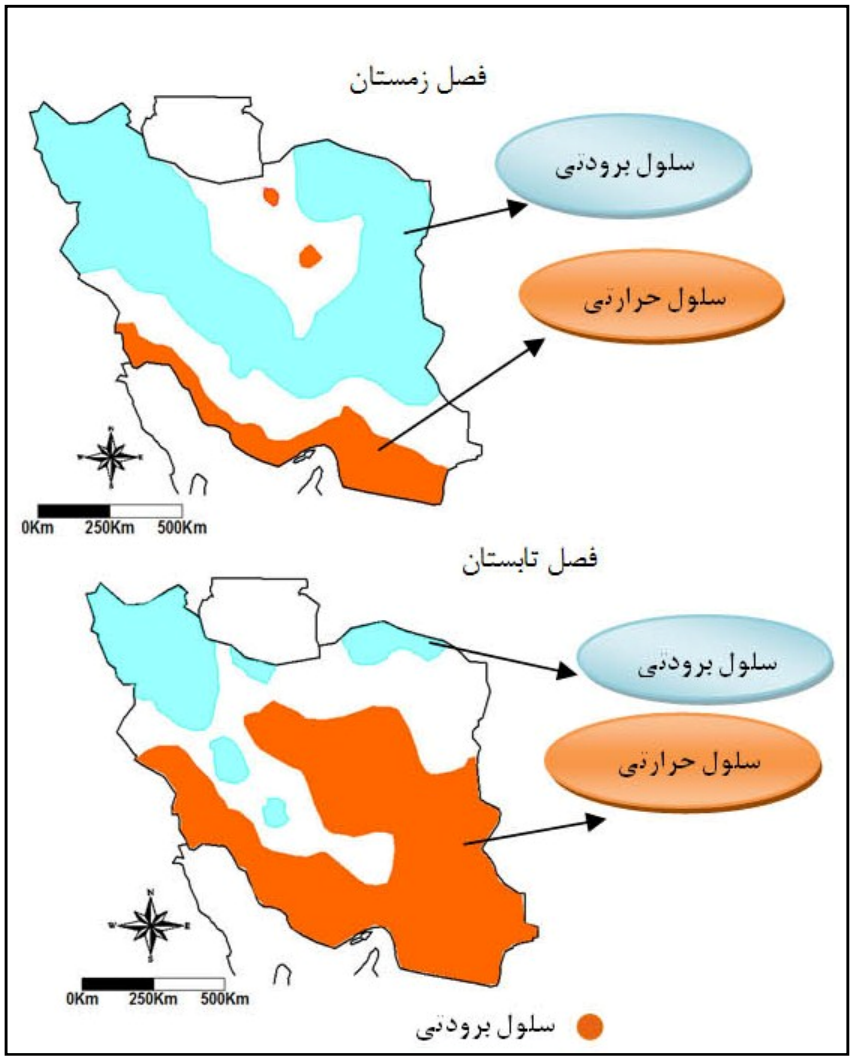
در آنها حادث می‌شده است. در مجموع فصل سرد، فصل کاهش ارتفاع مرزکانون‌ها محسوب می‌شود. با بررسی شکل شماره ۲ افزایش مساحت و کاهش ارتفاع کارکرد کانون برودتی و کاهش وسعت و ارتفاع کارکرد، کانون حرارتی به‌خوبی مشخص است. بررسی این نقشه‌ها نشان می‌دهد که محدوده‌ی وسیعی از استان که در فصل سرد در محدوده‌ی کانون‌های برودتی قرار گرفته است، در فصل گرم در محدوده‌ی کانون حرارتی قرار می‌گیرد.

مدل نظری اشغال کانون‌ها در فصل های گرم

در فصل گرم سال چون میکرواقلیم هر مکان از یک‌سو تحت تأثیر ویژگی‌های محلّی و الگوی زاویه‌ای-زمانی تابش خورشید قرار گرفته و از سوی دیگر در سیستم-های اقلیمی منطقه‌ای و جهانی مؤثر در اقلیم پهنه‌ها تغییراتی رخ می‌دهد، لذا تأثیر این عوامل سبب بروز تغییراتی در شرایط اقلیمی حاکم بر مکان‌های مختلف می‌گردد. ولی به صورت کلّی اقلیم مکان‌ها به‌سمت گرم شدن سوق پیدا می‌کند و به دنبال آن مرزهای کانون‌های برودتی و حرارتی به علت افزایش دمای میانگین هم در ارتفاع و هم در مساحت تغییر وضعیت خواهند داد *(عباسی، ۱۳۸۷: ۴۵)*. چنانکه مشاهده می‌شود (شکل شماره ۲) محدوده و وسعت چاله‌ها یا کانون‌های حرارتی و برودتی در مقیاس فصلی دچار تغییر می‌شوند. همین مطلب قابل تعمیم در مورد فازهای سرد و گرم کواترنر یا دوران یخچالی و بین یخچالی نیز می‌باشد زیرا به نظر می‌رسد در آن زمان هم تغییر شرایط دمایی مشابه با آنچه بین فصل سرد و گرم سال رخ می‌دهد، فراهم بوده است. شواهد نشان می‌دهد که کانون‌ها تغییر ماهیت نمی‌دهند، بلکه قلمرو گسترش و مرز آنها دستخوش تغییر می‌شود. جابه‌جایی و تغییر این مرزها در دوران گرم وسرد از نظر شکل‌زایی اهمیت فراوانی دارد و براساس قوانین ترمودینامیک قابل توجیه است که در ادامه به آن خواهیم پرداخت.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۲ : موقعیت چاله‌های حرارتی و برودتی در فصل زمستان و تابستان

