

## برآورد ارتفاع خط تعادل یخبندان حال حاضر به روش لی و رگرسیون در ارتفاعات ایران مرکزی

محمود سلطانیان - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.  
عبدالله سیف\* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۹/۱۷      تأیید نهایی: ۱۴۰۰/۰۳/۲۱

### چکیده

تعیین ارتفاع خط تعادل یخبندان از آستانه‌های محیطی مهم در مطالعات یخچال‌شناسی به شمار می‌رود. از این آستانه یخچالی برای بازسازی‌های دمایی و نیز تعیین عملکرد واحدهای یخچالی و مجاور یخچالی استفاده شده و در مطالعات ژئومورفولوژی یخچالی کاربردهای گسترده دارد. روش‌های مختلفی برای برآورد این ارتفاع وجود دارد که برخی مبتنی به شرایط دیرینه محیط‌های یخچالی و برخی مربوط به شرایط فعلی است. در پژوهش حاضر از روش رگرسیونی و پیشنهادی لی در تعیین ارتفاع خط تعادل دما-بارش اقلیمی استفاده شده است. با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی در هر واحد ارتفاعی، ارتفاع خط تعادل یخبندان در موقعیت هر ایستگاه بدست آمد. بر این اساس در واحدهای ناهمواری حواشی چاله اصفهان-سیرجان، ارتفاع حساس به یخبندان به طور متوسط بر اساس داده‌های ایستگاه-های موجود در منطقه، ۳۲۱۱ متر برآورد گردید. ارتفاع خط تعادل یخبندان دما-بارش کنونی (-CTP ELA) در این محدوده برابر با ۵۰۷۰ متر و ارتفاع آبی یخبندان خط تعادل دما-بارش (AIG) برابر با ۴۹۲۲ بدست آمد. ارتفاع خط تعادل با هر دو روش رگرسیونی و لی در ۵ واحد ناهمواری قم و کهک، مارشنان، کرکس، شیرکوه، خیبر و کرمان نسبت به اندازه ارتفاعات فعلی در حدبالاتری قرار دارد، که نشان می‌دهد شرایط مناسبی برای یخبندان حال حاضر ندارد. به طور کلی از واحدهای ناهمواری شمالی منطقه به سمت واحدهای ناهمواری جنوبی خصوصاً در بخش‌های جنوبی استان کرمان، هر سه نمای محیطی افزایش یافته و به ترازهای ارتفاعی بالاتری جابه‌جا می‌شوند، این نتایج حاکی از آن است که مهمترین عامل در تعیین این نمایه‌های محیطی اثر قابل توجه عرض جغرافیایی است.

واژگان کلیدی: ارتفاع خط تعادل یخبندان، آستانه محیطی، روش لی، ارتفاعات ایران مرکزی.

## مقدمه

لندفرمهای سطح زمین در دوره کواترنر و عهد حاضر دستخوش تغییرات و تحولات فراوانی است که عمدتاً تحت تاثیر تغییرات اقلیمی بوده اند. ذوب شدن یخچال ناشی از تغییر آب و هوا، یک پدیده جهانی است. مطالعات مناطق یخچالی، مجاور یخچالی و آثار ناشی از آن با توجه به پدیده گرمایش جهانی از اهمیت خاصی برخوردار است، چرا که باعث تحلیل بهتر روند تغییرات اقلیمی آینده می شود (لیو و همکاران، ۲۰۱۹، ۲۰۵۹). برای پیش بینی تحولات اقلیمی گذشته و تغییرات آینده شواهد یخچالی مهمترین آثار هستند (آبرامو و سکی و همکاران، ۲۰۰۶، ۱۰۸۰). ارتفاع خط تعادل (ELA<sup>۱</sup>) در یخچال یک خط نظری (تئوریک، فرضی) است که ارتفاع تجمع و فرسایش (ذوب) سالانه در آن برابر است (مثلاً: تعادل خاص  $b_n^2$  صفر است). بنابراین، ELA بعنوان مهمترین پارامتر برای تعیین مقدار تاثیر تغییرات اقلیمی در یخچالها در نظر گرفته شده و به طور گسترده ای برای استنباط شرایط اقلیمی حال و گذشته استفاده شده است (اندرو، ۱۹۷۵، ۵۳، پورتر، ۱۹۷۷، ۱۰۳). به طور کلی ELA وابسته به تجمع برف در طی فصل زمستان (تعادل زمستان،  $b_w^3$ ) و ذوب در طی فصل تابستان (تعادل تابستان،  $b_s^4$ ) دارد. فرایندهای مربوط به ذوب در یخچالها شامل تبخیر، ذوب برف و یخ، تابش و تبادل حرارت با جو می باشد. به طور کلی تجمع توسط توزیع منطقه ای بارش از جمله برف و بازتوزیع محل برف بتوسط باد متاثر است (سیزن و ساترلند ۱۹۷۶، ۳۳۰، دال و همکاران، ۱۹۹۷، ۱۶۶). علاوه بر این، توپوگرافی سطح، هیپسومتري یخچال و وجه شیب ممکن است اثر محلی در ELA داشته باشد (کوهن و همکاران ۱۹۸۵، ۴۱۲، نسجه، ۱۹۹۲، ۳۸۷). با این حال، پارامترهای اصلی کنترل کننده ELA دمای فصلی-ذوب منطقه ای و بارش برف زمستانه هستند. در این مقاله از روابطی استفاده می شود که می تواند محاسبات نظری (تئوری) ارتفاع یخچال سازی آنی (لحظه ای)  $AIG^5$ ، حساسیت ایجاد یخچال  $CBS^6$  و ارتفاعات خط تعادل بارش-دمای اقلیمی  $TP-ELA^7$  را انجام دهد. این محاسبات بر مبنای آثار (سوابق) میانگین دمای فصلی-ذوب و بارش زمستانه از ایستگاه های هواشناسی که با افتاهنگ آدیاباتیک محاسبه شده، شیو تغییر بارش مبنای ارتفاع و توپوگرافی ترکیب گردید، محاسبه می گردد.

تاکنون رو شهای مختلفی برای برآورد ارتفاع خط تعادل یخبندان حال حاضر در مناطق مختلف ایران استفاده شده که هیچ یک از دقت لازم برخوردار نبوده اند (بویک، ۱۹۳۷؛ مسرلی، ۱۹۶۷؛ شوایتزر، ۱۹۷۲؛ پرو، ۱۹۸۴؛ کوهله ۲۰۰۸؛ کسسیکی، ۲۰۰۵؛ یمانی، ۱۳۸۶). بویک برفمرز ارتفاعات سبلان را در سال ۱۹۳۴ حدود ۳۹۰۰ تا ۴۰۰۰ متری برآورد کرد و در سال ۱۹۳۷ ارتفاع خط تعادل یخبندان سیلوغ و ست داغ را در مرز شمال غربی ایران و ترکیه برای حال حاضر حدود ۳۱۰۰ تا ۳۴۰۰ متر برآورد کرد. کسسیکی (۲۰۰۵) ارتفاع خط تعادل یخبندان حال حاضر را در کوه سوفا (شمال دریاچه وان) را بالای ۴۰۰۰ متر تخمین زد. مسرلی (۱۹۶۷) بر مبنای موقعیت قرارگیری یخچالهای کوچک محلی ارتفاع خط تعادل یخبندان حال حاضر را در کوه های بوزل حدود ۳۶۰۰ متری برآورد کرد. دلال اعلی (۱۳۸۲) ارتفاع خط تعادل یخبندان گذشته را در ارتفاعات سبلان بین ۴۲۵۰ تا ۴۶۶۶ متر با روشهای روش لوئیس THAR و هوم لوم ارائه کرد. اما تمامی روشهای استفاده شده یا از دقت کافی برخوردار نبوده اند یا آمار و اطلاعاتی که استفاده شده است با محدودیت همراه هستند. برای برآورد ارتفاع خط تعادل یخبندان حال حاضر، روش دال و همکاران (۱۹۷۷) جز بهترین و دقیقترین روشهاست که در سال ۲۰۰۳ لی و همکاران این روش را بهبود داده اند، که در این پژوهش برای برآورد ارتفاع خط تعادل یخچالی حال حاضر در محدوده ایران مرکزی استفاده شد. کیانو و یی (۲۰۱۷) ارتفاع خط تعادل هیمالیایی مرکزی و غربی را با داده های SRTM و روشهای

