

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

دکتر محمدحسین رامشت

دانشیار جغرافیا دانشگاه اصفهان

مژگان انتظاری

دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان

کوروش شیرانی

دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی

دکتر عبدالله سیف

استادیار جغرافیا دانشگاه اصفهان

سمیه‌السادات شاهزیدی

دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی

### چکیده

زمین‌لغزش یکی از بلاای طبیعی است که رخداد آن مشروط به کارکرد عوامل دیگر است. این پدیده مانند سایر بلاای 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 بلاتشاه 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 و کافی برای تکوین چنین پدیده‌هایی زمین‌های تاریخی بستر اراضی است که فرآیندهای شکل‌زای خاصی را تجربه کرده‌اند. در مورد توزیع و پراکندگی لغزش‌ها و علل وقوع آنها در ایران 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 بر ملا شود به‌طوری که 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 و تنها حدود ۸ درصد در چاله‌های 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، سیستم شکل‌زا.

## 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 بیرونی و درونی 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 اقلیم 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 بادیگاه 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 به همراه خواهد داشت (نعمت‌اللهی، 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 همه جا اعمال کرده باشد. بنابراین موضوع از یک طرف 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 ارائه داده و به عبارت دیگر به نقشه پهنه‌بندی لغزش‌ها برسند که بیشتر بر اساس روش استقرایی بوده است به این صورت که عوامل مختلف مؤثر در وقوع لغزش را بررسی

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 از نظر مکانی 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 آبادیه کارکرد و نشان داد که سیستم‌های شکل‌زا در این منطقه تحت تأثیر ایزوستازی چاله‌های حرارتی و برودتی می‌باشد. شاه‌زیدی با مطالعه بر روی مخروط‌افکنه درختگان عنوان کرد که در شکل‌گیری این مخروط‌افکنه 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<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۹) با مطالعه بر روی لغزش‌هایی در

جنوب فرانسه نشان دادند که همبستگی خوبی بین تغییر اقلیم و زمین لغزش وجود دارد، هر چند که میزان این ارتباط به نوع لغزش و زمان وقوع آن بستگی دارد. مارتین<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۰) با بررسی بر روی رسوبات زمین لغزشها 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<sup>۲</sup> (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 زمین لغزشها 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 زمین لغزش‌های 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.

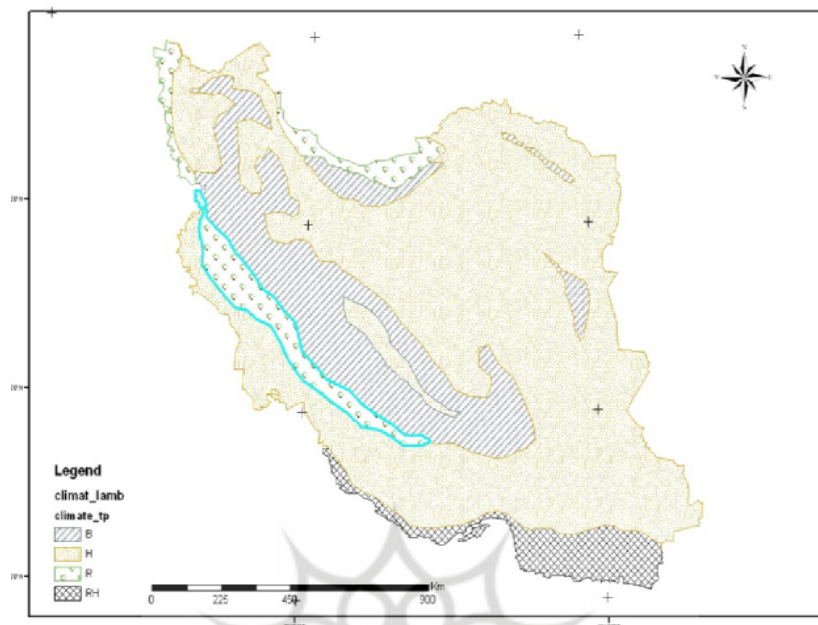
تلفیق این دو نقشه شرایط را برای تحلیل مکانی وقوع پدیده زمین لغزه و ارتباط آن با سلول‌های حرارتی و رطوبتی فراهم آورد و سپس نسبت به تحلیل رابطه‌ی بین این دو پدیده اقدام شده است.