مسعودیان، ۱۳۸۲

تعادل ترمودینامیکی کانون‌های حرارتی، برودتی، رطوبتی در ایران

سلول‌هایی که تحت عنوان کانون‌های حرارتی، برودتی، طرح می‌شوند، در تغییرات اقلیمی رفتارها و واکنش‌های متفاوتی از خود بروز می‌دهند، بطوری‌که هنگام گذار از آستانه‌های تغییر، سیستم‌های شکل‌زا نیز دچار تغییرات مهمی از نظر وسعت و ارتفاع می‌شوند. اما تغییرات اقلیمی به نحوی خاص، حوز ه گسترش و یا حدود کانون‌ها را تحت تأثیر و دگرگونی قرار می‌دهد. این گونه رفتارها در قالب ترمودینامیک حرارتی

www.SID.ir

Archive of SID

قابل توجیه است. جابه‌جایی سلول‌های سرد وگرم از ارتفاعات به دشت و بالعکس، برای گردش سیکل حرارتی و برودتی مناطق مختلف را ترمودینامیک حرارتی می‌گویند *(عباسی، ۱۳۸۷: ۲۲)*. همانطور که قبلاً هم اشاره شد وسعت کلی یا مرز سلول‌ها یا کانون‌های برودتی در زمان‌های مختلف متفاوت بوده است به گونه‌ای که می‌توان گفت که این کانون‌ها دارای دو مرز می‌باشند یکی مرز برف دایمی و دیگری مرز تعادل آب و یخ و حد فاصل این دو مرز که معمولاً همزمان با تغییرات اقلیمی و انبساط و انقباض کانون‌های حرارتی و برودتی، تغییر می‌کند، در نیمی از سال در حال یخزدگی و انجماد و در نیم دیگر سال در حال ذوب‌شدگی می‌باشند که این شرایط زمینه را برای طیف وسیعی از ناپایداری‌های دامنه‌ای فراهم می‌کند.

در فصل گرم سال سلول حرارتی منبسط می‌شود در نتیجه سلول برودتی در این فصل منقبض می‌گردد. اما با شروع فصل سرد این حالت عکس می‌شود. به عبارت دیگر فصل سرد باعث انبساط سلول برودتی و انقباض سلول حرارتی می‌گردد . با تغییر فصول این سیکل ادامه می‌یابد و در نتیجه تعادل ترمودینامیکی بین کانون‌ها به وجود می‌آید. معمولاً تعادل ترمودینامیکی بین کانون‌ها به صورت چرخه‌ای و در سیکل‌های زمانی متفاوت ظهور می‌نماید. در ابعاد سیاره‌ای وقوع دوره‌ی سرد با انقباض سلول‌های حرارتی همراه بوده و در دوره بین یخچالی حالت عکس پیدا و می‌کند. در ابعاد کوچکتر و در مقیاس منطقه‌ای مانند ایران، سلول‌ها در نقاط خاصی همیشه ماندگار هستند. به طور مثال کانون‌های برودتی منطبق بر ارتفاعات بالاتر و کانون‌های حرارتی منطبق با ارتفاعات پایین و چاله‌های داخلی هستند *(باباجمالی، ۱۳۸۶: ۳۴)*.