1 - Equilibrium Line Altitude

2 - Net Balance

3 - Winter Balance

4 - Summer Balance

5 - Altitude of instantaneous glacerization

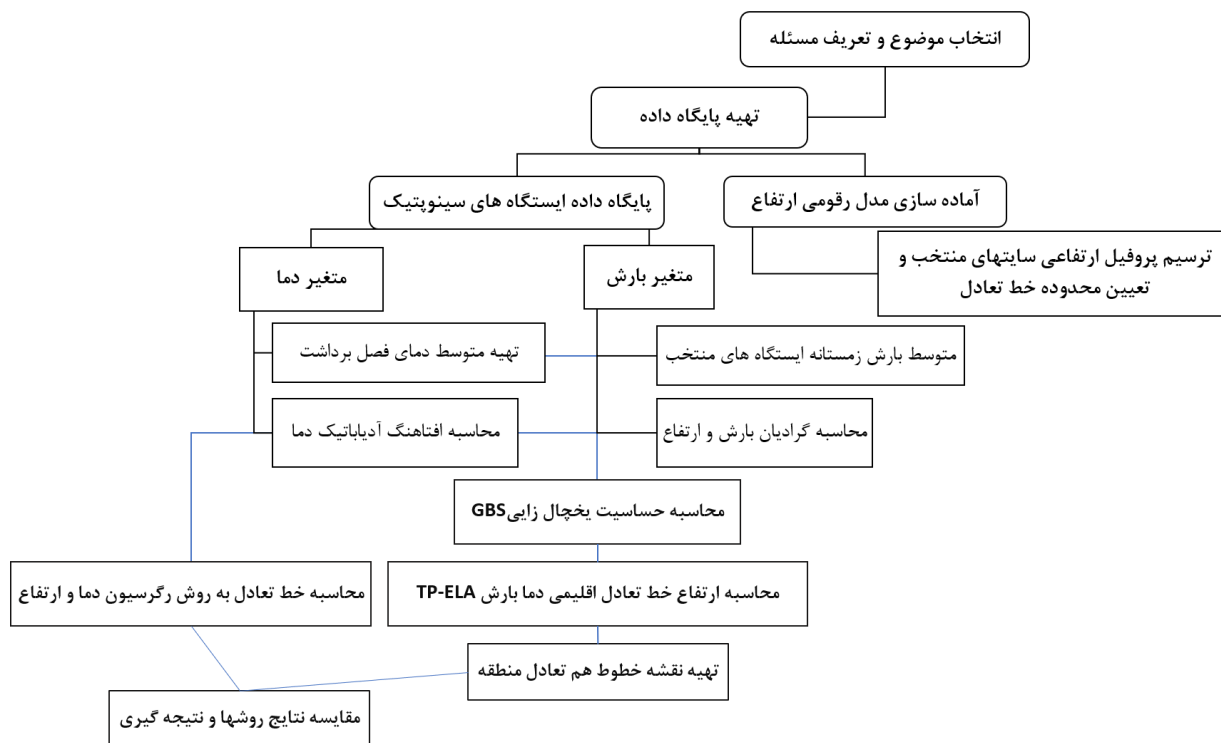
6 - global built-up sensitivity

7 - Temperature-precipitation equilibrium line altitude

THAR و TSAM و TRAM برآورد کردند. سینگ و کومار (۲۰۲۰) از یک روش آماری برای برآورد ارتفاع خط تعادل و تحلیل روند آن در طی دوره ۱۹۷۹-۲۰۱۲ در یخچال نارادو هیمالیا استفاده کردند. رومن و همکاران (۲۰۲۰) ارتفاع خط تعادل آخرین دوره یخچالی را در نیشنال پارک چیریبو در کاستاریکا حدود ۳۴۹۰ متر برآورد کردند. صلحی و سیف (۱۳۹۷) ارتفاع خط تعادل حال حاضر سبلان را ۴۳۸۷ متر بر اساس روش لی و همکاران برآورد کردند. ابراهیمی و سیف (۱۳۹۵) ارتفاع خط تعادل یخبندان دما و بارش را در ۵ منطقه زردکوه، اشترانکوه، دنا، شاهو و گرین بین ۴۴۰۰ تا ۴۵۰۰ متر برآورد کردند و ارتفاع خط تعادل یخبندان دما-بارش-باد را در ارتفاعات زردکوه و اشترانکوه حدود ۳۸۵۰ متر تعیین کردند. گورابی و همکاران (۱۳۹۸) شرایط اقلیمی کواترنر و حال محدوده یخچالی شیرکوه را بررسی کردند و بر اساس متغیرهای مورد مطالعه خط تعادل آب و یخ را ۴۷۸۰ متری برآورد کردند. سیف (۲۰۱۵) ارتفاع خط تعادل یخچالی امروزی و پیشین کواترنر پایانی را در ارتفاعات اشترانکوه بر اساس روش‌های مختلف بررسی و اختلاف ELA حال و گذشته را محاسبه کرد. ابراهیمی و سیف (۲۰۱۶) بر اساس روش‌های بازسازی مختلف (از جمله مورن‌های انتهایی و ترمینال‌های مورنی و مورن‌های جانبی) برای برآورد ELA گذشته و حال، ارتفاع خط تعادل یخبندان کواترنر پایانی در یخچال‌های ارتفاعات زردکوه را تعیین کردند. کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶) با بکارگیری داده‌های سنجنده مودیس برفخونهای ایران را شناسایی کردند، در برف‌خوان شمال غرب ایران روزهای برفپوشان هماهنگی بسیار زیادی با ارتفاعات دارد، و بیشتر در وجه شیب شمال شرقی قرار دارد. یمانی و همکاران (۱۳۸۶) برای تعیین مرزهای یخچالی از متوسط دمای روزانه ایستگاه‌های هواشناسی و روش کف سیرکهای یخچالی در محدوده کرکس استفاده کردند، نتایج این پژوهش نشان داد که گسترش زبانه‌های یخچالی تا ارتفاع ۲۰۰۰ متر بوده است. یمانی و همکاران (۱۳۹۰) برف‌مرزهای حوضه جاجروود را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و بازدیدهای میدانی تعیین و ارتفاع آن را در ۳۷۲۰ برای وضعیت فعلی تعیین کردند، و برای بازسازی ارتفاع خط تعادل یخبندان (ELA)، روش پورتر را بکار گرفتند. تحقیقات چندی در رابطه با محاسبه و ارتباط بین بارش زمستانه و دمای فصلی-فرسایش یا اصطلاحات مشابه در یخچال‌های در حالت پایدار صورت گرفته (از جمله: لیستول ۱۹۶۷، پورتر ۱۹۷۷، لیستول ۱۹۷۹، ساترلند ۱۹۸۴، لئونارد ۱۹۸۴، ۱۹۸۹، بالانلین ۱۹۸۹، اهمورا و همکاران ۱۹۹۲)، که عمدتاً رابطه غیر خطی را نشان می‌دهد. در تمامی این پژوهش‌ها به جز یک مورد، برای بازسازی‌های دمایی از تحلیل‌های همبستگی ارتفاع و دما استفاده شده است، اما از آنجایی که همواره مقادیر ELA ایستگاهی نتایج پائین تری ارائه می‌کند و اثر مولفه‌های توپوگرافی در نظر گرفته نمی‌شود، در این پژوهش سعی شده که با بکارگیری روش پیشنهادی لی، سه مولفه محیطی برای برآورد خط تعادل استفاده شود که سعی در رفع چنین مشکلاتی دارد. این پژوهش به طور کلی در برآورد ارتفاع خط تعادل شرایط حال کاربرد دارد. در مطالعات پیشین محققینی همچون شوایتزر در ایران پژوهش‌هایی در این زمینه انجام داده‌اند که البته به دلیل در دسترس نبودن آمار و اطلاعات ایستگاه‌های اقلیمی و نیز نام‌شخص بودن روش پژوهش در حدود نیم قرن پیش، لزوم و نیاز به مطالعات بازنگری در این زمینه وجود دارد. ارتفاع خط تعادل در حوزه‌های مختلف اقلیمی و ژئومورفولوژی در زمینه بازسازی‌های دمایی، تغییرات اقلیمی و مدیریت و پایش منابع آبی یک پارامتر بسیار مهم و تاثیر گذار است.

### روش تحقیق و داده‌ها

به منظور محاسبات ارتفاع خط تعادل یخبندان کنونی به روش لی از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک واقع در ارتفاعات ایران مرکزی استفاده شد. بر این اساس، مولفه‌های دما و بارش مبنای محاسبه افت آدیاباتیک دما، گرادیان ارتفاع و بارش، متوسط بارش زمستانه و متوسط دمای فصل برداشت گردید. که نهایتاً با استفاده از مولفه‌های مذکور، ارتفاع حساس به یخبندان و ارتفاع خط تعادل دما-بارش محاسبه گردید. شکل (۱) به طور خلاصه فلوچارت روش پژوهش را به طور خلاصه نشان می‌دهد.



شکل ۱: الگوریتم استفاده شده در پژوهش

محدوده مورد مطالعه شامل ارتفاعات ایران مرکزی می شود که در بین عرض جغرافیایی ۲۸ درجه و ۱۵ دقیقه و ۲۰ ثانیه تا ۳۳ درجه و ۴۲ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۱ درجه و ۲۴ دقیقه و ۱۰ ثانیه تا ۵۸ درجه و ۴۰ دقیقه طول شرقی قرار گرفته است. این واحدهای ناهمواری شامل واحد کرهک، قم در استانهای قم و مرکزی، واحدهای ناهمواری کرکس و مارشان در استان اصفهان، واحدهای ناهمواری خیبر و شیرکوه در استان یزد و واحدهای ناهمواری بیدخوان، لاله زار، هزار، جوپار، بارز و پلوار در استان کرمان می شود. شکل (۲) موقعیت منطقه مورد پژوهش را نشان می دهد.