## 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 ارائه شده است. اما اکثر این طبقه‌بندی‌ها تابع مرزهای اقلیمی- ارتفاعی موجود کشور بوده و کمتر به نقش آستانه‌های فرم‌زایی اقلیمی در این پهنه‌بندی‌ها توجه شده است. در یکی از پهنه‌بندی زمین‌ریختی- اقلیمی ارائه شده، ایران را بر اساس ویژگی‌های فرم‌شناختی 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 ریخت‌شناختی 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 و چه 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 ارضی وجود داشته و مناطقی که در محدوده‌ی کانون‌های برودتی یا حرارتی بوده‌اند دائماً دستخوش تغییر شده‌اند و اتفاقاً همین محدوده‌ی تغییرات از نظر وقوع زمین‌لغزش‌ها دارای اهمیت فراوانی است.



شکل ۱: سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی ایران  
مأخذ: انتظاری، ۱۳۸۹

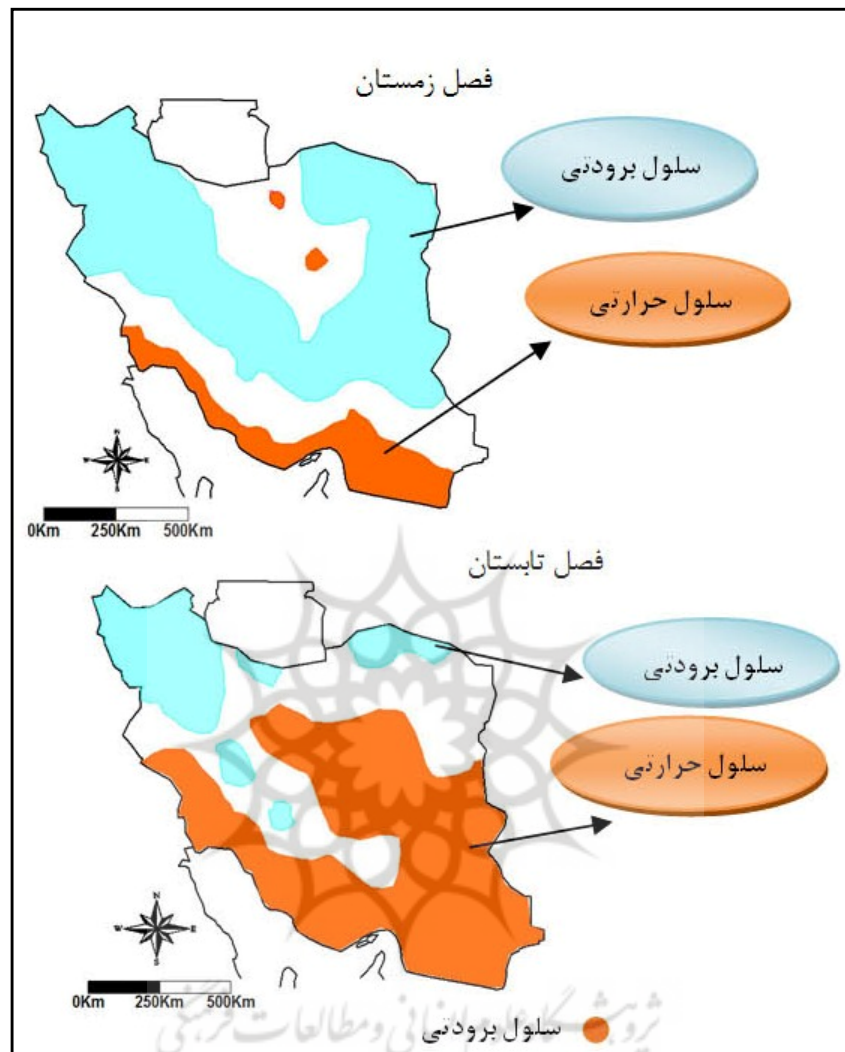
### مدل نظری اشغال کانون‌ها در فصل‌های سرد

