فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۲ ، شماره پیاپی ۱۱۰

داریوش رحیمی، استادیار اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان
حمید میر هاشمی ، دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه تبریز
یونس رحیمی،کارشناسی ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان
D.Rahimi
H.Mirhashemi
Y.Rahimi
Email: d.rahimi@geo.ui.ac.ir

شماره مقاله: ۹۱٦ صص:۱٤٤-۱۳۱
وصول: ۱۳۹۱/۸/۱ پذیرش: ۱۳۹۲/۳/۲

تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیلاب های لحظه ای مناطق کوهستانی (حوضه بهشت آباد)

چکیده

بارش های سنگین به دلیل نقشی که در رخداد سیلاب های بزرگ دارند، از جمله عوامل موجد بحران محسوب می شوند. حوضه آبی بهشت آباد در سال های اخیر با بحران طبیعی سیلاب روبه رو بوده، به نحوی که فراوانی و مقدار دبی های حد همواره در دوره ۲۷ ساله(۸۹-۱۳۶۳)، دارای روند افزایشی می باشند. به منظور بررسی مکانیسم بارش های سیل زای حوضه آبی بهشت آباد، شرایط دینامیکی و همدیدی بارش موجد سیلاب مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۲۱ با دبی لحظه ای(m^3) ۶۰۵ به عنوان نمونه در این مقاله مورد بررسی قرار می گیرد. داده های مورد استفاده، شامل مقادیر دبی ساعتی ایستگاه بهشت آباد، باران سنج های ثبات ایستگاه های شهرکرد، بروجن، فارسان و اردل و داده های همدید از سایت NCAR بوده که با روش محیطی –گردشی مورد تحلیل قرار گرفته اند. بر اساس محاسبات صورت گرفته، شاخص های برادباری و راکلیف در منطقه با مقادیر ۲/۱۵- و ۳۳/۶۷ نشان دهنده مهیا بودن شرایط همدید جهت ریزش بارش های شدید درحوضه است. علاوه بر آن تحلیل همدید تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که این شرایط با گسترش پرارتفاع اقیانوس اطلس- اروپا به سمت قطب ، جابه جای تاوه قطبی به سمت عرض های پایین، قرار گیری ایران در معرض وزش تاوایی مثبت هماهنگ بوده و همین جورشدگی عوامل ریزش بارش های سنگین و رخداد سیلاب در سطح حوضه بهشت آباد را فراهم می نماید.

واژه های کلیدی: حوضه بهشت آباد، شاخص های راکلیف و برادباری، سیلاب حداکثر.

مقدمه

حوضه بهشت آباد یکی از زیر حوضه های کارون شمالی است که در استان چهارمحال بختیاری قرار دارد. با توجه به قرارگیری حوضه در نیمه غربی کشور و متأثر شدن از سامانه های غربی و جنوب غربی و همچنین ماهیت کوهستانی حوضه، در بعضی از زمان ها ترکیب این عوامل با همدیگر باعث رخداد بارش های شدیدی در حوضه شده که منجر به سیلاب های مخرب و وارد آمدن خسارات مالی و جانی فراوانی می شود. علی رغم رخداد سیلاب های مخرب و همچنین اهمیت حوضه از لحاظ تأمین حجم قابل توجهی از آب رودخانه های غربی و جنوب غربی کشور مطالعات انگشت شماری بر روی شرایط جوی و نمایه های قائم هوا در هنگام رخداد اینگونه رگبار های شدید موجد سیلاب های مخرب در حوضه انجام شده است. در مورد رخداد بارش های ابر سنگین موجد سیلاب مطالعات خارجی و داخلی

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

فراوانی عمدتاً با دیدگاه همدیدی ، ترمودینامیکی و آماری انجام شده است. در زیر به چندین مورد از این مطالعات اشاره می نماییم.

صادقی حسینی و رضائیان(۱۳۸۵)، به بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان پرداختند.آنها بعد از محاسبه و انجام عملیات آماری برروی داده های بارش و داده های هواشناختی در یافتند که شاخص آب قابل بارش ابر نسبت به شاخص های شولتر، k و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی بهترین معرف در این زمینه می باشد. تاج بخش و همکاران(۱۳۸۸)، در پژوهشی سعی نمودند تا شیوه پیش بینی وقوع توفان تندری را با استفاده از درخت تصمیم گیری عرضه نمایند. آنها با تحلیل برخی از مهم ترین خروجی های مدل منطقه ای MM۵ دریافتندکه شاخص های بزرگ مقیاس وقوع توفان تندری مشابه غالب ناپایداری های جوی است و پیش بینی این پدیده نیازمند اجرای مدل های منطقه ای میان مقیاس است. موسوی بایگی و اشرف(۱۳۸۹)، در بررسی سه بارش رخ داده در تابستان ۱۳۸۸ در مشهد و روزهای قبل از این بارندگی به این نتیجه رسیدند که گسترش سامانه پر فشار سیبری طی فصل گرم سال، همزمان با فرارفت هوای گرم و مرطوب جنوبی باعث ایجاد ناپایداری شدید هوا به طور غیر منتظره شده است. حجتی زاده(۱۳۸۱)، سیلاب های کارون را بررسی و بزرگ ترین آنها را در قالب ۷ سیلاب شناسایی و شرایط سینوپتیک ایجاد کننده آنها را بررسی کرده است.مسعودیان (۱۳۸۳)، الگوهای گردشی پدید آورنده سیلاب های بزرگ در کارون را با تأکید بر ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی و نوسانات آن را ابزار مناسبی در جهت بررسی سیلاب های بزرگ دانسته است.رحیمی(۱۳۸۵)، به منظور برآورد حداکثر بارش و سیلاب محتمل حوضه کارون شمالی مقادیر بارش و دبی روزانه در دوره (۲۰۰۰-۱۹۵۶) را بررسی و با استفاده از روش های آماری و سینوپتیک مقادیر ذکرشده را برآورد نموده است. نجف پور (۱۳۸۵)، الگوهای گردشی ایجاد کننده سیلاب در حوضه مند را شناسایی کرده است و بیان کرده که با شناسایی توالی الگوهای گردشی مختوم به سیلاب،وقوع سیلاب های شدید را قبل از شروع بارش می توان پیش بینی کرد. ترویوکی کاتو[۱] و همکاران(۲۰۰۴)، بارش های سنگین فرو ریخته شده را بر روی ناحیه نیاگاتا فوکوشیما در ۱۸و ۱۳ ژولای ۲۰۰۴ را بررسی کردند و نتیجه گرفتند که عامل اصلی این بارش ها تشدید ناپایداری همرفتی ناشی از هوای مرطوب سطح پایین و هوای خشک سطح بالا بوده است. اسلی[۲] (۱۹۶۶)، شاخص های همرفتی را برای گسترش ابرهای کومولونیمبوس در آلبرتا و ادمونتون به کار گرفت. وی نشان داد که این شاخص ها همبستگی مناسبی را با گسترش ابر ها داشته اند. روبرت[۳] (۱۹۹۸)، رابطه شرایط جو بالا را با رویداد بارش های سنگین تابستان در یوتا بررسی نمود. او در تحقیق خود نقش عوامل سینوپتیکی را چه مستقیم و چه غیرمستقیم مهم دانسته و همچنین به این نتیجه رسیده است که انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس درایجاد این بارش های سنگین، اهمیت فوق العاده ای داشته است. الیسا[۴] و همکاران(۱۹۹۷)، همرفت های محیطی واقع در مالورکای اسپانیا را مطالعه کردند و آنها را در پنج گروه (تگرگ، بارش سنگین، توفان، توفان همراه بارش و تورنادو) تقسم بندی نمود. ژیانگ و همکاران(۲۰۱۰)، علت ریزش بارش های سنگین تایوان را بررسی نمودند.