رابطه‌ی لغزش‌ها و سیستم‌های شکل‌زای ایران

چنانکه اشاره شد ایران از نظر سیستم‌های فرمزای اقلیمی به چهار ناحیه‌ی متفاوت قابل طبقه‌بندی است که هر یک از این سیستم‌ها دارای هویت خاصی از نظر دما، رطوبت، بارندگی هستند. این ویژگی‌ها در مجموع چهارچوبه‌ی مستقلی از نظر شکل‌زایی به وجود می‌آورند به گونه‌ای که قادر به تعریف افتراق‌های شکل‌شناسی در سطح حوزه نفوذ این سیستم‌ها خواهیم بود. از این گذشته هر کدام از سیستم‌های شکل‌زا دارای روابط ترمودینامیکی خاصی با یکدیگر بوده به نحوی که این روابط در مقیاس سیکلی و فصلی به خوبی قابل تبیین است.

www.SID.ir

Archive of SID

آنچه در این بررسی‌ها قابل تأمل است رابطه‌ی بین سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی در ایران و زمین‌لغزش‌ها می‌باشد، چنانچه به نحوه توزیع پراکندگی لغزش‌ها در ایران توجه شود، در خواهیم یافت که پراکندگی لغزش‌ها در سرزمین ایران تحت تأثیر نفوذ سیستم‌های شکل‌زا می‌باشد. اگر تعداد لغزش‌ها را بر مساحت هر یک از سیستم‌های شکل‌زا تقسیم کنیم، شاخص I بر اساس معادله به دست می‌آید (جدول شماره ۱) .

معادله (1) $I=Nl/Az$

I= شاخص زمین‌لغزش (Landslide Index)

Nl = تعداد لغزش

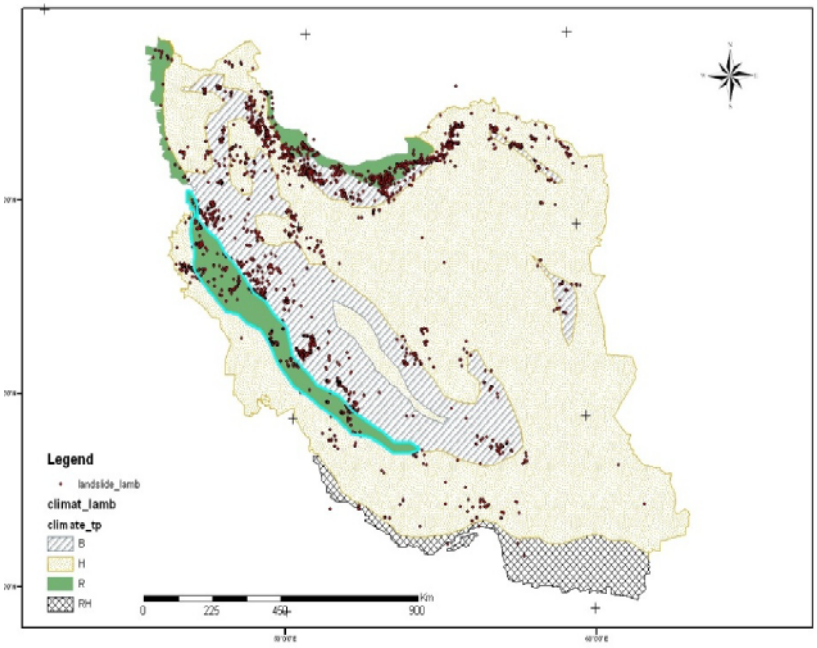
Az = مساحت هر یک از سیستم‌های شکل‌زا

با بررسی این شاخص و محاسبه‌ی درصد لغزش‌ها در هر یک از سیستم‌های شکل‌زا به این نتیجه می‌رسیم که در حدود ۳۳ درصد لغزش‌ها در محل کانون‌های برودتی و ۵۹ درصد در پهنه‌ی کانون‌های رطوبتی و تنها ۸ درصد در کانون‌های حرارتی پراکنده شده‌اند. به طور کلی می‌توان گفت که کانون‌های رطوبتی ایران در دو ناحیه‌ی مشخص سواحل شمالی و دامنه‌های جنوب غربی و غربی زاگرس دیده می‌شود. مطالعات نشان می‌دهد که بیشترین بارش ایران در جنوب غرب دریای مازندران روی می‌دهد، امّا در کل، سراسر پهنه‌ی سواحل شمالی کشور از بارش بیشتری نسبت به نواحی دیگر ایران برخوردار هستند. کانون رطوبتی شمالی هر چند از نظر مساحت پوشش کمتری از کشور را در بر می‌گیرد اما همان‌گونه که یاد شد، چون میانگین بارش دریافتی آن بالا است، لذا شرایط به واسطه‌ی وجود بارندگی و رطوبت زیاد که از عوامل اصلی در ایجاد لغزش هستند، برای وقوع طیف وسیعی ازحرکات توده‌ای از جمله جریان‌های سولیفلاکسیون، خزش و لغزش‌ها در این کانون‌ها فراهم می‌باشد. بنابراین تراکم لغزش‌ها در این بخش زیادتر از سایر کانون‌هاست. بخش وسیع دیگری از لغزش‌ها که بیشتر در این مقاله مورد نظرماست در کانون‌های برودتی به وقوع پیوسته‌اند. از عوامل اصلی مؤثر در وقوع این گونه لغزش‌ها می‌توان به تغییرات ناگهانی دما، انقباض و انبساط سنگ‌ها، انجماد آب در درز و شکاف سنگ‌ها و از همه مهمتر ذوب شدن یخ‌ها در فصل گرم یا به تعبیری