حاجی آباد	۹۳۴	۲۳,۲۲	۱۸۵
دلیجان	۱۵۲۴	۱۶,۳۸	۱۷۰
دهق	۱۹۴۳	۱۴۵۳	۷۴
رفسنجان	۱۵۲۷	۱۹,۲۱	۸۰
زرند	۱۶۵۶	۱۷,۶۳	۱۰۲
سیرجان	۱۷۵۲	۱۷,۳۹	۱۳۷
شهداد	۵۰۴	۲۷,۳۷	۳۲
شهربابک	۱۸۴۰	۱۵,۳۸	۱۴۸
صنعتی اصفهان	۱۶۲۶	۱۶,۵۴	۲۰۰
عقدا	۱۱۴۰	۲۱,۰۸	۷۵
فرودگاه اصفهان	۱۵۴۳	۱۵,۱۱	۱۰۵
فرودگاه رفسنجان	۱۶۰۰	۱۸,۷۲	۸۱
کاشان	۹۵۲	۱۹,۲	۱۳۳
کبوترآباد	۱۵۴۱	۱۵,۶	۱۰۹
کرمان	۱۷۵۰	۱۶	۱۴۵
کهنک	۱۴۰۴	۱۷,۰۴	۱۵۳
کهنوج	۴۹۸	۲۶,۹۵	۱۸۵
گلباف	۱۸۰۸	۲۵,۵۳	۱۸۷
لاله زار	۲۸۷۰	۹,۸۷	۲۱۳
محلات	۱۵۹۶	۱۶,۲	۱۸۵
مروست	۱۵۵۹	۱۷,۹۴	۶۴
مهریز	۱۴۸۶	۱۹,۴۸	۵۶
مورچه خورت	۱۶۶۷	۱۶,۱۱	۱۲۵
میانده	۶۲۴	۲۵,۰۶	۱۷۴
میبد	۱۱۱۵	۱۹,۵۸	۵۹
میمه	۱۹۹۵	۱۲,۳۴	۱۵۳
نابین	۱۵۷۳	۱۶,۸۵	۹۵
نجف آباد	۱۶۳۳	۱۶,۶۷	۱۴۴
نطنز	۱۷۵۰	۱۵,۷۴	۱۸۷
هرات	۱۶۳۵	۱۸,۸۵	۸۶
ورزنده	۱۴۷۷	۱۷,۱۴	۸۵
یزد	۱۲۲۴	۱۹,۴۱	۵۷
سلفچگان	۱۳۷۷	۱۷,۳	۱۸۲

### محاسبه افت-آهنگ محیطی دما (ELR)

برای محاسبه ELR در محدوده مورد مطالعه، ارتباط بین دمای هوا و ارتفاع مورد بررسی قرار گرفت. رابطه همبستگی ارتفاع و دما در لایه پایینی تریوسفر توسط رابطه (۱) (مهدوی و طاهرخانی، ۲۰۰۴) محاسبه گردید. با استفاده از نرخ همبستگی، معادله همبستگی بین ارتفاع (متغیر مستقل) و دمای هوا (متغیر وابسته) محاسبه گردید. با استفاده از معادله خط همبستگی نرخ لپسریت در هر ۱۰۰۰ متر برای محدوده‌های زمانی مورد مطالعه محاسبه شد.

$$T - \bar{T} = r \frac{\delta T}{\delta H} (H - \bar{H}) \quad \text{رابطه (۱)}$$

در این رابطه  $T$  و  $H$  به ترتیب دما و ارتفاع هستند،  $\bar{T}$  و  $\bar{H}$  متوسط دما و ارتفاع،  $\delta T$  و  $\delta H$  انحراف معیار دما و ارتفاع و  $r$  ضریب همبستگی پیرسونی بین ارتفاع و دما می‌باشد. نوسانات ELR در بازه‌های زمانی متوسط سالانه، فصلی و ماهانه محاسبه و بررسی شد. جدول شماره ۲ میزان افت محیطی هوا (ELR) را در هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع نشان می‌دهد (نکته: بر اساس محدودیت ایستگاه‌های موجود در منطقه مطالعاتی و پراکندگی آنها در ارتفاعات مختلف).

جدول ۲: متوسط افت محیطی دمای هوای آزاد

افتاهنگ	واحد ارتفاعی
۰,۷۹	واحد کرکس
۰,۷۲	واحد مارشان
۰,۷۷	واحدهای کرمان
۰,۸۴	واحدهای یزد
۰,۷۵	واحد قم، کهک
۰,۷۷	میانگین کل

### محاسبه ارتفاع خط تعادل حال<sup>۱</sup> به روش لی<sup>۲</sup> در واحدهای ناهمواری ایران مرکزی

ارتفاع خط تعادل (ELA)، خطی فرضی در یخچالهاست که در این ارتفاع میزان تراکم و ذوب سالانه برابرند. بنابراین برای کمی سازی اثرات تغییرات اقلیمی بر روی یخچالها می‌توان از ELA به عنوان یک معیار بسیار موثر استفاده کرد. این معیار به طور ویژه توسط محققین مختلف برای شناسایی شرایط آب و هوایی حال و گذشته و تغییرات اقلیمی مورد استفاده قرار گرفته است (به طور نمونه: اندروز<sup>۳</sup>، ۱۹۷۵؛ پورتر<sup>۴</sup>، ۱۹۷۵ و ۱۹۷۷).

میزان ارتفاع خط تعادل رابطه نزدیکی به مقدار تراکم برف در طول فصل زمستان و میزان ذوب آن در طول فصل تابستان دارد. متغیرهایی که در ذوب یخچالها موثرند را می‌توان شامل تبخیر، ذوب یخ و تابش و تبادل گرمایی با هوا برشمرد. از طرفی میزان تراکم بارش برف از توزیع منطقه ای بارش خصوصاً برف و باز توزیع برف توسط باد (بادروبی یا برف روبی) تاثیر می‌پذیرد (به طور نمونه: سیسون و ساترند<sup>۵</sup>، ۱۹۷۶؛ ساترند<sup>۶</sup>، ۱۹۸۴؛ رابرتسون<sup>۷</sup>، ۱۹۸۹؛ دال و نسجه<sup>۸</sup>، ۱۹۹۲؛ دال و همکاران<sup>۹</sup>، ۱۹۹۷). علاوه بر موارد مذکور باید به نقش توپوگرافی سطح زمین، هیپسومتري یخچال و جهت یخچال نیز اشاره کرد که می‌تواند بر روی ELA اثرگذار باشد (به طور نمونه: لیستول<sup>۱۰</sup>، ۱۹۶۷؛ پورتر<sup>۱۱</sup>، ۱۹۷۵ و ۱۹۷۷؛ لئونارد<sup>۱۲</sup>، ۱۹۸۴؛ کوهن و همکاران<sup>۱۳</sup>، ۱۹۸۵؛ دال و نسجه<sup>۱۴</sup>، ۱۹۹۲؛ نسجه<sup>۱۵</sup>، ۱۹۹۲).

<sup>1</sup> - Modern Equilibrium Line Altitude (ELA)

<sup>2</sup> - Lie et.,al, 2003

<sup>3</sup> - Andrews, 1975

<sup>4</sup> - Porter, 1975 and 1977

<sup>5</sup> - Sissons and Sutherland, 1976

<sup>6</sup> - Sutherland, 1984

<sup>7</sup> - Robertson, 1989

<sup>8</sup> - Dahl and Nesje, 1992

<sup>9</sup> - Dahl et al., 1997

<sup>10</sup> - Liestol, 1967

<sup>11</sup> - Porter, 1975 and 1977

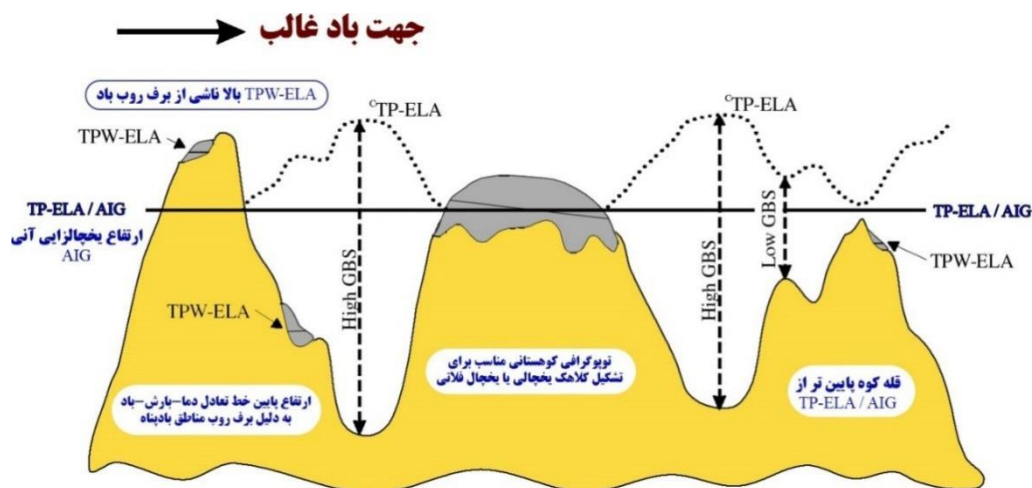
<sup>12</sup> - Leonard, 1984

<sup>13</sup> - Kuhn et al., 1985

<sup>14</sup> - Dahl and Nesje, 1992

<sup>15</sup> - Nesje, 1992

به طور کلی باید گفت که مهمترین پارامترهای کنترل کننده ارتفاع ELA رژیم دمای فصل ذوب و بارش فصل زمستان (برف) است. به دلیل تاثیر بادروب برف بر روی ELA، دال و نسجه (۱۹۹۲)، واژه ارتفاع خط تعادل دما-بارش (TP-ELA) و ارتفاع خط تعادل دما-بارش-باد (TPW-ELA) را معرفی کردند (شکل ۳).