[۱] Tereuyuki kato

[۲] W.K.sly

[۳] Robert

[۴] Elisa tuduri

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

رخداد سیلاب های متعدد ناشی از بارش های سنگین در این حوضه آبی منجر به خسارت های گسترده مالی، منابع طبیعی و سازه های آبی به ویژه در سال های اخیر گردیده است که به عنوان نمونه می توان به سیلاب سال های ۱۳۸۰،۱۳۸۳،۱۳۸۴،۱۳۷۱،۱۳۷۶،۱۳۷۷ اشاره داشت. در تمامی سیلاب های ذکر شده خسارات مالی شامل تخریب منازل مسکونی، آب گرفتگی اراضی کشاورزی، شکسته شدن سدهای خاکی، تخریب شبکه آبرسانی دشت ها و فرسایش شدید خاک رخداده است. بنابراین بررسی و شناخت ماهیت این سیلاب ها و عوامل ایجاد کننده آن و همچنین پیش بینی رخداد سیلاب از جمله اقداماتی هستند که باعث کاهش خسارات می گردد. هدف پژوهش حاضر، تبیین ترمودینامیکی و بررسی نمایه قائم جو منجر به بارش های مخرب موجد سیلاب و شناخت شرایط جوی حوضه در هنگام ورود سامانه و فرایند های آن با استفاده از ترسیم نقشه ها و نمودارها ویژه ترمودینامیکی و ارائه ی الگوی مناسب و منطبق با این شرایط جوی در جهت پیش بینی این بارش های مخرب و کاهش خسارات ناشی از این بارش ها می باشد.

داده ها و روش ها :

در پژوهش حاضر، برای نیل به یک دید کلی سعی شده است که شرایط همدید و ترمودینامیکی قائم لایه جو در روز های بارشی موجد سیلاب مورد تبیین قرار گیرد. لذا برای مشخص نمودن این روزها، داده های دبی و بارش در بازه زمانی ساعتی و روزانه (از روزهای قبل از سیلاب) از ایستگاه دبی سنجی بهشت آباد و داده های بارش نیز در همین بازه زمانی مربوط به ایستگاه های سینوپتیک شهرکرد، بروجن و ایستگاه باران سنجی فارسان از سازمان هواشناسی و شرکت آب منطقه ای استان چهار محال بختیاری اخذ گردید. برای تبیین شرایط همدید و مشخص نمودن سامانه های مؤثر در رخداد بارش های مذکور نقشه های فشار سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده ی به طول ۴۰- درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض صفر تا ۹۰ درجه شمالی از پایگاه NCEP/NCAR استخراج و مورد بررسی قرار گرفت. برای تبیین شرایط قائم لایه های جو و ترسم نمودار ترمودینامیکی ابتدا بایستی مقادیر دما و نقطه شبنم برای هر یک از تراز های ارتفاعی مشخص گردد، با توجه به اینکه حوضه بهشت آباد فاقد ایستگاه رادیو سوند بوده و هدف تحقیق در تبیین شرایط قائم توده هوای مستقر بر حوضه بوده، سعی شده است که با توجه به داده های شبکه ای NCEP/NCAR و انجام معادلات فیزیکی بر روی این داده ها این نقیصه بر طرف گردد. لذا این عمل در چندین گام به صورت ذیل انجام گرفت، در گام اول برای مشخص نمودن نقطه نماینده مناسب جهت استفاده داده و تبیین شرایط قائم، با توجه به طول و عرض حوضه چهار نقطه برای (۵۰ ،۳۰ و ۵۲/۵ ، ۳۰ و۵۰، ۳۲/۵ و۵۲/۵، ۳۲/۵) حوضه مشخص شد، سپس از میان این چهار نقطه، نقطه ای با طول ۵۰ درجه شرقی و ۳۲/۵ درجه شمالی با توجه به نزدیک ترین فاصله با ایستگاه های بارشی به خصوص ایستگاه شهرکرد با ارتفاع ۲۰۶۶ متر از سطح دریا انتخاب گردید. در گام دوم متغیر های هواشناختی مربوط به این نقطه در بازه زمانی ساعات ۰۶ و۱۲ و۱۸ زلو مورد استفاده قرار گرفت که شرح این متغیرها و تراز مورد استفاده در جدول(۱) آمده است. در گام سوم با توجه به قرار گیری ارتفاع ایستگاه شهرکرد بین سطوح فشار ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و عدم ثبت داده برای ارتفاع مذکور، سعی شده که با استفاده از معادلات فیزیکی مقادیر متغیر های هواشناختی سطح حوضه محاسبه گردد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

برای تعیین نمایه قائم شرایط رخداد بارش سنگین مقادیر افت محیطی دما، میزان فشار، نقطه شبنم، دمای بالقوه خشک و دمای بالقوه تر با استفاده از روابط زیر برآورد گردیده، سپس به کمک شاخص های دینامیکی برادباری و راکلیف میزان پایداری و ناپایداری جو و احتمال رخداد رگبار و تندر مشخص شده است.

در ابتدا با استفاده از افت محیطی دما بین ارتفاع سطوح ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال در هر ساعت پایشی میزان دما تخمین زده شد. سپس میزان فشار با استفاده از معادله فراسنجی برای هر ساعت پایشی محاسبه شد(رابطه ۱).

