

## تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیلاب‌های لحظه‌ای مناطق خشک (حوضه زاینده رود)

داریوش رحیمی<sup>۱\*</sup> و حمید میر هاشمی<sup>۲</sup> و فاطمه عابدی<sup>۳</sup>

\* نویسنده مسئول، استادیار دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی - دانشگاه اصفهان

۲- کارشناسی ارشد اقلیم شناسی دانشگاه اصفهان

۳- کارشناسی ارشد اقلیم شناسی دانشگاه اصفهان

تاریخ پذیرش: ۹۱/۸/۲۷

تاریخ دریافت: ۹۰/۴/۲۰

### چکیده

بارش‌های سنگین به دلیل نقشی که در رخداد سیلاب‌های بزرگ دارند از جمله عوامل موجد بحران محسوب می‌شوند. بخش آبخیز حوضه سد زاینده رود (بالا دست سد) به عنوان مهم‌ترین رودخانه مرکزی ایران با فراوانی بیشتر سیلاب‌های بزرگ روبه‌رو بوده است. سیلاب سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ با دبی ۶۴۶ مترمکعب در ثانیه در ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ با شاخص‌های استاندارد  $SFI=10/47$  در حوضه مورد مطالعه رخ داده است. این سیلاب به عنوان بزرگ‌ترین سیلاب ثبت شده طی دوره آماری سال‌های ۸۸-۱۳۵۱ در حوضه سد زاینده رود برای بررسی انتخاب و جهت بررسی شرایط ترمودینامیکی و سینوپتیکی انتخاب گردید. بررسی متغیرهای هواشناسی و نمودارهای ترمودینامیکی نشان داد تغییرات دمای بالقوه‌تر معیار مناسبی جهت شناخت شرایط توفان است. محاسبات ترمودینامیکی شاخص راکلیف با  $33/6$  درجه سلسیوس و شاخص برادباری با  $1/58$  - نشان دهنده شدت بارش‌های بالا در حوضه است. علاوه بر آن تحلیل هم‌دید تراز  $500$  هکتوپاسکال نشان داد که شرایط مساعد ترمودینامیکی رخداد سیلاب با گسترش پر ارتفاع اقیانوس اطلس - اروپا به سمت قطب، حرکت تاوه قطبی به سمت عرض‌های پایین، غالب شدن الگوی نصف النهاری بر روی منطقه مدیترانه و خاورمیانه و تشکیل فرازی در غرب مدیترانه، فرود عمیقی در شرق مدیترانه، قرارگیری ایران در معرض وزش تاوایی مثبت و ورود سامانه‌های بارش‌زا به حوضه منطبق است.

کلید واژه‌ها: حوضه سد زاینده رود، نمودار اسکیتوی، دمای بالقوه‌تر، کم ارتفاع بریده

### مقدمه

مطالعات خارجی و داخلی فراوانی عمدتاً با دیدگاه‌های هم‌دیدگی یا ترمودینامیکی و یا آماری انجام شده است. در زیر به چندین مورد از این مطالعات اشاره می‌گردد. صادقی حسینی و رضاییان به بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان پرداختند، آنها بعد از محاسبه و انجام عملیات آماری بر روی داده‌های بارش و داده‌های هواشناسی دریافتند که شاخص آب قابل بارش ابر نسبت به شاخص‌های شولتر،  $k$  و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی بهترین معرف در این زمینه می‌باشد (۷). تاج بخش و همکاران در پژوهشی با تحلیل برخی از مهم‌ترین خروجی‌های مدل منطقه‌ای (MMA5) دریافتند که شاخص‌های بزرگ مقیاس وقوع توفان تندی، مشابه غالب ناپایداری‌های جوی بوده و پیش بینی این پدیده نیازمند اجرای مدل‌های منطقه‌ای میان مقیاس است (۱). موسوی بایگی و اشرف در بررسی سه بارش رخ داده در

حوضه آبریز سد زاینده رود با مساحتی حدود  $4262$  کیلومتر مربع و محیط  $362$  کیلومتر در منطقه‌ای با مختصات جغرافیایی  $54^{\circ}$ ،  $49^{\circ}$  تا  $45^{\circ}$ ،  $50^{\circ}$  طول شرقی و  $18^{\circ}$ ،  $33^{\circ}$  تا  $12^{\circ}$ ، عرض شمالی قرار گرفته است.