شکل ۳: مدل مفهومی بیانگر اختلاف بین ارتفاع خط تعادل دما-بارش (TP-ELA) در یخچال‌های فلاتی و ارتفاع خط تعادل دما-بارش-باد در یخچال‌های سیرکی (لی و همکاران ۲۰۰۳)

مقدار اقلیمی که برای TP-ELA مشاهداتی محاسبه می شود بعنوان ارتفاع آبی یخچالی (AIG) (مقدار اقلیمی محاسبه شده برای خط تعادل یخبندان دما و بارش) شناخته می شود. فاصله بین سطح زمین و ارتفاعی که در نقطه شرایط مساعد آب و هوایی برای تشکیل یخچال با در نظر گرفتن وضعیت توپوگرافی زمین وجود داشته باشد را ارتفاع حساس به یخبندان (CBS) تعریف می کنند. ارتفاعی است که شرایط مساعد برای شکل گیری یخچال وجود داشته باشد ارتفاع خط تعادل اقلیمی دما-بارش (CTP-ELA) است (دال و نسجه ۱، ۱۹۹۲؛ دال و همکاران ۲، ۱۹۹۷).

$$H = \frac{\ln(0.915) + 0.339 \times t_0 - \ln(p_0)}{\ln(1 + \Delta p) + 0.339 \times \Delta t} \quad \text{رابطه (۱)}$$

رابطه شماره ۱ بیانگر ارتفاع (h) صدمتری بالای ایستگاه اقلیمی است که شرایط مساعد یخبندان با در نظر گرفتن مولفه‌های  $\Delta p$  و  $\Delta t$ ،  $p_0$ ،  $t_0$  وجود دارد. در این رابطه ارتفاع ایستگاه اقلیمی ( $H_{Station}$ ) با  $h \times 100$  جمع می‌گردد تا حداقل ارتفاع سطح زمین مورد نیاز برای یخبندان به متر (AIG) بدست آید. با توجه به اینکه این محاسبه تاثیر بادروب برف را مد نظر قرار نمی‌دهد، AIG باید برابر با TP-ELA در نظر گرفته شود. در نتیجه AIG با استفاده از رابطه (۲) (دال و نسجه، ۱۹۹۲) بدست می‌آید.

$$AIG = H_{Station} + (h \times 100) \quad \text{رابطه (۲)}$$

حساسیت یخبندان آبی (AIG) ارتفاع بالاتر از ارتفاع توپوگرافی سطح زمین است که شرایط یخبندان در آن ارتفاع فراهم است. معادله زیر روش محاسبه GBS بر اساس پژوهش لی و همکاران (۱۹۵۰) را ارائه می‌کند.

<sup>1</sup> - Dahl and Nesje, 1992

<sup>2</sup> - Dahl et al., 1997



$$GBS = \left[ t_0 - \Delta t \times \left( \frac{H - H_{Station}}{100} \right) \right] - \left[ \ln \frac{\frac{p_0 \times (1 + \Delta p)}{100} \times \frac{H - H_{Station}}{0.915}}{0.339} \right] \times \frac{100}{\Delta t} \quad (GBS \neq < 0)$$

رابطه (۳)

برای محاسبه CTP-ELA مقدار به دست آمده GBS از رابطه شماره (۳) باید با ارتفاع توپوگرافی زمین جمع گردد به طوری که در رابطه شماره (۴) نشان داده شده است.

$$CTP_{ELA} = H + GBS \quad (GBS \neq < 0) \quad \text{رابطه (۴)}$$

### بحث و یافته ها

بر اساس روابط ارائه شده توسط لی و همکاران (۲۰۰۳) (شامل روابط شماره ۱ تا ۳)، و بر اساس داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه مطالعاتی، ارتفاع حساس به یخبندان (GBS)، ارتفاع خط تعادل دما-بارش اقلیمی (CTP-ELA) و ارتفاع آبی یخبندان (ارتفاع خط تعادل دما-بارش) (AIG TP-ELA) در واحدهای ارتفاعی ایران مرکزی، محاسبه شد که نتایج در جداول (۱) و (۳) نشان داده شده است. بر اساس نتایج به دست آمده در جداول (۱) و (۳) نقشه‌های پهنه‌ای GBS، AIG TP-ELA و CTP-ELA در محدود مورد پژوهش تهیه و ترسیم گردید که در اشکال (۵) تا (۷) نشان داده شده است.

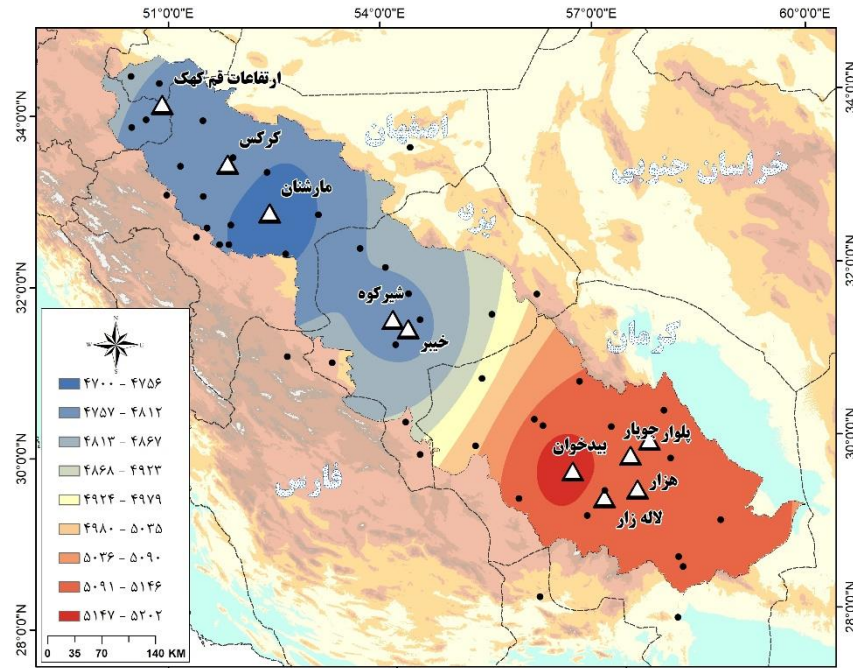
جدول ۳: محاسبه مولفه‌های روش لی در برآورد ارتفاع خط تعادل دما-بارش کنونی در ایستگاه‌های شاهد

نام ایستگاه	متوسط دمای فصل برداشت (t0)	مجموع بارش زمستانه در ارتفاع مشخص (P)	ارتفاع ایستگاه اقلیمی (H0)	ارتفاع بالاتر از ایستگاه اقلیمی (h)	حساسیت به یخبندان (GBS)	ارتفاع خط تعادل دما-بارش اقلیمی CTP-ELA	ارتفاع آبی یخبندان - ارتفاع خط تعادل دما-بارش AIG(TP-ELA)
ابركوه	۲۲,۶۶	۵۰,۷۷۱	۱۵۳۶	۳۱۸۱	۳۳۷۹	۴۹۱۵	۴۷۱۷
اردستان	۲۷,۵۷۳	۱۱۴,۰۱	۱۲۵۵	۳۱۱۶	۳۲۸۴	۴۵۳۹	۴۳۷۱
اصفهان	۲۶,۷۳۷	۱۱۲,۶	۱۵۴۹	۳۳۷۱	۲۷۳۳	۴۲۸۲	۴۹۲۰
انار	۳۰,۵۰۸	۶۵,۱۷۴	۱۴۰۸	۲۸۹۹	۳۰۷۹	۴۴۸۷	۴۳۰۷
آباده	۲۸,۷۳۳	۱۲۲,۴	۲۰۲۸	۳۷۶۹	۴۰۰۳	۶۰۳۱	۵۷۹۷
بافت	۳۰,۲۵۵	۲۲۵,۱۴	۲۲۶۳	۳۳۵۲	۳۴۹۹	۵۷۶۲	۵۶۱۵
بافق	۲۳,۲۹۸	۴۶,۳۶۲	۹۸۹	۲۴۶۱	۲۶۱۴	۳۶۰۳	۳۴۵۰
بم	۲۷,۱۲۶	۵۲,۳۰۳	۱۰۷۰	۱۹۳۸	۲۰۲۳	۳۰۹۳	۳۰۰۸
بهباد	۳۱,۴۰۴	۹۱,۸۱	۱۴۳۱	۳۰۵۲	۳۳۴۲	۴۶۷۳	۴۴۸۳
جیرفت	۳۰,۵۱۱	۱۵۵,۰۹	۷۱۲	۲۰۴۱	۲۱۳۰	۲۸۴۲	۲۷۵۳
چوپانان	۲۳,۴۷۱	۶۹,۴۱۷	۸۹۲	۲۲۷۰	۲۳۶۹	۳۲۶۱	۳۱۶۲
حاجی آباد	۲۶,۰۱۳	۱۶۲	۹۳۴	۲۷۳۰	۲۸۵۰	۳۷۸۴	۳۶۶۴
دلیجان	۲۵,۵۶۶	۱۴۷,۴۴	۱۵۳۴	۳۱۴۸	۳۲۹۶	۴۸۲۰	۴۶۸۲
دهق	۲۴,۲۷۹	۴۶,۳	۱۹۴۳	۳۵۷۰	۳۷۲۶	۵۶۶۹	۵۵۱۳