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{mg}{R\bar{T}^*}(z_2 - z_1) \quad \text{رابطه(1)}$$

در این رابطه z_2 ارتفاع ایستگاه برحسب متر، z_1 ارتفاع سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب متر، p_2 فشار ایستگاه بر حسب هکتوپاسکال p_1 سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال ، g شتاب گرانی زمین برحسب متر بر ثانیه، m جرم مولکولی هوای خشک بر حسب گرم، R ثابت هوای خشک ژول بر کیلو گرم، T^* متوسط دمای مجازی برحسب کلوین. دمای نقطه شبنم به عنوان نمادی از وضعیت رطوبتی- دمای توده هوا برای سطح حوضه تا سطح فشار ۳۰۰ هکتوپاسکال با استفاد رابطه ارائه شده توسط آقای مگنوس محاسبه شد(رابطه ۲).

$$D_p(T, RH) = \frac{\lambda.\left(\ln\left(\frac{RH}{100}\right) + \frac{\beta.T}{\lambda+T}\right)}{\beta - \left(\ln\left(\frac{RH}{100}\right) + \frac{\beta.T}{\lambda+T}\right)} \quad \text{رابطه(۲)}$$

در این رابطه β= ۱۷/ ۶۲ ، λ=۲۴۳/۱۲ ، T دمای هوا بر حسب درجه سلسیوس و RH نم نسبی بر حسب درصد. به منظور تحلیل نمایه قائم دما و دمای نقطه ی شبنم با استفاده از نرم افزار RAOB نمودار اسکیوتی برای هر ساعت پایشی پلات شد.

برای بررسی وضعیت ناپایداری خشک و اشباع توده هوا، مقدار دمای بالقوه خشک و دمای بالقوه تر توده هوا برای هر ساعت پایشی، از سطح فشار ایستگاه تا سطح فشار ۳۰۰ هکتوپاسکالی به ترتیب با استفاده از روابط(۳ و ۴) محاسبه شد

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{p_0}\right)^{\frac{R}{mCp}} \quad \text{رابطه(3)خشکیالقوهدمای}$$

این عبارت را معادله پواسون گویند و معمولاً نمای معادله را ۰/۲۸۶ گویند. $R = ۲۸۷$ و $C_p - ۱۰۰۵$ که واحد هر دو بر اساس ژول بر کیلوگرم بر کلوین می باشد. T دمای ایستگاه(کلوین)، T_0 دمای سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال(کلوین)، P فشار ایستگاه (هکتوپاسکال)، p_0 فشار سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال.

جدول۱) متغیرهای هواشناختی و تراز های مورد استفاده در این پژوهش

نام متغیر جوی	یکا و نماد	ترازهای مورد بررسی متغیر های هواشناختی
ارتفاع ژئو پتانسیل	متر	۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰، ۵۰۰ ، ۴۰۰، ۳۰۰ ،۲۵۰، ۱۵۰، ۱۰۰
دمای هوا	کلوین	۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰، ۵۰۰ ، ۴۰۰، ۳۰۰ ،۲۵۰، ۱۵۰، ۱۰۰
نم ویژه	گرم بر گرم	۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰، ۵۰۰ ، ۴۰۰، ۳۰۰
نم نسبی	درصد	۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰، ۵۰۰ ، ۴۰۰، ۳۰۰

$$C_p dT - \frac{RT}{m_d}\frac{dP_d}{P_d} + d(L\omega_s) = 0 \quad \text{رابطه(۴) تریالقوهدمای}$$

در این رابطه، Lگرمای نهان تبخیر برحسب ژول برکیلو گرم بر کلوین، ω_s محتوای بخار آب برحسب گرم بر گرم، مشخصات C_p ، m_d ، R مانند روابط گذشته است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

در پایان برای ارائه یک معیار کلی از وضعیت جو از دو شاخص برادباری[۱] و راکلیف[۲] طبق روابط (۵ و ۶) و جداول (۲و۳) استفاده شد.

$$Bi = \theta_w 500 - \theta_w 850$$ رابطه(5)

Bi شاخص ناپایداری برآدباری، $\theta_w 500$ دمای بالقوه تر تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ $\theta_w 850$ دمای بالقوه تر تراز فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال. مقادیر شاخص برآدباری مطابق جدول(۲) می باشد

جدول۲) مشخصات شاخص برادباری

مقدار ناپایداری	میزان شاخص Ei
ناپایداری درتابستان	< -2
ناپایداری در زمستان	$< +3$
ناپایداری درکل فصول	$< +3$

منبع: http://www.skystef.be/weather-calculators.htm

راکلیف این شاخص احتمال رخداد رگبار را بر اساس اختلاف دمای بالقوه تر سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای خشک سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برآورد می نماید. راکلیف مقدار این شاخص را مطابق با جدول (۳) می داند.

$$Ri - \theta_w 850 - T500$$ رابطه(6)

جدول۳) مشخصات شاخص راکلیف

مقدار ناپایداری	میزان شاخص RI
احتمال رگبار	> 25
احتمال تندر همراه رگبار	$25 - 29$
تندر	> 30

منبع: http://www.skystef.be/weather-calculators.htm

به دلیل کوهستانی بودن حوضه به جای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در این دو رابطه استفاده نمودیم. در این پژوهش برای نیل به اهداف مورد نظر، در ابتدا با استفاده از شاخص استاندارد مقادیر سیلاب طی دوره آماری ۱۳۸۹-۱۳۶۴مورد بررسی قرار گرفته اند که در این بین شش مورد ازشدیدترین سیلاب های رخ داده در حوضه بهشت آباد طبق شاخص مذکور به منظور بررسی شرایط دینامیکی و سینوپتیکی انتخاب گردیده اند که در این پژوهش تنها سیلاب ثبت شده بهمن ۱۳۸۴، به عنوان بزرگ ترین سیلاب و شرایط حدی دبی –بارش حوضه ارائه می گردد.