www.SID.ir

Archive of SID

دوران‌هـای بـین یخچـالی (فـاز گـرم کـواترنر) اشـاره کـرد، کـه در ادامـه بیشـتر بـه آن خـواهیم پرداخـت. بخـش سـوم لغـزش‌هـا کـه درصـد بسـیار کمـی در حـدود ۸ درصـد از لغزش‌ها را در برمی‌گیـرد، در کـانون‌هـای حرارتـی دیـده مـی‌شـوند. علـت وقـوع ایـن گونـه لغزش‌ها معمولاً عوامـل تکتـونیکی از جملـه زلزلـه و عوامـل فیزیـوگرافی مـی‌باشـد. ولـی بـه طور کلـی مـی‌تـوان گفـت کـه بـه علـت کـم بـودن تغییـرات دمـایی، شـیب و لیتولـوژی در ایـن کـانون‌هـا، تـراکم لغـزش‌هـا در ایـن منـاطق کـم اسـت (شـکل ۳). همچنـین تـراکم لغزش‌هـا در مـرز ترمودینـامیکی دوکـانون برودتـی- رطـوبتی و برودتـی- حرارتـی نیـز زیـاد اسـت. ایـن مرزهـا شـامل نـواحیی مـی‌شـود کـه در فصـل زمسـتان یـا دوران یخچـالی در محـدوده‌ی کـانون‌هـای برودتـی و در فصـل تابسـتان یـا دوران بـین یخچـالی بـا پـیش روی و انبساط کانون‌های حرارتی در محدوده‌ی کانون‌های حرارتی قرار می‌گیرند.



شکل ۳ : نقشه‌ی پراکندگی لغزش‌های ایران و انطباق آن با حوزه‌ی نفوذ سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی
مأخذ: انتظاری، ۱۳۸۹

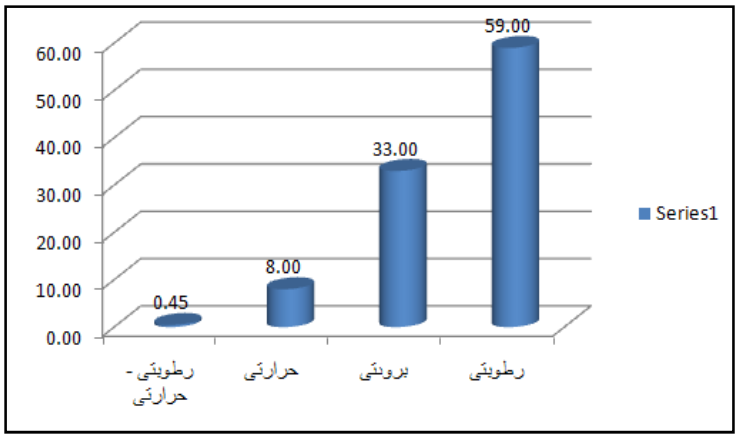
www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱ : جدول درصد وقوع لغزش در هر یک از سیستم‌های شکل زا

نام	مساحت Az (کیلومترمربع)	تعداد لغزش Nl	درصد	شاخص (I)
رطوبتی - حرارتی	87827	6	0/42	0/00006
حرارتی	1084340	1421	8/17	0/0013
برودتی	339202	1781	32/7	0/0052
رطوبتی	114796	1087	59/1	0/0094

مأخذ: انتظاری، ۱۳۸۹



شکل ۴ : نمودار درصد وقوع لغزش در هر یک از سیستم‌های شکل‌زا

مأخذ: انتظاری، ۱۳۸۹

به طور کلی تقسیم‌بندی‌های متفاوتی برای حرکات توده‌ای و دامنه‌ای از نظر نوع ماده‌ی تشکیل‌دهنده، نوع حرکت، سرعت و میزان فعالیت ارایه شده است. طبق این تقسیم‌بندی‌ها این حرکات را به دو گروه عمودی و جانبی، و هر یک را به گروه‌های فرعی دیگری تقسیم می‌کنند *(Varnes,1978:14)*. از گروه‌های اصلی این نوع حرکات می‌توان لغزش، ریزش، خزش دامنه‌ای، سولی فلوکسیون و جریان گلی را نام برد *(Carson.1972:100)*. یکی از ابتدایی‌ترین زمینه‌ها برای وقوع ریزش و لغزش، تخریب مکانیکی سنگ‌هاست که در کانون‌های برودتی شرایط وقوع آن فراهم است. تخریب مکانیکی به تغییرات درجه حرارت ارتباط دارد، بر اثر تغییر درجه حرارت، سنگ‌ها منقبض یا منبسط شده و به دنبال این انبساط و انقباض است، که سنگ‌ها