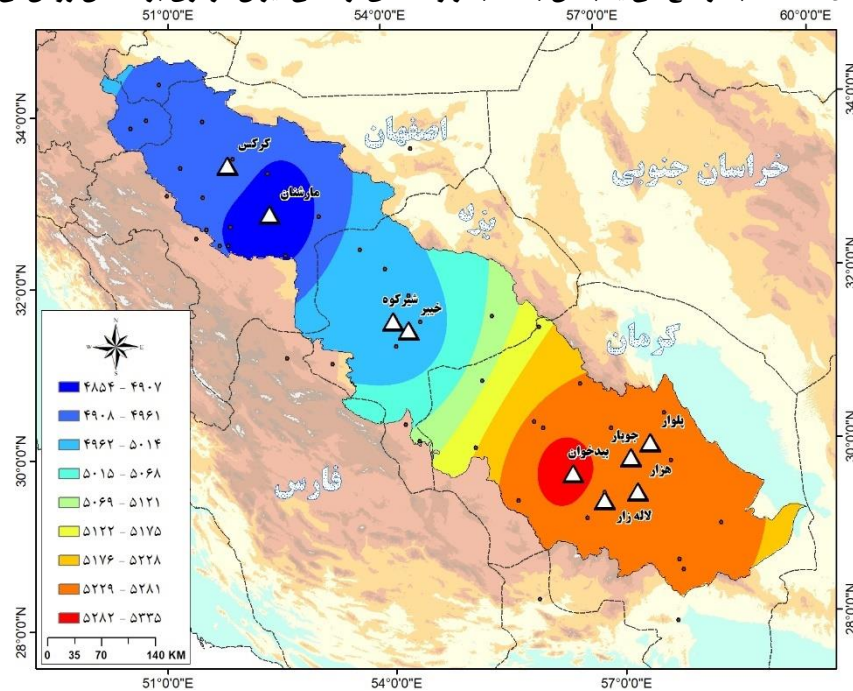
رفسنجان	۲۲,۸۲۳	۷۰,۱۴۵	۱۵۲۷	۲۲۷۰	۲۳۶۹	۳۸۹۶	۳۷۹۷
زرنند	۳۳,۷۷۸	۹۶,۸۹۴	۱۶۵۶	۲۰۶۷	۲۱۵۸	۳۸۱۴	۳۷۲۳
سیرجان	۳۱,۷۵۵	۱۲۸,۳	۱۷۵۲	۲۳۱۷	۲۴۱۸	۴۱۷۰	۴۰۶۹
شهداد	۲۷,۲۳۱	۳۰,۷۳۲	۵۰۴	۱۴۹۰	۱۵۵۵	۲۰۵۹	۱۹۹۴
شهرابابک	۳۵,۲۹۶	۱۳۹,۹۳	۱۸۴۰	۲۴۳۶	۲۵۴۲	۴۴۸۲	۴۲۷۶
صنعتی							
اصفهان	۳۳,۳۶۳	۱۸۴,۰۷	۱۶۲۶	۲۸۰۹	۲۹۳۲	۴۵۵۸	۴۴۳۵
عقدا	۲۴,۴۲۷	۷۰,۶۸	۱۱۴۰	۱۹۰۷	۱۹۹۰	۳۱۳۰	۳۰۴۷
فرودگاه							
اصفهان	۲۶,۸۲۲	۹۴,۷۹۳	۱۵۴۳	۲۵۹۰	۲۷۰۳	۴۲۶۲	۴۱۳۳
فرودگاه							
رفسنجان	۳۵,۲۶۹	۷۵,۷۸	۱۶۰۰	۲۰۶۳	۲۱۵۳	۳۷۵۳	۳۶۶۳
کاشان	۲۹,۲۵۳	۱۱۷,۹۸	۹۵۲	۲۵۹۱	۲۷۰۴	۳۶۵۶	۳۵۴۳
کیوترباد	۲۳,۹۴۲	۹۷,۸۰۸	۱۵۴۱	۳۱۸۱	۳۳۵۳	۴۸۹۴	۴۷۲۲
کرمان	۱۶,۸۰۹	۱۳۱,۷۳	۱۷۵۰	۲۶۳۸	۲۷۵۴	۴۵۰۴	۴۳۸۸
کهنک	۲۵,۵۴۶	۱۳۸,۲۱	۱۴۰۴	۲۷۳۳	۲۸۵۲	۴۲۵۶	۴۱۲۷
کهنوج	۲۶,۳۴۵	۱۶۷,۵۴	۴۹۸	۲۳۰۰	۲۴۰۰	۲۸۹۶	۲۷۹۸
گلباف	۲۹,۰۵	۱۷۸,۳۱	۱۸۰۸	۱۸۹۱	۱۹۷۳	۳۷۸۱	۳۶۹۹
لاله زار	۲۱,۳۷	۱۸۷	۲۸۷۰	۳۸۶۷	۴۰۳۶	۶۹۰۶	۶۷۳۷
محلات	۲۵,۵۲	۱۵۹	۱۵۹۶	۳۳۱۹	۳۴۶۴	۵۰۶۰	۴۹۱۵
مروست	۲۵,۷۹	۶۱	۱۵۵۹	۲۸۰۵	۲۹۸۰	۴۵۳۹	۴۳۶۴
مهریز	۲۵,۶۷	۵۳	۱۴۸۶	۲۶۴۸	۲۸۱۳	۴۲۹۹	۴۱۳۴
مورچه							
خورت	۲۵,۲۱	۱۱۱	۱۶۶۷	۲۷۴۰	۲۸۶۰	۴۵۲۷	۴۴۰۷
میانده	۲۷,۳۲	۱۶۵	۶۲۴	۱۹۳۱	۲۰۱۵	۲۶۳۹	۲۵۵۵
میبد	۲۷,۰۵	۵۵	۱۱۱۵	۲۷۲۷	۲۸۹۷	۴۰۱۲	۳۸۴۲
میمه	۲۶	۱۳۲	۱۹۹۵	۳۴۳۴	۳۵۸۴	۵۵۷۹	۵۴۲۹
نابین	۳۶,۹	۸۳	۱۵۷۳	۳۰۸۰	۳۳۴۶	۴۸۱۹	۴۶۵۳
نجف آباد	۲۳,۹۴	۱۳۲	۱۶۳۳	۲۵۵۲	۲۶۶۴	۴۲۹۷	۴۱۸۵
نطنز	۲۵,۷۲	۱۶۶	۱۷۵۰	۳۰۹۶	۳۲۳۲	۴۹۸۲	۴۸۴۶
هرات	۲۶,۷۲	۷۹	۱۶۳۵	۲۱۱۰	۲۲۰۲	۳۸۳۷	۳۷۴۵
ورزنده	۲۸,۷۷	۷۷	۱۴۷۷	۲۳۵۶	۲۴۵۹	۳۹۳۶	۳۸۳۳
یزد	۲۵,۶۱	۵۲	۱۲۲۴	۲۷۹۷	۲۹۷۱	۴۱۹۵	۴۰۲۱
دلیجان	۲۶,۰۲	۱۴۸	۱۵۲۴	۴۵۸۴	۳۵۸۷	۵۱۱۱	۴۹۴۸
سلفچگان	۲۶,۹	۱۶۷	۱۳۷۷	۳۷۴۹	۳۰۶۰	۴۴۳۷	۴۲۹۸