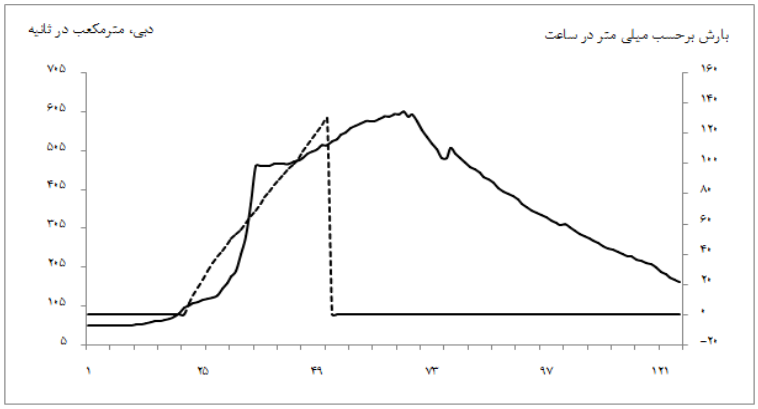
[۱] Bradbury Index

[۲] Rackliff Index

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

یافته های پژوهش:

سیلاب بیست و یکم بهمن ماه ۱۳۸۴ با دبی ۶۰۵ متر مکعب در طی دوره آماربرداری ایستگاه هیدرومتری بهشت آباد طی سال های ۱۳۸۹-۱۳۶۴، بزرگ ترین دبی ثبت شده را به خود اختصاص داده است. این سیلاب نتیجه بارش های یک دوره بارش متوالی ۳ روز می باشد که مقادیر آن در ایستگاههای فارسان، شهرکرد و بروجن به ترتیب برابر با ۱۵۷،۹۶ و ۶۲ میلیمتر به ثبت رسیده است. نمودار شماره (۱)، هیدروگراف ساعتی و هایترگراف بارش های حوضه را نشان می دهد.



نمودار ۱) هیدروگراف و هایترگراف سیلاب بهمن ۱۳۸٤ حوضه بهشت آباد

بر اساس نمودار شماره (۱)، ضریب رواناب سیلاب ذکر شده ۳۵ درصد بوده و البته با درنظر گرفتن متوسط ضریب رواناب ۲۰ درصد برای حوضه(مطالعات طرح جامع حوضه کارون شمالی)، ۱۵ درصد رواناب حاصله ناشی از ذوب برف موجود در حوضه طی ماه های قبل است.

در چارچوب روش تحقیق ارائه شده و هدف پژوهش، در ابتدا مشخصات ترمودینامیکی بارش های موجد سیلاب منتخب حوضه متناسب با شاخص های مانند فشار توده هوا در سطح حوضه،دمای توده هوا، دمای نقطه شبنم، دمای بالقوه تر،پایه ابر فرارفتی،شاخص راکلیف،شاخص برادباری و شدت بارش در طی ساعات قبل از شروع بارش تا روز حداکثر دبی لحظه ای سیلاب و در ادامه تحلیل شرایط همدید سیلاب بر اساس روابط و داده های جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارائه شده، در بخش روش تحقیق (معادلات شماره ۱ الی ۶) محاسبه گردیده است. مقادیر محاسباتی هر کدام از پارامترها به تفکیک روز و ساعت زولو در جدول شماره(۴) ارائه شده است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

جدول ٤) خصوصیات متغیرهای هواشناختی و شدت بارش در روزهای تحت مطالعه مربوط به سیلاب۱۳۸٤/۱۱/۲۱

ساعت	تاریخ	فشار (میلیبار)	دما درجه سلسیوس	نقطه شبنم درجه سلسیوس (CCL)	دمای بالقوه تر درجه سلسیوس	پایه ابر (LCL)	شاخص راکلیف درجه سلسیوس	شاخص برادباری درجه سلسیوس	شدت بارش میلی متر در ساعت
۰۶	۸۴/۱۱/۱۹	۷۹۴/۹۶	۸/۷	۸/۴	۱۷/۹۷	۷۹۱/۳۵	۳۲/۶۳	۰/۰۰۲	–
۱۲	۸۴/۱۱/۱۹	۷۹۳/۳۴	۱۰/۵	۱۰/۵	۱۹/۷	۷۹۳/۳۴	۳۳/۶۷	-۲/۱۵	۵/۵۳
۱۸	۸۴/۱۱/۱۹	۷۹۳/۳۲	۹/۵	۹/۳	۱۸/۷	۷۹۱/۵۱	۳۱/۳۳	۰/۵۹	۳/۳۷
۰۶	۸۴/۱۱/۲۰	۷۹۱/۶۶	۹/۴	۸/۸	۱۸/۴۸	۷۸۴/۴	۳۲/۲	۰/۲۴	۳/۰۵
۱۲	۸۴/۱۱/۲۰	۷۹۱/۳۵	۶/۲	۶/۲	۱۶	۷۹۱/۳۵	۲۹/۵۸	۲/۴۷	۲/۹۲
۱۸	۸۴/۱۱/۲۰	۷۹۴/۶	۳/۲	۳/۲	۱۳/۴	۷۹۴/۶	۲۷/۸۴	۴/۲	
۰۶	۸۴/۱۱/۲۱	۷۹۷/۵۶	۱/۳	۰/۴۶	۱۱/۵	۷۸۷	۲۵	۶/۳	
۱۲	۸۴/۱۱/۲۱	۷۹۷/۱۳	۵/۳۲	-۴/۸	۱۱/۶	۶۸۱/۳	۲۶/۴	۵/۵	
۱۸	۸۴/۱۱/۲۱	۷۹۸	۳/۶	-۵/۸۶	۱۰/۴۸	۶۸۹	۲۶/۷	۵/۷	

تحلیل ترمودینامیکی سیلاب:

بر اساس جدول شماره (۴)، فشار دارای یک حرکت رفت و برگشتی در طی دوره سیلاب می باشد. بدین معنی که میزان فشار سطح حوضه در ساعت ۶ زولو مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۱۹حدود ۷۹۵ میلی بار شروع شده و با افت آهنگ حدود ۳/۶۱ میلی بار در ساعت۱۲ زولو مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۲۰ به حداقل فشار در طی دوره سیلاب رسیده که این میزان افت بیانگر ورود توده هوای گرم و در همین دوره مقایسه دما محیط و دمای نقطه شبنم حاکی کاهش اختلاف این دو و مهیا شدن شرایط ریزش بارش است.

گرادیان دمای بالقوه تر منطقه به عنوان مهم ترین شاخص نشان دهنده وجود تمایز دو توده هوا(شکل گیری جبهه) در ساعت ۱۲ زولو مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۱۹ با دمای ۱۹/۷ درجه سلسیوس که در مقایسه با ساعت قبل از خود حدود ۲ درجه سلسیوس افزایش یافته، بیانگر حداکثر ناپایداری می باشد. این میزان ناپایداری با حداکثر پایه فرارفتی ابر، بالاترین میزان شاخص راکلیف و پایین ترین مقدار شاخص برادباری و همچنین بیشترین میزان شدت بارش همزمان می باشد.