www.SID.ir

Archive of SID

ترک برمی‌دارند که این حالت را فرآیند ترموکلاستی می‌گویند *(خیام، ۱۳۷۳: ۱۹)*. باید دانست که اختلاف درجه حرارت چنانچه بالاتر از صفر درجه سانتی‌گراد صورت گیرد عملش چندان مهم نیست بلکه پدیده‌ی یخزدگی عامل مهم در سقوط سنگ‌ها است. در سال ۱۹۶۵، راپ ثابت کرد که تغییر دما زمانی که از زیر صفر درجه به بالای صفر درجه برسد، می‌تواند عامل مهمی در سقوط سنگ‌ها باشد. می‌دانیم که تقریباً تمام سنگ‌هایی که بخشی از آن در سطح زمین ظاهر شده است، دارای درزها و ترک‌ها و یا حفره‌های کوچک و بزرگ متعدد می‌باشند. هنگام بارندگی، متناسب با حجم این حفره‌ها همیشه مقداری آب به سهولت به داخل سنگ‌ها نفوذ می‌کند. چنانچه بارندگی شدید یا مداوم باشد، اغلب حجم این حفره‌ها از آب اشباع می‌شود و هنگامی‌که بر اثر یخبندان مایع داخل سنگ یخ زد، این مایع یخزده ۱۰ درصد افزایش حجم پیدا می‌کند و موجب از هم‌پاشیدگی سنگ می‌شود. خرد شدن و متلاشی شدن سنگ‌ها به نسبت تخلخل و اندازه شکاف‌های موجود در سنگ و سایر خصوصیات فیزیکی مانند بافت و ساختمان سنگ بستگی دارد و می‌تواند اشکال متفاوتی از حرکات توده‌ای را ایجاد کند.

یکی دیگر از مهم‌ترین نوع لغزش‌ها، سولی فلکسیون می‌باشد. این حرکت اغلب در دامنه‌هایی اتفاق می‌افتد، که مواد تشکیل‌دهنده‌ی آن از مواد رسی یا رسوبات ریز و توده‌های ناپیوسته مثل رسوبات سست دانه کواترنر باشد. چنانچه مواد این گونه دامنه‌ها مقداری آب به‌خود جذب نماید حالت ثبات و سختی خود را ازدست می‌دهد و در نتیجه به حالت پلاستیکی درمی‌آید و کوچک‌ترین فشار و نیرو موجب می‌شود که به‌صورت متحرک درآید *(خیام،۱۳۷۳: ۲۵)*. نفوذ آب یا سفره‌های سطحی و یا آب ناشی از ذوب یخ در فازهای گرم سبب می‌شود که رسوب‌های ریزدانه آب را جذب کنند و وزن آنها افزایش یابد، به نسبت افزایش وزن و کاهش اصطکاک بر اثر رطوبت، ناپایداری مواد و سطوح بیشترشده و تحت تأثیر جاذبه بیشتر جابه‌جا می‌شوند. فراوان‌ترین سولی فلکسیون در دامنه‌هایی با شیب تند یا نسبتاً تند، در سطحی بسیار گسترده شکل می‌گیرند. در هنگام سولی فلکسیون حجم زیادی از رسوبات همراه با توده‌های سنگ از دامنه رها می‌شود و به سمت پایین دامنه حرکت می‌کند و به مرور زمان مواد ریزدانه‌ی این توده رسوب بر اثر جریان آب شسته می‌شود و فقط مواد سنگی و درشت دانه‌ی آن باقی می‌ماند که به آن روانه‌های سنگی می‌گویند. به غیر

www.SID.ir

Archive of SID

از مـواردی کـه ذکـر شـد بـا فـرا رسـیدن دوران بـین یخچـالی (تابسـتان کـره زمـین) و افـزایش دمـا، کـانون‌هـای حرارتـی بـا گسـترش و پایـداری خـود، کـانون‌هـای برودتـی را محـدود مـی‌کننـد. در ایـن دوره بـه علـت اسـتقرار سـلول حرارتـی بـر بـالای ایـران دمـا در کـل کشـور افـزایش یافتـه و کـانون‌هـای برودتـی رو بـه اضـمحلال رفتـه و تنهـا بـرروی ارتفاعات تشکیل می‌شوند و درنهایت کانون‌های حرارتی پایدارمی‌گردند.