با توجه به قرارگیری حوضه در بخش مرکزی کشور و متاثر شدن از سامانه‌های غربی و جنوب غربی و همچنین ماهیت کوهستانی و نیمه‌خشک حوضه، در بعضی از زمان‌ها ترکیب این عوامل باعث رخداد بارش‌ها، سیلاب‌های مخرب و خسارت‌های مالی و جانی فراوانی می‌شود. علی‌رغم رخداد سیلاب‌های مخرب و همچنین اهمیت حوضه از لحاظ تأمین حجم قابل توجهی از آب مناطق مرکزی کشور مطالعات کمی بر روی شرایط و نمایه‌های قائم هوا در هنگام رخداد این گونه رگبارهای شدید موجد سیلاب‌های مخرب در حوضه انجام شده است. در مورد رخداد بارش‌های ابر سنگین موجد سیلاب

است. بنابراین بررسی و شناخت ماهیت این سیلاب‌ها، عوامل ایجاد کننده آن و همچنین پیش بینی رخداد سیلاب از جمله اقداماتی هستند که باعث کاهش خسارت می‌گردد. هدف پژوهش حاضر تبیین ترمودینامیکی و بررسی نمایه قائم جو منجر به بارش‌های مخرب موجد سیلاب و شناخت شرایط جوی حوضه در هنگام ورود سامانه و فرایندهای آن با استفاده از ترسیم نقشه‌ها و نمودارها ویژه ترمودینامیکی و ارائه‌ی الگوی مناسب و منطبق با این شرایط جوی در جهت پیش بینی این بارش‌های مخرب و کاهش خسارت ناشی از این بارش‌ها می‌باشد. با توجه به نقش ریزش‌های جوی منطقه کوه‌رنگ در رخداد سیلاب‌های حوضه زاینده‌رود لذا بارش‌های این منطقه مورد تحلیل قرار می‌گیرد.

### مواد و روش‌ها

در پژوهش حاضر، سعی شده شرایط همدید و ترمودینامیکی قائم لایه‌ی جو در روزهای بارشی موجد سیلاب مورد تبیین قرار گیرد، لذا برای مشخص نمودن این روزها، داده‌های دبی در بازه زمانی روزانه از ایستگاه دبی‌سنجی قلعه شاهرخ و داده‌های بارش نیز در همین بازه زمانی مربوط به ایستگاه سینوپتیک کوه‌رنگ (ایستگاه نماینده حوضه) از سازمان هواشناسی و شرکت آب منطقه‌ای استان چهارمحال بختیاری اخذ گردید. برای تبیین شرایط همدید و مشخص نمودن سامانه‌های موثر در رخداد بارش‌های مذکور، نقشه‌های فشار سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده‌ای به طول ۴۰- درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض صفر تا ۹۰ درجه شمالی از پایگاه داده‌های باز تحلیل شده NCEP/NCAR استخراج و مورد بررسی قرار گرفت. جهت بررسی شرایط قائم لایه‌ی جو و ترسیم نمودار ترمودینامیکی ابتدا بایستی مقادیر دما و نقطه شبنم برای هر یک از ترازهای ارتفاعی مشخص گردد، ولی به دلیل فقدان رادیو سوند و هدف تحقیق تلاش گردید با توجه به داده‌های شبکه NCEP/NCAR<sup>۱</sup> و محاسبه معادلات فیزیکی بر روی این داده‌ها این نقیصه بر طرف شود.