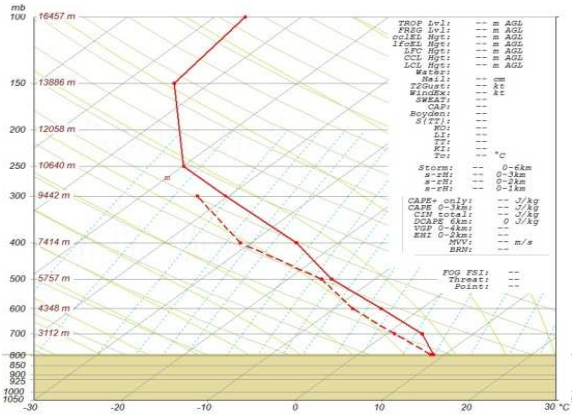
کاهش اندک فشار و نزدیکی دما محیط و نقطه شبنم و همچنین مقادیر نزدیک به هم دمای بالقوه تر از ساعت ۱۲ زلوی روز ۸۴/۱۱/۱۹ تا ساعت ۱۲ زلو ی روز ۱۱/۲۰ /۸۴ حاکی از حاکمیت جبهه سرد ولی از ساعت ۱۲ زلو مورخ ۱۳۸۴/۱۱/۲۰ به بعد دمای محیط، دمای بالقوه تر دچار افت گردیده و فشار افزایش یافته که این نشانه ی عبور جبهه سرد و جایگزینی توده هوای سرد به جای هوای گرم می باشد. از این ساعت به بعد بارش های ایستگاه خاتمه می یابند. به نحوی که تا ساعت ۱۸ زلوی روز ۲۱/ ۸۴/۱۱ روند فشار و دمای بالقوه تر تقریباً ثابت است. شاخص های LCL و CCL بیانگر وضعیت ذکر شده می باشند، به نحوی که سطح رخداد میعان(تبدیل بخار آب به مایع) LCL در این روز تراز۷۹۳/۳۴ میلی باری را نشان می دهد. علاوه بر آن سطح تراز میعان همرفتی که با دمای نقطه شبنم نشان داده شده است، نیز با ۱۰/۵ درجه سانتیگراد بهترین شرایط ریزش و همرفت در طول طوفان را نشان می دهد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

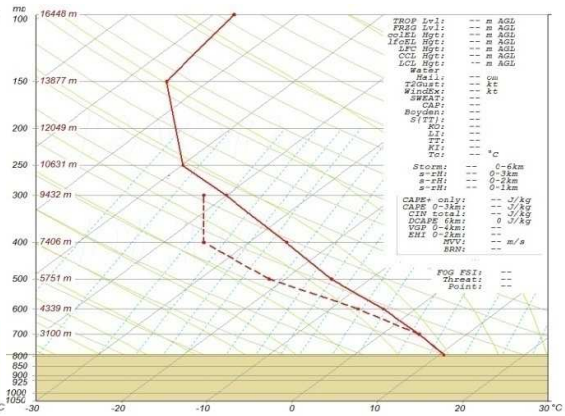
نمودار اسکیوتی (۲)، در ساعت ۰۶ زلو روز نوزدهم نشان می دهد که لایه در آغاز اشباع نبوده، منحنی حالت در طرف راست منحنی بی دروی خشک افزایش دمای بالقوه خشک با ارتفاع و پایداری خشک را نشان می دهد. اما بررسی منحنی بی دروی اشباع نسبت به منحنی حالت اشباع نشان می دهد که اگر لایه در آغاز دچار اشباع گردد و یا به هر نحوی تا تراز ۷۹۱ هکتوپاسکال فرازش یابد لایه دچار ناپایداری شدیدی شده و به عبارتی لایه در این ساعت دارای ناپایداری مشروط می باشد.

نمودارشماره(۳)، ساعت ۱۲ زلو نشان می دهد که لایه در آغاز اشباع، منحنی حالت اشباع به طرف چپ منحنی بی درو اشباع کشیده و ازسطح ایستگاه تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کج می شود. یعنی دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع کاهش می یابد و ناپایداری شدید، غلبه تندر و رگبار شدید را بر روی حوضه به دنبال دارد. در همین دوره شاخص های محاسباتی دینامیکی راکلیف و برآدباری به مقدار۳۳/۶۷ و ۲/۱۶- وقوع تندر و ناپایداری شدید را تأیید می نمایند. به طوری که ایستگاه های باران سنجی در این ساعت شدید ترین بارش ها برابر با ۵/۵۳ میلی متر در ساعت را نشان می دهند. نمودار های شماره (۴ ، ۵ و۶) به ترتیب ساعت ۱۸ زلوی روز نوزدهم و ۰۶ و ۱۲ زلوی روز بیستم و شاخص های دینامیکی ساعات مذکور تداوم ناپایداری و بارش را در حوضه بیان می نمایند. در صورتی که نمودار شماره (۷) ساعت ۱۸ زلوی روز بیستم نشان می دهد که علی رغم اشباع بودن توده در سطح حوضه، اما منحنی حالت اشباع فقط تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به طرف چپ منحنی شبه بی دروی خارج شده از ایستگاه کج می شود. از این تراز به بعد منحنی حالت اشباع به طرف راست منحنی شبه بی درو کج می شود. در واقع این امر حکایت از قرار گیری همگرایی بالا و ریزش هوای سرد بر روی ایستگاه و جلو گیری از فرازش هوا علی رغم ناپایداری سطحی دارد. همچنین شاخص های دینامیکی راکلیف با ۸۴/ ۲۷و برادباری با ۴/۲ درجه سلسیوس (جدول شماره۴) نیز غلبه پایداری و خاتمه بارش را تأیید می نمایند. این روند تا ساعت ۱۸ زلوی روز بیست و یکم ادامه می یابد.

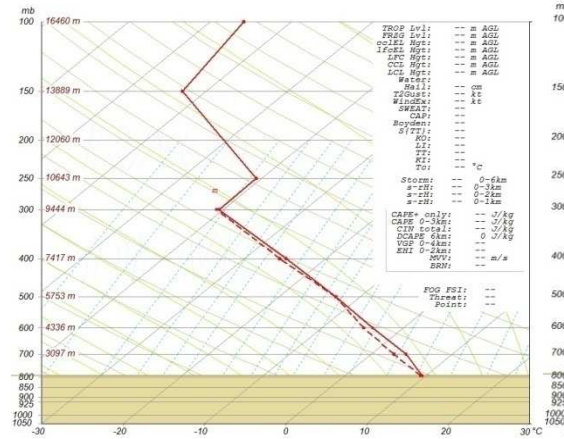
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]