بـدیهی اسـت کـه تغییـرات دمـایی یـا آنومـالی حرارتـی دوران یخچـالی کـواترنر نسـبت به حـال حاضـر در تمـامی نـواحی کشـور یکسـان نبـوده اسـت ولـی نکتـه‌ی مهـم آن اسـت کـه انومـالی‌هـای حرارتـی تـابعی از ارتفـاع محیطـی بـوده اسـت *(طـالبی، ۱۳۸۱: ۵۱)*. بـدین معنی که هـر چـــه ارتفـاع اراضـــی بیشـتر شـود میـزان تفـاوت حـرارت محیطـــی آن بـــا زمـان حاضر بیشتـر مـی‌شـــده اسـت. ایـن بـدان معنـی اسـت کـه بـرای مثـال اگـر تفـاوت دمـای متوسـط سـالانه‌ی گذشتـــه و کنـونـــی در دشتـــی بـــا ارتفـــاع ۱۶۰۰متـــر بـرابـــر ۴ درجـه سـانتی‌گـراد باشـد همیـــن اخـتلاف بـــرای دشتـــی در ارتفـاع ۲۱۰۰ متـری بـه مراتب بیشتر از ۴ درجه سانتی‌گراد خواهد بود *(نعمت‌الهی، ۱۳۸۳: ۴۰)*.

قـانون فـوق از نظـر ژئومورفولـوژی اهمیـت فراوانـی دارد، زیـرا دشـت‌هـای کـم‌ارتفـاع بـه واسطه‌ی تفاوت اندک دمـایی دوره‌هـای سـرد بـا اکنـون، از نظـر سیسـتم‌هـای فرسایشـی بـا شـرایط امـروزی چنـدان تفـاوتی نخـــواهد داشـت، حـال آنکـه همـین سـطوح در ارتفاعـات بالا از نقطـه‌نظـر سیسـتم‌هـای فرسایشـی تفـاوت‌هـای آشکـاری از خـود نشـان مـی‌دهنـد. ایـن بـدان معنـی اسـت کـه اگـر دشـتی بـا ارتفـاع کـم در منطقـه در دوران سـرد دارای حاکمیـــت سیسـتم فرسایشـــی فلوویـال بـــوده اسـت، در حـال حاضـر نیـز ممکـن اسـت از نقطه نظـر سیسـتم فرسایشـی بـا گذشـته چنـدان تفـاوت نداشـته باشـد. حـال آنکـه دشـت دیگری در همین منطقه با ارتفـاع بـالا از نقطـه نظـر حاکمیـت سیسـتم فرسایشـی بـا زمـان دوره‌ی سـرد تفـاوت چشـمگیری خواهـد داشـت، بـه نحـوی کـه اگـر در حـال حاضـر حاکمیت بـا سیسـتم فلوویـال اسـت، در گذشـته بـه طـور قطـع سیسـتم فرسـایش یخچـالی یـا جنـب یخچـالی در آن حاکمیـت داشـته اسـت و احتمـال ایـن حاکمیـت بـا افـزایش ارتفاع دشت به شدت افزوده می‌شود *(نعمت‌الهی، ۱۳۸۳: ۴۱)*.

تغییـرات سـریع برودتـی و یـا رطـوبتی، اشـکال مرفیـک خاصـی را بـر حسـب نـوع حاکمیـت سیسـتم شـکل‌زایـی بـه وجـود آورده اسـت. بـرای مثـال تغییـرات سـریع دمـا در قاره‌ها و بـه ویـژه منـاطق کوهپایـه‌ای سـبب شـده کـه ذخـایر یخـی کوهسـتان‌هـا در مـدت

www.SID.ir

Archive of SID

کوتاهی، آب شده، انرژی عظیمی در یک دوره‌ی کوتاه زمانی به صورت روان آب آزاد شود که شرایط مناسبی را برای وقوع لغزش‌ها فراهم می‌کند.

بنابراین این نکته حائز اهمیت است که آثار ناشی از تغییرات گذرا و سریع اقلیمی بر سیستم‌های شکل‌زا با آثار برجای مانده از تغییرات بطیء و مستمر و پایدار تفاوت داشته وکاملاً از یکدیگر متمایز هستند. در تغییرات بطیء همواره این فرصت وجود دارد که محیط بتواند به نوعی خود را با شرایط جدید سازگار کند. در این تحولات سیستم‌های شکل‌زا، بعضاً کاملاً دگرگون شده و پدیده‌های ژئومورفولوژی خاصی در سطح پوسته‌ی خارجی زمین به وجود می‌آید که هر کدام شاهدی برحاکمیت نوعی سیستم شکل‌زایی و یا به عبارتی یک سیستم اقلیمی است. حاکمیت هر یک از دوره‌های فوق در ایران سیستم شکل‌زایی خاصی را به وجود آورده و آثار ناشی از این سیستم‌ها به صورت چشم‌اندازها و شواهد ژئومورفولوژی، قابل شناسایی و ردیابی است. به‌گونه‌ای که درمحل کانون‌های برودتی که سیستم یخچالی فعال بوده است، با انبساط کانون‌های حرارتی و افزایش دما در دوران بین یخچالی، سیستم‌های دیگری جایگزین سیستم یخچالی می‌شود زیرا با افزایش دما برف مرزها به نقاط بالاتری کشیده می‌شود و به جای آن سیستم‌های مجاور یخچالی فعال می‌شود.