با توجه به هدف تحقیق طبق الگوریتم زیر عمل گردیده است: در گام اول برای مشخص نمودن نقطه نماینده مناسب جهت استفاده داده‌ها و تبیین شرایط قائم، با توجه به طول و عرض حوضه چهار نقطه برای (۵۰، ۳۰، ۵۲/۵، ۳۰ و ۵۰، ۳۲/۵، ۵۲/۵، ۳۲/۵) حوضه مشخص شد، سپس از میان این چهار نقطه، نقطه با طول ۵۰ درجه شرقی و ۳۲/۵ درجه شمالی با توجه به نزدیک‌ترین فاصله با ایستگاه سینوپتیک کوه‌رنگ با ارتفاع ۲۲۸۵ متر از سطح دریا انتخاب گردید. در گام دوم متوسط روزانه مقادیر متغیرهای هواشناختی مربوط به این نقطه 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 کوه‌رنگ بین سطوح فشار ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و عدم ثبت داده برای ارتفاع مذکور، سعی شده که با استفاده از معادله‌های فیزیکی (۱) الی (۶) مقادیر متغیرهای هواشناختی سطح حوضه محاسبه گردد.

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 (۱۰). حتی‌زاده سیلاب‌های کارون را بررسی و بزرگ‌ترین آنها را در قالب هفت سیلاب شناسایی و شرایط سینوپتیک ایجاد کننده آنها را بررسی کرده است (۲). مسعودیان الگوهای گردشی پدید آورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون را با تأکید بر ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی و نوسانات آن را ابزار مناسبی در جهت بررسی سیلاب‌های بزرگ دانسته است. رحیمی 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 روش‌های آماری و سینوپتیک مقادیر ذکر شده را برآورد نموده است (۵ و ۴). نجف‌پور الگوهای گردشی ایجاد کننده سیلاب در حوضه مند را شناسایی و بیان کرده که با شناسایی توالی الگوهای گردشی مختوم به سیلاب، وقوع سیلاب‌های شدید را قبل از شروع بارش می‌توان پیش‌بینی کرد (۱۲). کاتو<sup>۱</sup>، بارش‌های سنگین فرو ریخته شده را بر روی ناحیه نیانگاتا فوکوشیما در ۱۸ و ۱۳ ژوئای ۲۰۰۴ را بررسی و نتیجه گرفت که عامل اصلی این بارش‌ها تشدید ناپایداری همرفتی ناشی از هوای مرطوب سطح پایین و هوای خشک سطح بالا است (۱۶). اسلی<sup>۲</sup> شاخص‌های همرفتی را برای گسترش ابرهای کومولونیمبوس در آلبرتا و ادمونتون به کار گرفت و نشان داد که این شاخص‌ها همبستگی مناسبی را با گسترش ابرها دارند (۲۱). روبرت و همکاران<sup>۳</sup> رابطه شرایط جو بالا را با رویداد بارش‌های سنگین تابستان در یوتا بررسی و در تحقیق خود نقش عوامل سینوپتیکی را مهم دانسته و نتیجه گرفته که انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس در ایجاد این بارش‌های سنگین، اهمیت فوق العاده‌ای داشته است (۱۸). تادوری<sup>۴</sup> شرایط محیطی واقع در مالورکای اسپانیا را مطالعه و آنها را در پنج گروه (تگرگ، بارش سنگین، توفان، توفان همراه بارش و تورنادو) تقسیم‌بندی نمود (۲۰). وانگ و لینگ<sup>۵</sup>، گارتسمان و گاباروف<sup>۶</sup> و گیالیو و همکاران<sup>۷</sup> نیز در تایوان و روسیه شرایط ریزش بارش‌های شدید و سیلاب‌های ناشی از آنها را بررسی نمودند (۱۵، ۱۳ و ۱۴).