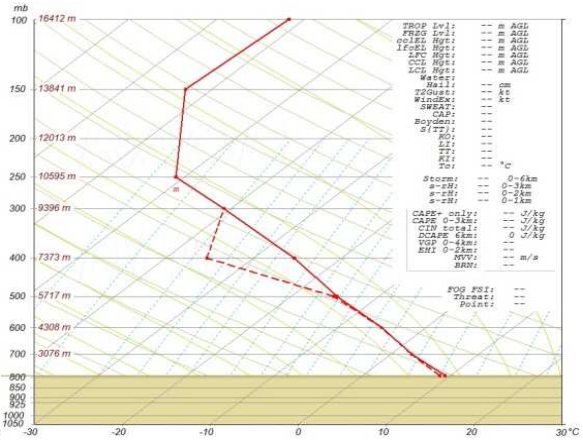
شکل۲) نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸٤/۱۱/۱۹ ساعت۰٦زلو



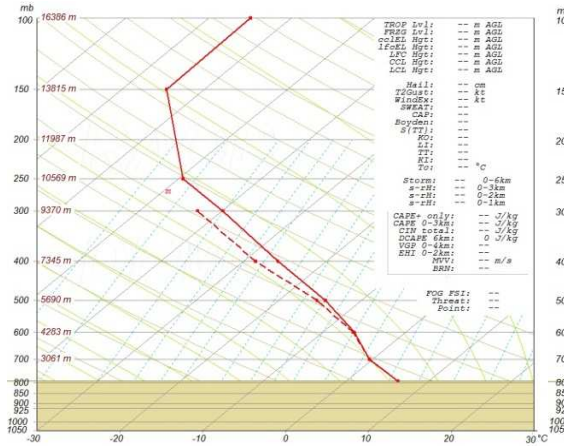
شکل۳) نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸٤/۱۱/۱۹ ساعت۱۲زلو



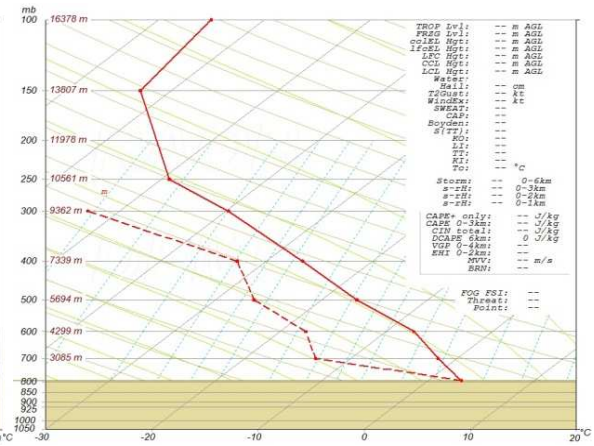
شکل٤) نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸٤/۱۱/۱۹ ساعت۱۸زلو



شکل۵) نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸٤/۱۱/۲۰ ساعت۱۲زلو



شکل۷) نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸٤/۱۱/۱۹ ساعت۱۸زلو



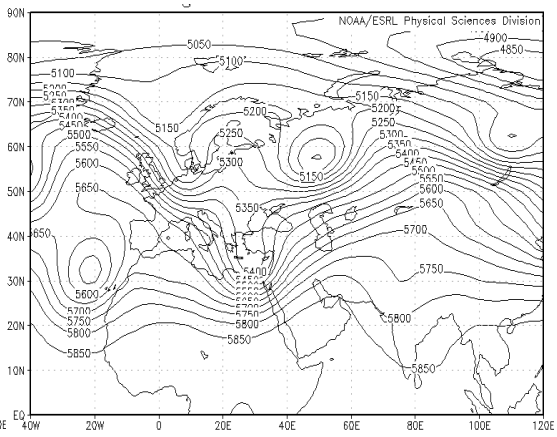
شکل٦) نمودار اسکیوتی روز ۱۳۸٤/۱۱/۲۰ ساعت۱۲زلو

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

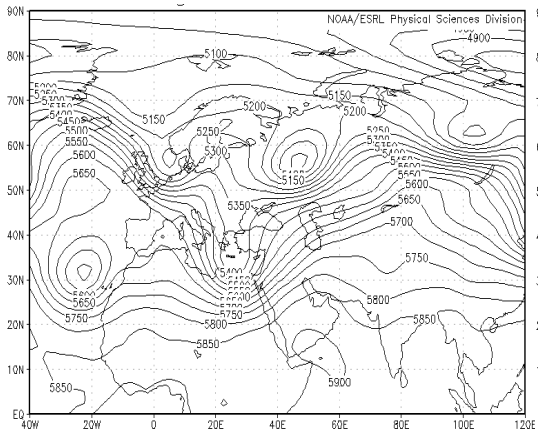
تحلیل همدید سیلاب:

تحلیل همدید بارش های موجد سیلاب منتخب حوضه بهشت آباد با توجه به نقشه های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد که در ساعت ۰۶ زلوی روز ۱۱/۱۹/ ۱۳۸۴ (شکل ۸) گسترش فراز اقیانوس اطلس به سمت قطب و جابه جای تاوه قطبی از موقعیت متوسط خود بر روی کلاهک قطبی و گسترش پایین سوی آن به سمت عرض های میانی شده، به نحوی که در این ساعت یکی از سلول های تاوه قطبی بر روی شمال غرب و غرب روسیه قرار می گیرد. این عمل باعث افزایش تاوایی پتانسیل بر روی اروپا و منطقه مدیترانه و همچنین کاهش شیو نصف النهاری و افزایش شیو مداری و جایگزینی الگوی نصف النهاری به جای الگوی مداری در مناطق مذکور شده است. در نتیجه فرود عمیقی در نیمه شرقی دریای مدیترانه بر روی دریای یونان و فرازی در غرب اروپا شکل گرفته به طوری که ریزش هوای سرد عرض های بالا توسط نیمه شرقی فراز اروپایی باعث تقویت فرود مذکور و حرکت شرق سوی آن شده است. در ساعت ۱۲ زلوی روز ۱۱/۱۹/ ۱۳۸۴ (شکل ۱۰)، با حرکت فراز اروپایی به سمت جنوب غرب و ریزش هوای سرد بر روی فرود، فرود نیز به سمت شرق حرکت نموده به طوری که در شرق مدیترانه در امتداد جزیره قبرس تا سودان قرار می گیرد، که در این ساعت نیمه غربی کشور در معرض تاوایی مثبت و ناپایداری شدید حاصل از آن قرار می گیرد. در ساعت ۰۶و ۱۲ زلوی روز ۸۴/۱۱/۲۰ (شکل ۱۱)سلول تاوه قطبی با جهت جنوب غربی- شمال شرقی به سمت عرضهای شمالی روسیه حرکت کرده و همزمان فراز مستقر بر روی غرب اروپا ضمن حرکت شرق سو بسیار ضعیف گشته و بر روی دریای یونان قرار می گیرد. ضعف فراز و کاهش عمق آن به معنی قطع ریزش هوای سرد عرض های بالا توسط فراز بر روی محور فرود می باشد. در این رابطه فرود نیز ضمن ضعیف شدن و کاهش عمق با جهت شمال غربی – جنوب شرقی بر روی ترکیه و غرب ایران قرار می گیرد. با این وجود نیمه غربی کشور هنوز در معرض وزش چرخندگی مثبت و ناپایداری قرار دارد. در ساعت ۰۶و ۱۲ زلوی روز ۱۱/۲۱/ ۱۳۸۴ (شکل ۱۲ و ۱۳)، سلول کم ارتفاع بریده بر روی شمال دریای آدریاتیک قرار می گیرد و همچنین محور فراز عمیقی از اکراین تا جنوب دریای خزر کشیده می شود. همچنین فرود ترکیه- غرب ایران نیز به سمت شمال شرق حرکت کرده و از ایران خارج می گردد. در این ساعات الگوی نصف النهاری از بین رفته و الگوی مداری و پایداری بر نیمه ی غربی کشور و حوضه تحت مطالعه حاکم می گردد. یافته های حاصل از تبیین همدیدی جو با استفاده از نقشه های سطوح ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای تحت مطالعه منطبق بر تبیین فیزیکی و ترمودینامیکی جو می باشد.