بر اساس شکل شماره ۴ نمای محیطی ارتفاع حساس به یخبندان (GBS)، در واحدهای شمالی مثل کرکس در آستانه های پایین تری قرار دارد که تا ارتفاعات ۳۳۰۰ متر را هم نشان می دهد، که به خوبی اثر عرض جغرافیایی بالاتر و تاثیر آن بر کاهش دما را نشان می دهد، اما هر چه به سمت واحدهای ارتفاعی جنوبی تر منطقه که در استان کرمان قرار گرفته حرکت می کنیم، این آستانه های یخبندان در ارتفاعات بالاتری دیده می شود و تا حدود ۳۵۰۰ متر بالا می رود. همین حالت برای

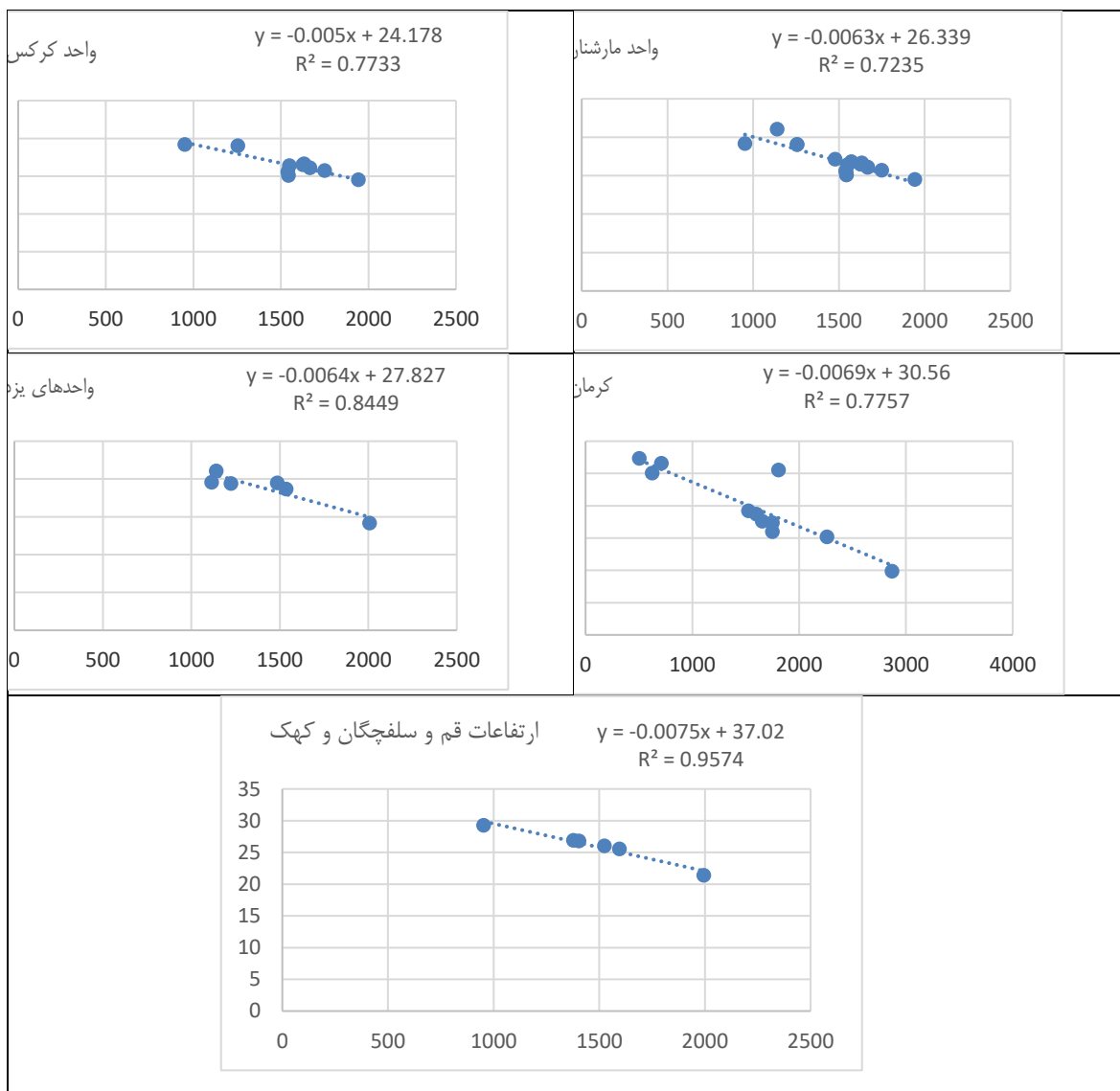




شکل ۵: محاسبه ارتفاع آبی یخبندان (AIG) در واحدهای ارتفاعی ایران مرکزی بر اساس روش لی



شکل ۶: محاسبه ارتفاع خط تعادل کنونی دما-بارش اقلیمی (CTP-ELA) در واحدهای ارتفاعی ایران مرکزی بر اساس روش لی



شکل ۷: روابط رگرسیون دما و ارتفاع در ۴ واحد ناهمبازی منتخب منطقه مطالعاتی

جدول ۵: رابطه رگرسیونی پارامترهای دما و ارتفاع در واحدهای ناهمبازی مطالعاتی

نام واحد	A	B	R <sup>2</sup>
واحد کرکس	۰,۰۰۵	۲۴,۱۷۸	۰,۷۷
واحد مارشنان	۰,۰۰۶۳	۲۶,۳۳	۰,۷۲
واحدهای شیرکوه و خیبر	۰,۰۰۶۴	۲۷,۸۲۷	۰,۸۴
واحدهای جویبار، لاله زار، هزاره، پلوار، بیدخوان	۰,۰۰۶۹	۳۰,۵۶	۰,۷۷
واحد قم، کهک	۰,۰۰۷۵	۳۷,۰۲	۰,۹۵

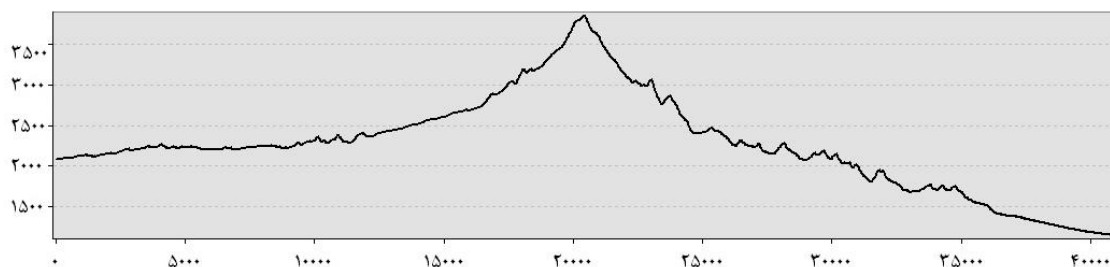
جدول ۶: نتایج حاصل از روش رگرسیون و روش لی

نام واحد	CTP-ELA	AIG TP-ELA	بر اساس ایستگاهها رابطه همبستگی
واحد کرکس	۴۹۳۴	۴۸۰۴	۴۸۳۵
واحد مارشنان	۴۸۵۴	۴۷۰۰	۴۱۸۰
واحدهای شیرکوه و خیبر	۴۹۹۱	۴۷۹۷	۴۳۴۷

واحدهای جویبار، لاله زار، هزار، پلوار	۵۲۳۸	۵۱۰۹	۴۴۲۸
واحد بیدخوان	۵۳۳۵	۵۲۰۲	۴۴۲۸
واحد قم، کهک	۴۸۶۸	۴۷۱۴	۴۹۳۶

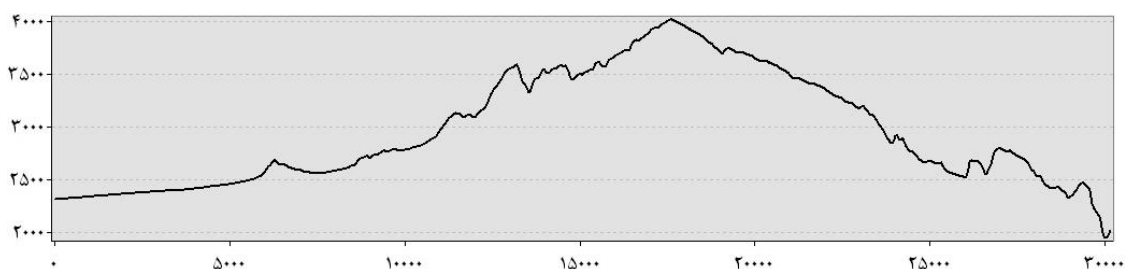
بر اساس رابطه همبستگی بین دما و ارتفاع (جدول ۶ و ۵) مقدار بدست آمده به ترتیب برای واحد کرکس، مارشنان، واحدهای شیرکوه و خیبر، واحدهای جویبار، لاله زار، هزار، پلوار و واحد بیدخوان و قم، کهک عدد ۴۸۳۵ و ۴۱۸۰ و ۴۳۴۷ و ۴۴۲۸ و ۴۹۳۶ متر است، که هیچ یک از این واحدهای ناهمواری در حال حاضر بر اساس این دیتاها و ایستگاه‌ها امکان یخبندان ندارند (نتایج حاصل با توجه به تعداد ایستگاه‌های موجود محاسبه شده است). اما بر اساس روش لی ارتفاع خط تعادل یخبندان دما-بارش کنونی در پهنه مطالعاتی برای واحدهای ناهمواری منتخب به ترتیب ۴۸۳۴، ۴۸۵۴، ۴۹۹۱ و ۵۲۳۸ و ۵۳۳۵ و ۴۸۶۸ متر برای واحد کرکس، واحد مارشنان، واحدهای استان یزد (شیرکوه و خیبر) واحدهای ارتفاعی استان کرمان (جویبار، لاله زار، هزار، پلوار) و واحد بیدخوان و واحد قم، کهک است، از طرفی ارتفاع آنی یخبندان خط تعادل دما-بارش برابر ۴۸۰۴، ۴۷۰۰، ۴۷۹۷ و ۵۱۰۹ و ۵۲۰۲ و ۴۷۱۴ متر برای واحدهای ناهمواری منتخب را نشان داد که همگی بالاتر از حد ارتفاع فعلی در منطقه مطالعاتی هستند. در واقع باید گفت که ارتفاع خط تعادل به هر دو روش نسبت به اندازه ارتفاعات فعلی در حدبالاتری قرار دارد و شرایط مسائلی از نظر اقلیمی برای یخبندان ندارند. (شکل ۸ تا ۱۱). بنابراین می توان نتیجه گرفت که مهمترین عامل در تعیین ارتفاع خط تعادل در این بخش از ایران، تغییر در عرض جغرافیایی است به گونه ای که با کاهش عرض جغرافیایی در بخش ایران مرکزی میزان هر سه آماره محیطی با افزایش همراه شدند.