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 بین ۵ تا ۶ درجه بوده است (نعمت‌الهی، ۱۳۸۶: ۵۶)، این بدان معناست که اگر در حال حاضر در مناطقی دمای متوسط ۵ و کمتر از ۵ است در آن زمان به سمت صفر میل می‌کرده و یخ‌پوشی

در آنها حادث می‌شده است. در مجموع فصل سرد، فصل کاهش ارتفاع مرز کانون‌ها 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 محلی و الگوی زاویه‌ای-زمانی تابش خورشید قرار گرفته و از سوی دیگر در سیستم‌های 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 کلی 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 و سرد از نظر شکل‌زایی اهمیت فراوانی دارد و براساس قوانین ترمودینامیک قابل توجیه است که در ادامه به آن خواهیم پرداخت.



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

مسعودیان، ۱۳۸۲

### تبادل 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، حوزه گسترش و یا حدود کانون‌ها را تحت تأثیر و دگرگونی قرار می‌دهد. این‌گونه رفتارها در قالب ترمودینامیک حرارتی



قابل توجیه است. جابه‌جایی سلول‌های سرد و گرم 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 دائمی و دیگری مرز تعادل آب و یخ و حد فاصل این دو مرز که معمولاً هم‌زمان با تغییرات اقلیمی و انقباض 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 انقباض 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 مستقری 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.

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).

$$I = NI/Az \text{ معادله (1)}$$

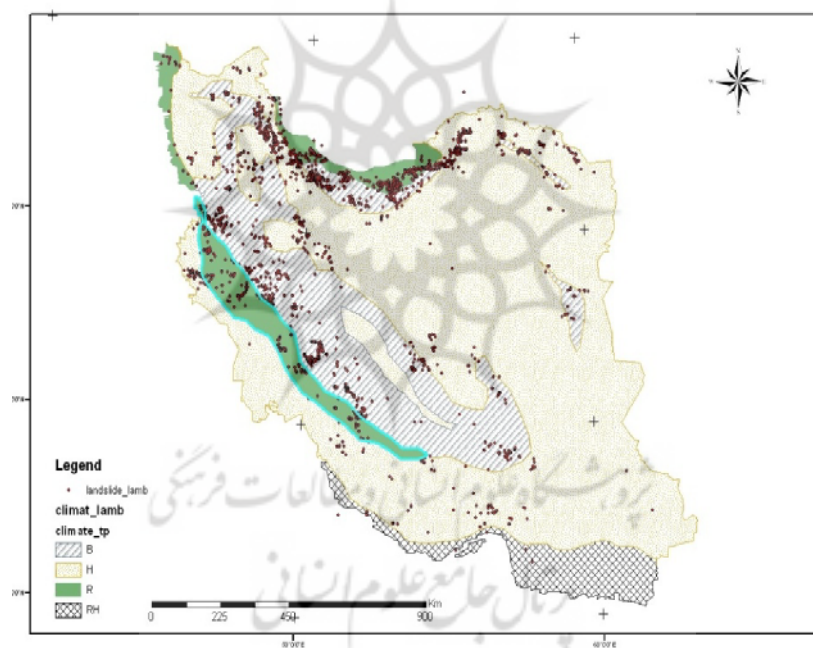
I = شاخص زمین‌لغزش (Landslide Index)

NI = 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، اما 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 از حرکات 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

دوران‌های بین یخچالی (فاز گرم کواترنر) اشاره کرد، که در ادامه بیشتر به آن خواهیم پرداخت. بخش سوم لغزش‌ها که درصد بسیار کمی در حدود ۸ درصد از لغزش‌ها را در برمی‌گیرد، در کانون‌های حرارتی دیده می‌شوند. علت وقوع این گونه لغزش‌ها معمولاً عوامل تکتونیکی از جمله زلزله و عوامل فیزیوگرافی می‌باشد. ولی به طور کلی می‌توان گفت که به علت کم بودن تغییرات دمایی، شیب و لیتولوژی در این کانون‌ها، تراکم لغزش‌ها در این مناطق کم است (شکل ۳). همچنین تراکم لغزش‌ها در مرز ترمودینامیکی دو کانون برودتی-رطوبتی و برودتی-حرارتی نیز زیاد است. این مرزها شامل نواحی می‌شود که در فصل زمستان یا دوران یخچالی در محدوده‌ی کانون‌های برودتی و در فصل تابستان یا دوران بین یخچالی با پیش روی و انبساط کانون‌های حرارتی در محدوده‌ی کانون‌های حرارتی قرار می‌گیرند.