حوضه زاینده رود به عنوان بزرگ‌ترین رودخانه حوضه مرکزی ایران با رخداد سیلاب‌های متعدد ناشی از بارش‌های سنگین در این حوضه آبی منجر به خسارت‌های گسترده مالی، منابع طبیعی و سازه‌های آبی به ویژه در سال‌های اخیر روبه‌رو بوده که به عنوان نمونه می‌توان به سیلاب سال‌های (۱۳۷۱، ۱۳۷۶، ۱۳۷۷، ۱۳۸۰، ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴ اشاره داشت. در تمامی سیلاب‌های ذکر شده خسارت‌های مالی شامل تخریب منازل مسکونی، آب‌گرفتگی اراضی کشاورزی، شکسته شدن سدهای خاکی، سازه‌های آبخیزداری و فرسایش شدید خاک گردیده

- 1- Kato
- 2- Sly
- 3-Robert et al.
- 4- Tuduri
- 5- Wang and Ling
- 6-Gartsmanand and Gubareva
- 7- Giulio et al.

جدول ۱- متغیرهای هواشناختی و ترازهای مورد استفاده در این پژوهش

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

از سطح فشار ایستگاه تا سطح فشار ۳۰۰ هکتوپاسکالی به ترتیب با استفاده از روابط (۳) و (۴) محاسبه شد (۳ و ۱۱):

$$\frac{T}{T_0} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{mC_p}} \quad (3)$$

این عبارت را معادله پواسون گویند و معمولاً نمای معادله را ۰/۲۸۶ در نظر می‌گیرند.  $R = 287$  و  $C_p = 1005$  که واحد هر دو بر اساس ژول بر کیلوگرم بر کلوین می‌باشد.

$T$ : دمای ایستگاه (کلوین)،  
 $T_0$ : دمای سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (کلوین)،  
 $P$ : فشار ایستگاه (هکتوپاسکال)  
 و  $p_0$  فشار سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد.

$$C_p dT - \frac{RT}{md} * \frac{dp_d}{p_d} + d(L\omega_s) = 0 \quad (4)$$

در این رابطه  $L$  گرمای نهان تبخیر برحسب ژول بر کیلو گرم بر کلوین،  
 $\omega_s$  محتوای بخار آب برحسب گرم بر گرم، مشخصات  $C_p$ ،  $m_d$  و  $R$  مانند روابط گذشته است.  
 در پایان برای ارائه یک معیار کلی از وضعیت جو از دو شاخص برادباری<sup>۱</sup> و راکلیف<sup>۲</sup> طبق روابط (۵) و (۶) و جدول‌های (۲) و (۳) استفاده شد.

$$B_i = \theta_{\omega} 500 - \theta_{\omega} 850 \quad (5)$$

$B_i$  شاخص ناپایداری برآدباری،  $\theta_{\omega} 500$  دمای بالقوه تر تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال،  $\theta_{\omega} 850$  دمای بالقوه تر تراز فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال. مقادیر شاخص برآدباری مطابق جدول (۲) می‌باشد.  
 شاخص راکلیف: این شاخص احتمال رخداد رگبار را بر اساس اختلاف دمای بالقوه تر سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای خشک سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برآورد می‌نماید (جدول ۳).

$$R_i = \theta_{\omega} 850 - T 500 \quad (6)$$

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 گردید، سپس به کمک شاخص‌های دینامیکی برادباری و راکلیف میزان پایداری و ناپایداری جو و احتمال رخداد رگبار و تندر مشخص شد.

در ابتدا با استفاده از افت محیطی دما بین ارتفاع سطوح ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال میزان دما تخمین زده شد سپس میزان فشار با استفاده از معادله فرانسجی محاسبه شد (رابطه ۱) بایریز (ص ۹۸):

$$\ln p_2 - \ln p_1 = - \frac{mg}{RT^*} = (Z_2 - Z_1) \quad (1)$$

در این رابطه  $Z_2$  ارتفاع ایستگاه برحسب متر،  
 $Z_1$ : ارتفاع سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب متر،  
 $p_2$ : فشار ایستگاه برحسب هکتوپاسکال،  
 $p_1$ : فشار سطح ۸۵۰ برحسب هکتوپاسکال،  
 $g$ : شتاب گرانی زمین برحسب متر بر ثانیه،  
 $m$ : جرم مولکولی هوای خشک برحسب 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 استفاده رابطه مگنوس محاسبه شد (رابطه ۲) (روش ص ۱۲۳)