----- cTP-ELA ----- ۴۹۳۴  
 ----- Station ELA ----- ۴۸۳۵  
 ----- AIG-TP ELA ----- ۴۸۰۴

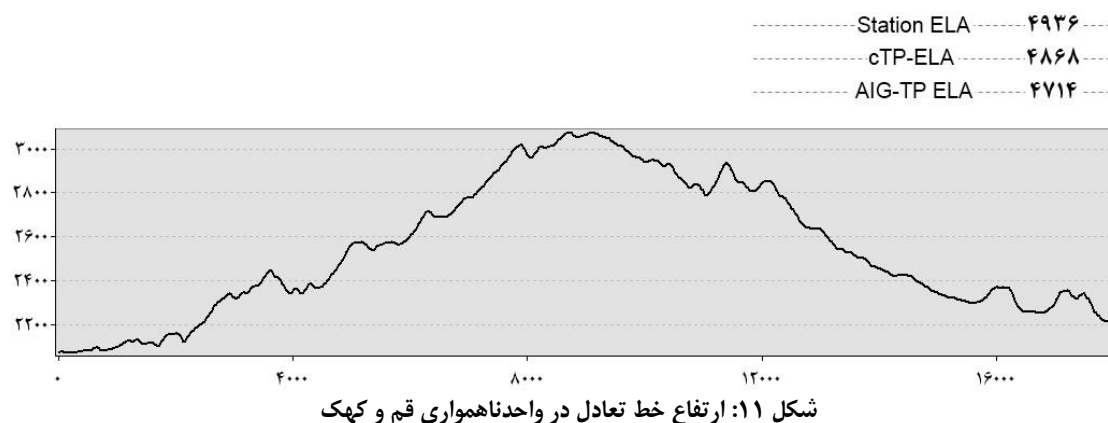
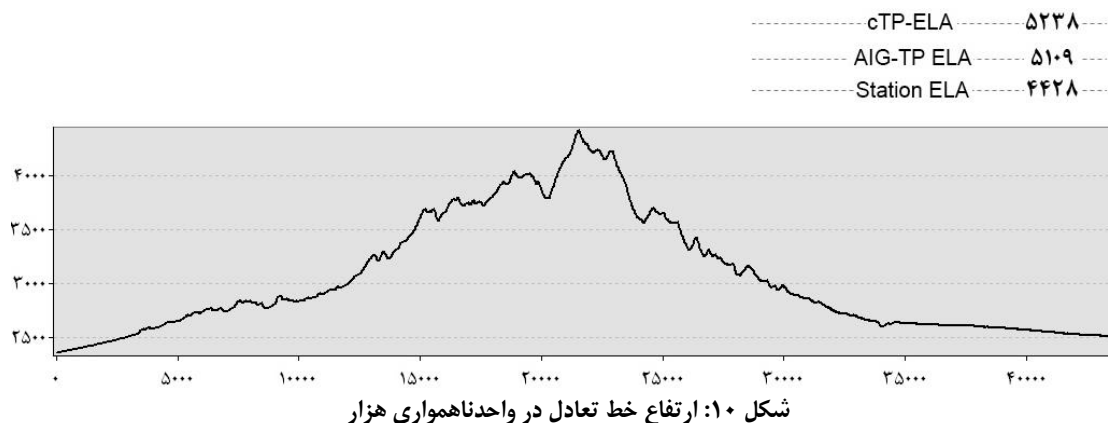


شکل ۸: ارتفاع خط تعادل در واحد ناهمواری کرکس

----- cTP-ELA ----- ۴۹۹۱  
 ----- AIG-TP ELA ----- ۴۷۹۷  
 ----- Station ELA ----- ۴۳۴۷



شکل ۹: ارتفاع خط تعادل در واحدها ناهمواری شیرکوه



### نتیجه گیری

بر اساس روش لی در برآورد ارتفاع خط تعادل یخبندان دما-بارش، در محدوده واحدهای ارتفاعی ایران مرکزی (ارتفاعات حواشی چاله اصفهان-سیرجان)، GBS یا ارتفاع حساس به یخبندان به طور متوسط بر اساس داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک موجود در منطقه، ۳۲۱۱ متر برآورد گردید. ارتفاع خط تعادل یخبندان دما-بارش کنونی (CTP-ELA) در این محدوده برابر با ۵۰۷۰ متر و ارتفاع آبی یخبندان خط تعادل دما-بارش (AIG) برابر با ۴۹۲۲ محاسبه گردید. به طور کلی سه مولفه محیطی GBS، CTP-ELA و AIG در عرض‌های جغرافیایی پائین به سمت ارتفاعات کرمان میل به افزایش نشان می‌دهد. دلیل این موضوع را می‌توان در افزایش زاویه تابش خورشید در این مناطق و جهت قرارگیری واحدهای ناهمواری جنوبی زون سنج سیرجان دانست. علاوه بر این، واحدهای ناهمواری جنوبی به دلیل برخورداری از ژنز آتش فشانی و تیرگی رنگ سازندهای ارتفاعات حاشیه‌ای که در واقع مابین زون دگرگونی سنج-سیرجان و زون آتشفشانی سپند-بزمان قرار می‌گیرند، به دلیل اثر توده‌ها و سازندهای دگرگونی و آتشفشانی تیره رنگ و به دلیل برخورداری از رنگ تیره تر با آلبدوی کمتر حرارت بیشتری در تنوره این واحدهای ناهمواری ایجاد می‌نماید که در افزایش مولفه‌های مورد بحث دارای اثر می‌باشد. همچنین واحدهای ارتفاعی جنوبی به دلیل نزدیکی به کانون‌های حرارتی و فوق‌حرارتی و چاله‌های کم ارتفاع از حرارت موضعی این نواحی نیز اثرپذیری خواهد داشت. نکته قابل توجه دیگر آن است که همواره مقادیر ELA ایستگاهی، مقداری پائین‌تر از نتایج روش لی ارائه می‌کند. دلیل این مسئله آن است که، روش‌های اقلیمی مولفه‌های توپوگرافیکی را کمتر دخالت می‌دهند و تاثیر ناهمواری‌های موضعی را وارد محاسبات نمی‌کند، مقداری دچار کم‌برآوردی می‌شود. دوم آنکه روش‌های بر مبنای اطلاعات ایستگاه‌ها و روش‌های مبتنی بر رگرسیون مطلق، تاثیر زمین‌تاب پایه را دخالت نداده و همین امر موجب افت قابل