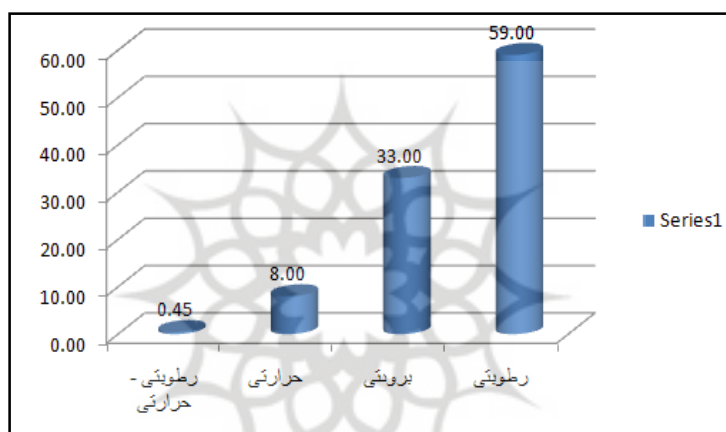


شکل ۳: نقشه‌ی پراکندگی لغزش‌های ایران و انطباق آن با حوزه‌ی نفوذ سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی  
 مأخذ: انتظاری، ۱۳۸۹

جدول ۱: جدول درصد وقوع لغزش در هر یک از سیستم‌های شکل‌زا

نام	مساحت AZ (کیلومتر مربع)	تعداد لغزش NI	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 ارائه 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

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 هنگامی که 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 به خود 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 به صورت 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

از مواردی که ذکر شد با فرا رسیدن دوران بین یخچالی (تابستان کره زمین) و افزایش دما، کانون‌های حرارتی با گسترش و پایداری خود، کانون‌های برودتی را محدود می‌کنند. در این دوره به علت استقرار سلول حرارتی بر بالای ایران دما در کل کشور افزایش یافته و کانون‌های برودتی رو به اضمحلال رفته و تنها بر روی ارتفاعات تشکیل می‌شوند و در نهایت کانون‌های حرارتی پایداری می‌گردند.

بدیهی است که تغییرات دمایی یا آنومالی حرارتی دوران یخچالی کوتاه‌تر نسبت به حال حاضر در تمامی نواحی کشور یکسان نبوده است ولی نکته‌ی مهم آن است که آنومالی‌های حرارتی تابعی از ارتفاع محیطی بوده است (طالبی، ۱۳۸۱: ۵۱). بدین معنی که هر چه ارتفاع اراضی بیشتر شود میزان تفاوت حرارت محیطی آن با زمان حاضر بیشتر می‌شده است. این بدان معنی است که برای مثال اگر تفاوت دمای متوسط سالانه‌ی گذشته و کنونی در دشتی با ارتفاع ۱۶۰۰ متر برابر ۴ درجه سانتی‌گراد باشد همین اختلاف برای دشتی در ارتفاع ۲۱۰۰ متری به مراتب بیشتر از ۴ درجه سانتی‌گراد خواهد بود (نعمت‌الهی، ۱۳۸۳: ۴۰).