$$D_p(T, RH) = \frac{\lambda \left( \ln \left( \frac{RH}{100} \right) + \frac{\beta * T}{\lambda + T} \right)}{\beta - \left( \ln \left( \frac{RH}{100} \right) + \frac{\beta * T}{\lambda + T} \right)} \quad (2)$$

در این رابطه  $\beta = 17/62$ ،  
 $T, \lambda = 243/12$  دمای هوا برحسب درجه سلسیوس  
 و  $RH$  نم نسبی برحسب درصد می‌باشد.

به منظور تحلیل نمایه قائم دما و دمای نقطه شبنم با استفاده از نرم افزار RAOB (۱۹)، نمودار اسکیتوتی برای هر روز پایشی رسم شد. جهت بررسی وضعیت ناپایداری خشک و اشباع توده هوا، مقدار دمای بالقوه خشک و دمای بالقوه تر توده هوا برای هر ساعت پایشی،

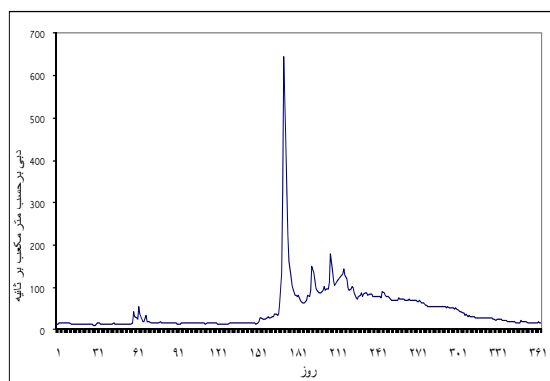
۱-Bradbury Index  
 ۲- Rackliff Index

## جدول ۲- مشخصات شاخص برادباری

مقدار ناپایداری	میزان شاخص BI
ناپایداری در تابستان	-2
ناپایداری در زمستان	+3
ناپایداری در کل فصول	+8

## جدول ۳- مشخصات شاخص راکلیف

مقدار ناپایداری	میزان شاخص RI
احتمال رگبار	29
احتمال تندر همراه رگبار	29 - 29
تندر	80



شکل ۱- آبنمود روزانه حوضه سد زاینده رود سال ۱۳۸۳-۸۴

در نوسان بوده است. سپس دبی با یک آهنگ منفی شروع به کاهش کرده تا اینکه در مرداد و شهریور به حداقل رسیده است.

میانگین بارش به عنوان مهمترین عامل رخداد بزرگترین سیلاب حوضه زاینده رود در طی دوره منتخب برابر با ۱۲۰ میلی‌متر، حداکثر مجموع بارش دوره در ایستگاه کوه‌رنگ ۴۰۳/۵ میلی‌متر و حداقل آن برابر با ۲۵ میلی‌متر در ایستگاه بوبین (شکل ۲)، علاوه بر آن حداکثر بارش ثبت شده ۲۴ ساعته در ایستگاه کوه‌رنگ برابر با ۱۵۶/۳ میلی‌متر در روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ می‌باشد. شکل (۳) مجموع بارش دریافتی حوضه طی روزهای منتخب (۱۹ الی ۲۳ اسفندماه ۱۳۸۳) و روز رخداد سیلاب را نشان می‌دهند.