توجه مقدار برآوردی ELA می‌گردد. یکی از دلایلی که روش‌های رگرسیونی دما-ارتفاع در بسیاری موارد به تنهایی قادر به برآورد تراز ELA نیست همین مسئله است و روشهایی همچون روش لی سعی در رفع چنین مشکلاتی داشته است. در واحدهای ارتفاعی شمال منطقه در نواحی مشرف به کرکس و مارشان (عرض جغرافیایی بالاتر) مولفه GBS نسبت به واحدهای ارتفاعی استان یزد و کرمان (عرض جغرافیایی پایین تر) مقادیر بالاتری را نشان می‌دهد. هرچند تمامی این واحدهای ارتفاعی در ایران مرکزی قرار گرفته‌اند و از تغذیه رطوبتی کمتری نسبت به ارتفاعات شمالی و غربی ایران برخوردارند، با این حال تفاوت در میزان این مقادیر نشان از اثر قابل توجه عرض جغرافیایی دارند، به گونه‌ای که در بخش‌های شمالی منطقه به طور معناداری GBS را پائین آورده است. ارتفاع آبی یخبندان در منطقه شمال ایران مرکزی به طور کلی به سمت جنوب، افزایش نشان می‌دهد. تغییرات به طور کلی جهت مداری داشته و به سمت ارتفاعات کرمان به شدت افزایش می‌یابد. تغییرات عرض جغرافیایی و اثر آن در میزان افزایش دما در این راستا منجر به شیب نسبتاً زیاد AIG از شمال به جنوب در منطقه ایران مرکزی شده است. ارتفاع خط تعادل یخبندان دما-بارش (TP-ELA) نیز از همین قاعده پیروی می‌کند. به طور کلی نیمه شمالی منطقه مطالعاتی، شرایط مساعدتری در نگهداشت شرایط یخچالی و نیز تغذیه سیرک‌های یخچالی در طول سال داشته و از لحاظ اقلیمی دارای ارتفاع خط تعادل یخبندان پائین‌تری به نسبت بخش‌های میانی و جنوبی می‌باشد. البته باید دقت کرد که اگر کل ایستگاه‌های منطقه مطالعاتی برای محاسبه این آماره‌های محیطی به صورت کلان بکار گرفته شود، نتایج قطعاً پرت خواهد بود و قابل استفاده نیستند، بنابراین این نتایج به صورت محلی استفاده شده است. به پژوهشگرانی که قصد دارند در آینده در این حوزه مطالعاتی فعالیت کنند، پیشنهاد می‌گردد که در زمینه نقش بادهای غالب، بادهای خشک و مرطوب و نیز کنش متقابل توپوگرافی، باد و بارش و تجمع برف و نقشی که در تغییرات محلی ارتفاع خط تعادل اقلیمی دارند، متمرکز شوند و نتایج کار خود را با نتایج محققین خارجی از جمله شوائتزر مقایسه و در جهت رفع نواقص و محدودیت‌های این حوزه مطالعاتی گام بردارند. استفاده از داده‌های اقلیمی ماهواره‌ای به همراه داده‌های اقلیمی ایستگاهی نیز توصیه می‌گردد.

## منابع

- ابراهیمی، ب.، سیف، ع.، ۱۳۹۵. ارتفاع خط تعادل (TP-ELA و TPW-ELA) در ارتفاعات زاگرس، پژوهشهای دانش زمین، سال هفتم، شماره ۲۸، صص ۹۶-۱۱۸.
- دلال اوغلی، ع.، ۱۳۸۲، بررسی مورفولوژی و نحوه فعالیت یخچال‌های سنگی دامنه شمالی کوه سبلان، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۵، تابستان ۱۳۸۲، صص ۱-۱۲.
- جداری عیوضی، ج.، ۱۳۹۱، ژئومورفولوژی ایران، چاپ دوازدهم، انتشارات پیام نور.
- صلحی، س.، سیف، ع.، ۱۳۹۷، برآورد تراز انجماد، ارتفاع خط تعادل، ارتفاع مرز پرمافراست و درصد برف‌پوش در ارتفاعات سبلان و اثر آن بر منابع آب، تحقیقات آب و خاک ایران، دوره ۴۹، شماره ۶، ۱۳۳۱-۱۳۵۴.
- کیانی، م. ص.، مسعودیان، ا.، ۱۳۹۶، شناسایی برف‌خوان‌های ایران، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۳، ۳۹۵-۴۰۸.
- گورابی، ا.، اهدائی، ا.، شعبانی عراقی، ع.، ۱۳۹۸، بازسازی شرایط اقلیمی کواترنر و بررسی محدوده یخچالی و آثار یخساری در شیرکوه یزد، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، دوره ۸، شماره ۱، ۸۹-۱۰۴.
- یمانی، م.، شمسی پور، ع.، جعفری اقدام، م.، ۱۳۹۰، بازسازی برف مرزهای پلیوستوسن در حوضه ی جاجرود، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، دوره ۴۳، شماره ۲، ۳۵-۵۰.
- یمانی، م.، ۱۳۸۶، ژئومورفولوژی یخچالهای زردکوه (بررسی اشکال ژئومورفولوژیک و حدود گسترش آنها)، پژوهشهای جغرافیایی، شماره ۵۹، ۱۲۵-۱۳۹.



- یمانی، م.، جداری عیوضی، ج.، گورابی، ا.، ۱۳۸۶، شواهد ژئومورفولوژیکی مرزهای یخچالی در دامنه های کرکس، مدرس علوم انسانی، شماره ۵۰، ۲۰۷-۲۲۸.
- Abramowskia, U. A. et al., 2006, *Pleistocene Glaciations of Central Asia: Results from 10Be Surface Exposure Ages of Erratic Boulders from the Pamir Tajikistan), and the Alay (Kyrgyzstan), Quaternary Science Reviews, No. 25, Pp. 1080-1096.*
- Andrews, J.T. 1975, *Glacial systems. An approach to glaciers and their environments. North Scituate: Duxbury Press.*
- Bobek, H., 1937. *Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. In: Z. Gletscherk. v. 25, p. 130-183.*
- Dahl, S.O., Nesje, A. and Øvstedal, J. 1997. *Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. Boreas 26, 161-80.*
- Dahl, S.O., Nesje, A. and Øvstedal, J., 1997. *Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway, Boreas, v. 26, p. 161-80.*
- Ebrahimi, B. Seif, A. 2016. *Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Zardkuh Mountain. Journal of Geopersia, 6(2), 299-322.*
- Grunert, J., Carls, H.G. and Preu, C., 1978. *Rezente Vergletscherungsspuren in zentraliranischen Hochgebirgen, Eiszeitalter Ggw, v. 28, p. 148-166.*
- Kesici, O., 2005. *Glacio-morphological investigations of Siiphan and Cilo Mountains in regard to current global warming trends, TUBITAK (The Scientific and Technical Research Council of Turkey) Report No: 101Y131 (in Turkish).*
- Kuhle, M., 2008. *The Pleistocene Glaciation of SE Iranian Mountains Exemplified by the Kuh-i-Jupar, Kuh-i-Lalezar and Kuh-i-Hezar Massifs in the Zagros, Polarforschung, v. 77 (2-3), p. 71-88.*
- Kuhn, M., Markl, G., Kaser, G., Nickus, U., Obleitner, F. and Schneider, H. 1985. *Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 21, 409-16.*
- Lie, O., Dahl, S.O. and Nesje, A., 2003. *A theoretical approach to glacier equilibrium-line altitudes using meteorological data and glacier mass balance records from southern Norway, The Holocene, v. 13(3), p. 365-372.*
- Liu, K.a,b, Liu, Y.a,b,c, Han, B.-P.d, Xu, B.a,b,c, Zhu, L.a,b,c, Ju, J.a,b, Jiao, N.e, Xiong, J.f,g, 2019. *Bacterial community changes in a glacial-fed Tibetan lake are correlated with glacial melting, Science of the Total Environment, Volume 651, 15, Pages 2059-2067.*
- Messerli, B., 1967. *Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung in Mittelmeerraum, Geographica Helvetica., v. 22, p. 105-228.*
- Nesje, A. 1992. *Topographical effects on the equilibrium-line altitude on glaciers. GeoJournal 27, 383-91.*
- Porter, S.C. 1977. *Present and past glaciation threshold in the Cascade Range, Washington, USA. Topographic and climatic controls, and paleoclimatic implications. Journal of Glaciology 18, 101-16.*
- Preu, C., 1984. *Die quartäre Vergletscherung der inneren Zardeh-Kuh-Gruppe (Zardeh-Kuh-Massiv), Zagros/Iran, Augsburger Geogr, H. 4. Augsburg.*
- Quesada-Román, A. Campos, N. Reygosa, J. Bolandos, S, 2020, *Equilibrium-line altitude and temperature reconstructions during the Last Glacial Maximum in Chirripó National Park, Costa Rica, Journal of south American earth science, 100.*
- Qiao, B., Yi, C. *Reconstruction of Little Ice Age glacier area and equilibrium line attitudes in the central and western Himalaya, Quaternary international. 444, 65-75.*
- Schweizer, G., 1972. *Klimatisch bedingte Geomorphologische und Glazialo-gische Züge der Hochregion vorderasiatischer Gebirge (Iran und Ostanatolien) [Climatically based geomorphological and glaciolog-ical characteristics of the high-altitude regions of Near Eastern mountains (Iran and Eastern Anatolia)]: Erdwissenschaftliche Forschung, v. 4, p.*

- 221-236.
- Seif, A, 2015. *Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Oshtorankuh Mountain, Iran. Journal of Quaternary International*, 374, 126-143.
  - Sissons, J.B. and Sutherland, D.G. 1976. *Climatic inferences from former glaciers in the south-east Grampian Highlands, Scotland. Journal of Glaciology* 17, 325-46.
  - Singh, S. Kumar, R., 2020, *A statistical approach to estimate equilibrium line altitude (ELA) and its trend analysis on Naradu Glacier, Himachal Himalaya, Materials Today*, 34, 869-874.