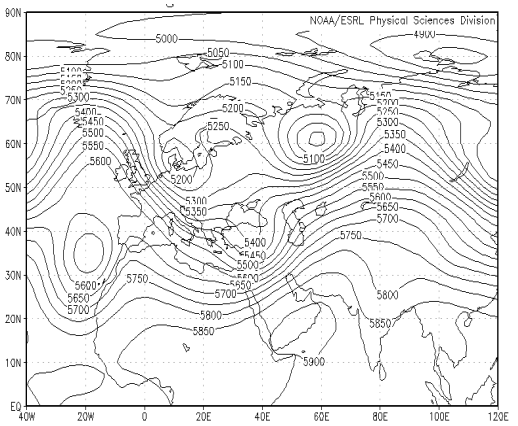
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]



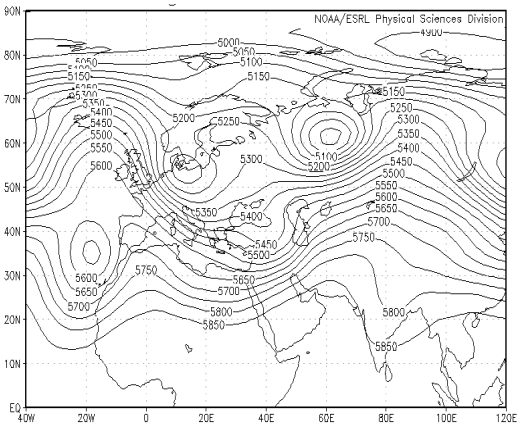
شکل۸) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بارروز ۲۰/ ۸٤/۱۱ ساعت ۰٦ زلو



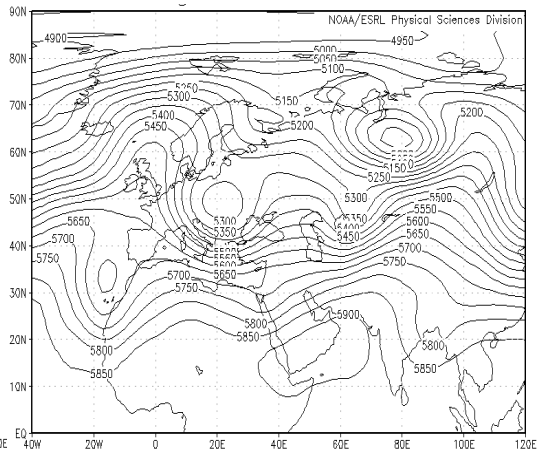
شکل۹) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۲۰/ ۸٤/۱۱ ساعت ۱۲ زلو



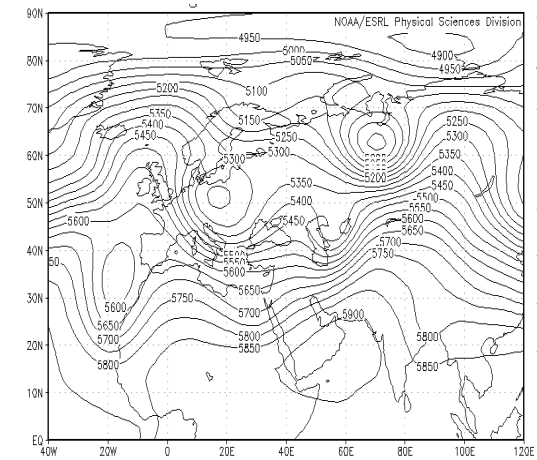
شکل۱۰) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بارروز ۲۰/ ۸٤/۱۱ ساعت ۰٦ زلو



شکل۱۱) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۲۰/ ۸٤/۱۱ ساعت ۱۲ زلو



شکل۱۲) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بارروز ۲۰/ ۸٤/۱۱ ساعت ۰٦ زلو



شکل۱۳) نقشه تراز ۵۰۰ میلی بار روز ۲۰/ ۸٤/۱۱ ساعت ۱۲ زلو

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

نتیجه گیری

تحلیل ترمودینامیک حوضه، بیانگر همزمانی رخداد رگبارهای شدید و رخداد تندر با شرایط ترمودینامیکی با مشخصات زیر می باشد. میزان شدیدترین ناپایداری و وقوع تندر با بالاترین میزان شاخص راکلیف۳۳/۶۷ و پایین ترین مقدار شاخص برادباری۲/۱۵-، کاهش دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع، یعنی قرار گیری منحنی حالت اشباع در طرف چپ منحنی بی دروی اشباع و همچنین بیشترین میزان شدت بارش حوضه به مقدار ۵/۵۳ میلی متر در ساعت همزمان می باشد. همچنین بررسی ترمودینامیکی روزهای تحت مطالعه نشان داد که در مناطقی که فاقد ایستگاه رادیو سوند می باشند، می توان از داده های شبکه NCEP/NCAR با توجه به طول و عرض و ارتفاع منطقه مورد مطالعه مناسب ترین نقطه شبکه را برای منطقه تشخیص داد و اقدام به ترسیم نمودارهای ترمودینامیکی و تبیین نمایه های قائم لایه ی جو نمود. همچنین نتایج پژوهش نشان می دهد که شاخص برآدباری می تواند شاخص مورد اعتمادی در تعیین پایداری و ناپایداری لایه جو باشد. اما استفاده از شاخص راکلیف در مناطق کوهستانی و به خصوص مناطقی که دارای ارتفاعی بیشتر از ۱۶۰۰ متر می باشند، باید با احتیاط مورد استفاده قرار گیرد.