قانون فوق از نظر ژئومورفولوژی اهمیت فراوانی دارد، زیرا دشت‌های کم‌ارتفاع به واسطه‌ی تفاوت اندک دمایی دوره‌های سرد با اکنون، از نظر سیستم‌های فرسایشی با شرایط امروزی چندان تفاوتی نخواهد داشت، حال آنکه همین سطوح در ارتفاعات بالا از نقطه‌نظر سیستم‌های فرسایشی تفاوت‌های آشکاری از خود نشان می‌دهند. این بدان معنی است که اگر دشتی با ارتفاع کم در منطقه در دوران سرد دارای حاکمیت سیستم فرسایشی فلوویال بوده است، در حال حاضر نیز ممکن است از نقطه‌نظر سیستم فرسایشی با گذشته چندان تفاوت نداشته باشد. حال آنکه دشت دیگری در همین منطقه با ارتفاع بالا از نقطه‌نظر حاکمیت سیستم فرسایشی با زمان دوره‌ی سرد تفاوت چشمگیری خواهد داشت، به نحوی که اگر در حال حاضر حاکمیت با سیستم فلوویال است، در گذشته به طور قطع سیستم فرسایش یخچالی یا جنب یخچالی در آن حاکمیت داشته است و احتمال این حاکمیت با افزایش ارتفاع دشت به شدت افزوده می‌شود (نعمت‌الهی، ۱۳۸۳: ۴۱).

تغییرات سریع برودتی و یا رطوبتی، اشکال مرفیک خاصی را بر حسب نوع حاکمیت سیستم شکل‌زایی به وجود آورده است. برای مثال تغییرات سریع دما در قاره‌ها و به ویژه مناطق کوهپایه‌ای سبب شده که ذخایر یخی کوهستان‌ها در مدت

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 و کاملاً 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 شاهدهی 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 در محل 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 در محیط خشک بسیار ضعیف بوده در حالی که 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 از سولی فلکسیون به نام ژلی فلوکسیون (حرکت مواد به صورت کلئید 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).

### نتیجه

با توجه به بررسی عوامل مؤثر در بروز لغزش به نظر می‌رسد که شناسایی مناطق مستعد لغزش یکی از مهمترین روش‌های پیشگیری و کاهش خسارات ناشی از این پدیده می‌باشد. نکته‌ی در خور توجه در مورد توزیع پراکندگی زمین لغزش‌ها 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 شکل‌زا نشان می‌دهد که حدود ۳۳ درصد 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 در داخل 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 به طوری که 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 یخ‌زده باعث اشباع خاک از آب شده و زمینه را برای طیف وسیعی از حرکات توده‌ای از جمله لغزش‌هایی از نوع سولی فلوکسیون و ژلی فلوکسیون فراهم می‌کند.



## منابع

- ۱- اکرمی، صفرا (۱۳۸۵). ایزوستازی برودتی- حرارتی منطقه آباد، 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- پدرامی، منوچهر (۱۳۶۷). سن مطلق کواترنر، مجله دانشکده علوم. جلد ۱۷. شماره ۳ و ۴.
- ۴- جداری‌عیوضی، جمشید (۱۳۸۰). ژئومورفولوژی ایران، انتشارات پیام نور.
- ۵- ریچارد، چورلی؛ شوم، استانلی و سودن دیوید (۱۳۷۵). ژئومورفولوژی، ترجمه احمد معتمد. جلد سوم. انتشارات سمت.
- ۶- خیام، مقصود (۱۳۷۳). مبانی ژئومورفولوژی، انتشارات تبریز.
- ۷- رامشت، محمدحسین، نجمه شوشتری (۱۳۸۴). آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، تحقیقات جغرافیایی.
- ۸- زمردیان، جعفر (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران، فرایندهای اقلیمی و دینامیک‌های بیرونی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۹- شاه‌زیدی، سمیه‌السادات (۱۳۸۵). ویژگی‌های ژئومورفیک مخروط‌افکنه حوضه‌ی آبریز رودخانه درختگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه آزاد نجف‌آباد.
- ۱۰- شیرانی، کورش (۱۳۸۳). بررسی روش‌های مختلف پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش به منظور تعیین مناسب‌ترین روش برای جنوب‌استان اصفهان، طرح تحقیقاتی پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری.
- ۱۱- طالبی، محمدرضا (۱۳۸۰). آثار یخچالی در زفره اصفهان، پایان‌نامه 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 ژئومورفیک دشت نمدان، پایان‌نامه 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.

- 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). Sugessted 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.