## تحلیل نمایه قائم جو:

جهت بررسی ساختار سیلاب‌های بزرگ در ابتدا مشخصات ترمودینامیکی بارش‌های موجد سیلاب منتخب حوضه متناسب با شاخص‌هایی 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 لحظه‌ای سیلاب و در ادامه تحلیل شرایط هم‌دید سیلاب بر اساس روابط و داده‌های جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارائه شده در بخش روش تحقیق (روابط ۱ الی ۶) محاسبه گردید. مقادیر

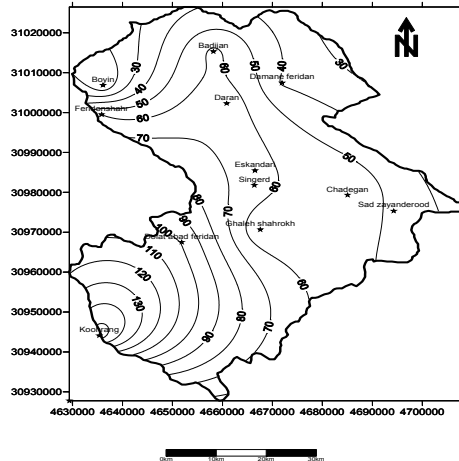
به دلیل کوهستانی بودن محدوده لذا به جای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در این دو رابطه استفاده شد. در این پژوهش سیلاب ثبت شده اسفند ماه ۱۳۸۳ به عنوان بزرگترین سیلاب ثبت شده رودخانه زاینده رود در طی دوره آماری ۱۳۵۱-۱۳۸۸ مورد بررسی قرار می‌گیرد.

## نتایج و بحث

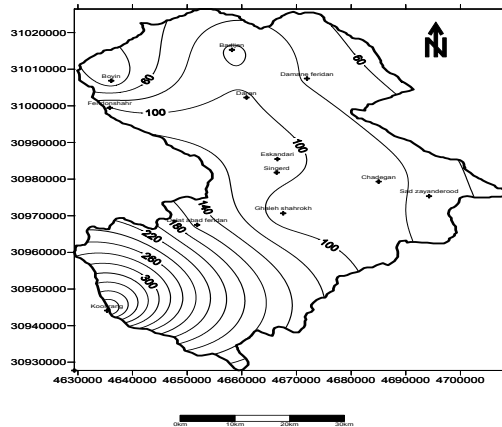
سیلاب سال آبی ۱۳۸۳-۸۴ با دبی ۶۴۶ مترمکعب در ثانیه در ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ با شاخص‌های استاندارد  $SFI=10/47$  در حوضه مورد مطالعه رخ داده است. این سیلاب به عنوان بزرگ‌ترین سیلاب ثبت شده طی دوره آماری سال‌های ۸۸-۱۳۵۱ در حوضه سد زاینده رود برای بررسی انتخاب شد. به منظور بررسی سیلاب مذکور در ابتدا آبنمود روزانه سال آبی ۱۳۸۳-۸۴ ترسیم گردید (شکل ۱). طبق آبنمود ترسیمی از ابتدای مهرماه (ابتدای سال آبی) تا اوایل اسفند دبی در حدود ۱۰ تا ۲۰ متر مکعب و بدون نوسان بوده اما از اوایل اسفند تا اردیبهشت تغییرات محسوسی پیدا کرده، در ۱۳۸۳/۱۲/۱۹ به یک افزایش در حد ۶۰ مترمکعب در ثانیه رسیده و سپس در تاریخ ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ دبی به طور ناگهانی به ۶۴۶ متر مکعب در ثانیه افزایش یافته سپس دبی رودخانه به روند قبلی برگشته و این دبی تا اواخر اردیبهشت ماه با یک کاهش شدید بین ۱۸۰-۵۰ متر مکعب در ثانیه

برگشتی طی دوره بوده به نحوی که کمیت پارامتر دماهای خشک، شبنم و بالقوه تر روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۰ نسبت به روز ۱۳۸۳/۱۲/۱۹ افزایش ولی میزان فشار در حدود یک میلی بار افت پیدا کرده است.