تحلیل همدید نشان داد که هرگاه پر ارتفاع اقیانوس اطلس- اروپا به سمت قطب حرکت کند، باعث کشیدگی تاوه قطبی و تقسیم شدن آن به چندین سلول در عرض های پایین می شود با استقرار الگوی نصف النهاری، بادهای غربی ضمن کاهش سرعتشان به سمت عرض های پایین تر (مدیترانه و خاورمیانه) جابه جا می شوند. با این شرایط به وجود آمده در بادهای غربی فرازها و فرودها عمیق تر شده و در این مواقع شاهد تشکیل و تقویت سامانه های بارش زا در مناطق مدیترانه و خاور میانه می باشیم.

در نهایت باید اذعان نمود که شرایط مساعد جو بالا و پوشش مناسب برف در سطح حوضه شرایط لازم را جهت رخداد یک سیلاب ترکیبی با دبی بالا در حوضه بهشت آباد مهیا نموده است. به نحوی که تحلیل هیدروگراف سیل منتخب و حجم بارش رخداده در سطح حوضه نشان می دهد که سیلاب های بزرگ حوضه نتیجه ذوب برف انباشته در ماه های قبل از سیلاب و ریزش بارش مایع در دوره مورد بررسی می باشد. علاوه بر آن با کمک شاخص های ترمودینامیکی و تحلیل همدید نقش های تراز بالای جو می توان با پیش بینی دقیق از حجم آب قابل بارش و داده های زمینی شدت بارش، سیلاب را پیش بینی نمود و حداقل در زمان رخداد سیلاب با انجام عملیات پیش آگاهی از مقدار خسارات آن کاست.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

منابع و مآخذ

۱) تاج بخش، سحر و همکاران(۱۳۸۸)، روشی برای پیش بینی رخداد توفان های تندری با طرح دو بررسی موردی. مجله ی فیزیک زمین و فضا. شماره ۴، صص ۱۴۷-۱۶۶.

۲) حجتی زاده، رحیم(۱۳۸۱)، بررسی سینوپتیکی سیلاب رودهای دامنه غربی زاگرس (با تأکید بر حوضه های آبی کرخه و کارون- دز ، پایان نامه دکتری اقلیم شناسی، استادراهنما؛ دکتر محمد رضا کاویانی، دکتر حسنعلی غیور ، دانشگاه اصفهان.

۳) رابرت بایرز، هاریس(۱۳۷۷)، هواشناسی عمومی، برگردان، تاج الدین بنی هاشم و دیگران، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی ۱۳۷۷.

۴) رحیمی، داریوش(۱۳۸۸)،تأثیر رگبارهای منفرد بر مدیریت بحران سیلاب در حوضه فارسان، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره۳۵ ، پاییز ۱۳۸۸، صص ۱۰۰-۸۵.

۵) رحیمی، داریوش(۱۳۸۵)، «بررسی سیلاب محتمل کارون شمالی»، پایان نامه دکتری اقلیم شناسی، استاد راهنما؛ دکتر جواد خوشحال، دانشگاه اصفهان.

۶) روش، تریپله(۱۳۸۰)، هواشناسی عمومی، برگردان، جمشید شاهرخی، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی ۱۳۸۰.

۷) صادقی حسینی، علی رضا و رضائیان، مهتاب.(۱۳۸۵) ؛ بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابر های همرفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا جلد ۳۲، شماره۲، ۱۳۸۵ صص ۹۸-۸۳.

۸) قائمی، هوشنگ(۱۳۸۵)، هواشناسی عمومی، انتشارات سمت. ۱۳۸۵.

۹) مارتین، جاناتان(۱۳۸۸)،دینامیک جو در عرض میانه، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، انتشارات سمت،۱۳۸۸.

۱۰) مسعودیان، سید ابولفضل(۱۳۸۴)،شناسایی الگوهای گردشی پدید آورنده سیلاب های بزرگ در کارون،مجله جغرافیا و توسعه شماره ۵.

۱۱) موسوی بایگی، سید محمد. و اشرف، بتول(۱۳۸۹)، بررسی و مطالعه نمایه قائم هوای منجر به بارندگی های مخرب تابستانه(مطالعه موردی: مشهد) نشریه آب و خاک. جلد ۲۴ شماره ۵، ۱۳۸۹ صص۱۰۴۸-۱۰۳۶.

۱۲) نجف پور، بهرام(۱۳۸۵)، «شناسایی الگوهای گردشی ایجاد کننده سیلاب در حوضه مند»، پایان نامه دکتری اقلیم شناسی، استادراهنما؛ دکتر محمد رضا کاویانی، دکتر مسعودیان، دانشگاه اصفهان.

۱۳) Banacos , Peter c, David M. Schultz (۲۰۰۴),The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives. WEATHER AND FORECASTING VOLUME ۲۰JUNE ۲۰.

۱۴) Brown, J. M., (۱۹۸۶), Adecision tree for forecasting down slope winds in Colorado, Preprints II ThConf. Weather Forecasting and Analysis, Kansas City, Am. Meteorol. Soc., ۸۳-۸۸.

۱۵) Kato,Teruyu ki (۲۰۰۴), formation features of ۲۰۰۴ Nigata-Fukushima and Fukui heavy rain rain fall and problems in the precipitation using a cluded resolving model.Solla,vol.,doi ۱۰,۲۱۵۱ /sola.۲,۲۰۰۴.

۱۶) Robert P., Harnack D., jensan D., and joseph R. (۱۹۹۸), Investigation of upper–air conditions occurring with heavy summer rain in Utah. International journal of climatology int, ۱۱:۱۱۲-۱۳۰.

۱۷) Tuduri,elisa (۱۹۹۷), The Environments of Significant Convective Events in the Western Mediterranean.juornal of weather and forecasting,volume ۱۲,p ۲۹۴-۳۰۶.

۱۸) Turcotte, V., and Vigneux, D. (۱۹۸۷), Severe thunderstorms and hail forecasting using derived parameters from Standard RAOBS data. Preprints, Second Workshop on Operational Meteorology, Halifax, NS, Canada, Atmospheric Environment Service/Can Meteorol Ocean. Soc., ۱۴۲–۱۵۳.

۱۹) W.K.sly (۱۹۹۶),A convective index as an indicator cumulonimbus Development Journal of applied meteorology. Volume ۵. P, ۸۳۹-۸۴۹.

۲۰) www.cdc.noaa.gov.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-27]