مکانیسم اصلی در سیستم جنب یخچالی عبارت است از رخداد متوالی یخ زدن و ذوب یخ، عمل یخ زدن درمحیط خشک بسیار ضعیف بوده در حالی‌که در محیط‌های مرطوب بسیار شدید است *(خیام، ۱۳۷۳: ۲۸)*. در محیط‌های مرطوب چون آب به خوبی در سنگ‌ها یا در رسوبات نفوذ کرده و با افت دما به زیر صفر درجه، یخ می‌بندد، ضمن یخ بستن آب حجم آن افزایش یافته و موجب ترک برداشتن سنگ‌ها و یا تورم خاک می‌شود. در موقع ذوب شدن یخ نیز قطعات سنگ‌ها که به وسیله‌ی یخ به هم متصل بوده‌اند از هم جدا و فرو می‌ریزد. به طور کلی بیشترین میزان لغزش و ریزش در هنگام ذوب شدن یخ‌ها اتفاق می‌افتد *(Rapp,1960:105)*. آبی که از ذوب برف‌ها و یخ‌زدگی عمقی رسوبات حاصل می‌شود خاک را به خوبی اشباع کرده و موجب ایجاد نوع خاصی ازسولی فلکسیون به نام ژلی فلوکسیون (حرکت مواد به صورت کلوئید در محیط‌های یخچالی) می‌گردد. این حرکت زمانی اتفاق می‌افتد که اشباع خاک از آب کامل باشد، زیرا خاک‌های یخ بسته مانع از نفوذ آب به سمت پایین می‌شوند. ذوب یخ و برف سطح اراضی منطقه را اشباع کرده و جریان خاک را در بخش سطحی خاک باعث می‌شود*(Chorley,1985:82)* .

www.SID.ir

Archive of SID

نتیجه

با توجه به بررسی عوامل مؤثر در بروز لغزش به نظر می‌رسد که شناسایی مناطق مستعد لغزش یکی از مهمترین روش‌های پیشگیری وکاهش خسارات ناشی از این پدیده می‌باشد. نکته‌ی در خور توجه در مورد توزیع پراکندگی زمین لغزش ها در ایران، تبعیت و تأثیرپذیری این اشکال از محدوده‌ها و حوزه‌های اقلیم اختری به عنوان ویژگی‌های هویت‌دار شکل‌شناسی در ایران است. نتایج بررسی نقشه پراکندگی لغزش‌ها در ایران و هم‌پوشانی آن با نقشه سیستم‌های شکل زا نشان می‌دهد که حدود ۳۳درصد از لغزش‌ها در محدوده‌ی کانون‌های برودتی، ۵۹ درصد در کانون‌های رطوبتی و تنها حدود ۸ درصد در کانون‌های حرارتی به وقوع پیوسته‌اند، همچنین تراکم لغزش‌ها در مرز ترمودینامیکی کانون‌های برودتی- حرارتی و رطوبتی- برودتی بیشتر است، که علت آن را می‌توان تعامل ترمودینامیکی بین کانون‌های برودتی و حرارتی عنوان کرد. در فصل سرد که می‌توان آن را معادل دوران یخچالی فرض کرد محدوده‌ی نسبتاً وسیعی از کشور را چاله‌های برودتی فرا می‌گیرد در این مناطق که تحت تأثیر سیستم یخچالی نیز می‌باشند رسوبات دچار یخزدگی عمقی شده و سنگ‌ها تحت تأثیر تغییرات دما و انجماد آب درداخل درز و شکاف سنگ‌ها، خرد و شکسته می‌شوند. همزمان با شروع فصل گرم که می‌توان آن را معادل دوران بین یخچالی در نظر گرفت تعامل حرارتی بین چاله‌های برودتی و حرارتی باعث انقباض چاله‌های برودتی و انبساط و پیش روی چاله‌های حرارتی می‌شود به‌طوری‌که بخش وسیعی از مناطقی که در محدوده‌ی چاله‌های برودتی قرار داشت در فصل گرم در قلمرو چاله‌ی حرارتی قرار می‌گیرد این تغییرات شدید دما ، موجب تغییر سیستم یخچالی به سیستم جنب یخچالی شده و در نهایت ذوب ناگهانی رسوبات یخ زده باعث اشباع خاک از آب شده و زمینه را برای طیف وسیعی از حرکات توده‌ای از جمله لغزش‌هایی از نوع سولی‌فلوکسیون و ژلی‌فلوکسیون فراهم می‌کند.

www.SID.ir

Archive of SID

منابع

۱- اکرمی، صغرا (۱۳۸۵). ایزوستازی برودتی- حرارتی منطقه آباده، ابرقو و تعامل ژئومورفیک آنها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان.

۲- باباجمالی، فرهاد (۱۳۸۶). فرایندهای شکل‌زا و نقش آن در شکل‌گیری کانون‌های مدنی ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد نجف‌آباد.

۳- پـــدرامی، منوچهر (۱۳۶۷). ســن مطلق کواتـرنر، مجله دانشکده علوم. جلد ۱۷. شماره ۳و ۴.

۴- جداری‌عیوضی، جمشید (۱۳۸۰). ژئومرفولوژی ایران، انتشارات پیام نور.

۵- ریچارد، چورلی؛ شوم، استانلی و سودن دیوید (۱۳۷۵). ژئومرفولوژی، ترجمه احمد معتمد. جلد سوم. انتشارات سمت.

۶- خیام، مقصود (۱۳۷۳). مبانی ژئومرفولوژی، انتشارات تبریز.

۷- رامشت، محمدحسین، نجمه شوشتری (۱۳۸۴). آثـار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، تحقیقات جغرافیایی.

۸- زمردیان، جعفر (۱۳۸۱). ژئومرفولوژی ایران، فرایندهای اقلیمی و دینامیک‌های بیرونی، دانشگاه فردوسی مشهد.

۹- شاه‌زیدی، سمیه‌السادات (۱۳۸۵). ویژگی‌های ژئومرفیک مخروط‌افکنه حوضه‌ی آبریز رودخانه درختنگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه آزاد نجف آباد.

۱۰- شیرانی، کورش (۱۳۸۳). بررسی روش‌های مختلف پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش به منظور تعیین مناسب‌ترین روش برای جنوب‌استان اصفهان،طرح‌تحقیقاتی پژوهشکده حفاظت خاک‌وآبخیزداری.

۱۱- طالبی، محمدرضا (۱۳۸۰). آثار یخچالی در زفره اصفهان، پـایـان‌نـامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف‌آباد

۱۲- عباسی، علیرضا (۱۳۸۷). ویژگی‌ها و پراکندگی فضایی مخروط‌افکنه‌های ایران و رابطه آن با سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان.

۱۳- نعمت‌الهی، فاطمه (۱۳۸۲). بررسی ویژگی‌های ژئومرفیک دشت نمدان، پـایـان‌نـامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف‌آباد.

۱۴- نعمت‌الهی، فاطمه ؛ محمدحسین رامشت (۱۳۸۴). آثار یخساری در ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی.

۱۵- نقشه پراکنش زمین‌لغزش‌ها (۱۳۸۵). مرکز حفاظت خاک و آبخیزداری.

www.SID.ir

Archive of SID

16- American meteorological society(2009).
17- Clements, C. B(2001). Cold air pool evolution and dynamics in a mountain basin. Masters Thesis, University of Utah, Department of Meteorology.
18- Carson, M. A. and Kirkby, M. J (1972). Hillslope Form and Process, Cambridge University Press.
19- Jean-Claude, F. Maquaire, Brice Martin and Dominique Weber.(1999). Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France) .Elsivier science – geomorphology.volume 30. issues 1-2
20- IAEG commission on landslide (1990). Suggessted Nomenclature for landslides, Bulletin of the International Association of Engineering Geology, N 41.
21- Martin Dehn, Gerd Bürger, Jelle Buma and Paolo Gasparetto (2000). Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling. Elsivier science - engineering geology.Volume 55.issues 3.
22- Rapp, A (1960).Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia, Geografiska Annaler,Vol. 42. 71-200.
23- TIM O'BRIEN (2008). Irish Times.com. Rise in landslides linked to climate change.
24- Varnes, D. J (1978). Slop Movment Type and Processes . In Spesial Report 176: Landslide: Analysis and Control (R.L.Schster and R.J.Krizek, eds), TRB. Natinal Reseach Counil, Washingtin, D. C.
25- Varnes, D. J, and Internatinal Association of Engineering Geology Commission on Landslide and Other Mass Movement in slopes (1984). Landslide Hazard Zonation-A Review of the Pricipales and Practitice. UNESCOO, Natinal Series, No. 3.

www.SID.ir