محاسباتی هر کدام از پارامترها به تفکیک روز و ساعت ۰۰ زولو در جدول (۴) ارائه شده است. بر اساس جدول (۴) کمیت‌های فشار، دمای خشک، دمای شبنم و دمای بالقوه تر دارای یک نوسان نسبتاً شدید در طی رخداد سیلاب هستند. این کمیت‌ها در سطح حوضه دارای یک حرکت رفت و



شکل ۲- بارش روز بارانی ۱۳۸۳/۱۲/۲۲



شکل ۳- مجموع بارش ایجاد کننده سیلاب اسفند ۱۳۸۳

جدول ۴- خصوصیات هواشناختی و میزان بارش در روزهای تحت مطالعه مربوط به سیلاب ۱۳۸۳/۱۲/۲۲

تاریخ	فشار(میلیبار)	دما( $C^0$ )	نقطه شبنم( $C^0$ )	دمای بالقوه تر( $C^0$ )	پایه ابر فرارفتی(متر)	راکلیف	برادباری	بارش(میلی متر)
۱۳۸۳/۱۲/۱۹	۷۷۴/۶۶	۹/۴	۶/۳	۱۷/۰	۷۰۸/۷۳	۲۸/۶۰	۲/۰۰	۵
۱۳۸۳/۱۲/۲۰	۷۷۳/۵	۱۱/۷	۸/۵	۱۸/۹	۷۱۹/۳۲	۳۰/۰۰	-۰/۵۲	۶۲
۱۳۸۳/۱۲/۲۱	۷۷۲/۷	۱۱/۴	۵/۶	۱۸/۷	۷۰۴/۸	۳۱/۰۰	-۰/۹۸	۱۲۷
۱۳۸۳/۱۲/۲۲	۷۷۲/۸۸	۹/۰	۹/۰	۱۹/۳	۷۷۲/۸۸	۳۳/۶۰	-۱/۵۸	۱۷۷
۱۳۸۳/۱۲/۲۳	۷۷۴/۲۵	۶/۹۱	۴/۶	۱۵/۶	۷۰۸/۷۳	۲۸/۶۴	۱/۷۱	۳۲/۵

سلسیوس، دمای نقطه شبنم روند افزایشی حدود ۳ درجه سلسیوس (برابری دمای نقطه شبنم و محیط در روز ۲۲ اسفند بیانگر شرایط

در روز ۲۱ و ۲۲ که اوج بارش‌های سیلاب بوده میزان فشار دارای وضعیت نسبتاً ثابت، دمای محیط روند کاهشی حدود سه درجه

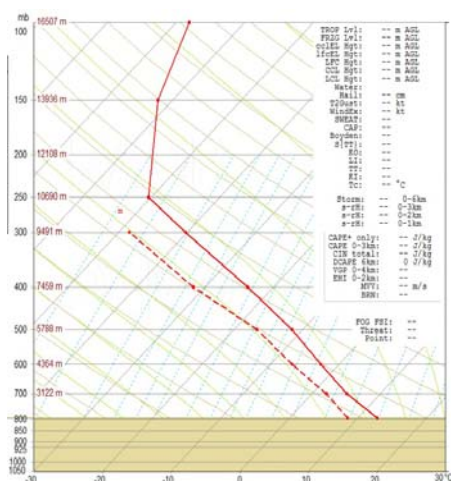
راکلیف به مقدار  $1/58$  - درجه سلسیوس و  $33/66$  درجه سلسیوس وجود شدید ترین ناپایداری و وقوع تندر همراه با رگبار شدید در این روز را تأیید می‌کند. نمودار روز بیست و سوم (شکل ۸) نشان می‌دهد که در این روز لایه در آغاز اشباع نیست اما روند منحنی حالت اشباع نسبت به منحنی بی دروی اشباع با ارتفاع و همچنین روند دمای شبنم با ارتفاع نشان می‌دهد که لایه جو در این روز دارای چندین اشکوب بندی رطوبتی می‌باشد به نحوی که یک توده هوای مرطوب در سطح  $600$  میلی‌باری بر روی توده هوای نسبتاً خشک زیرین قرار دارد.

### تحلیل همدیدی

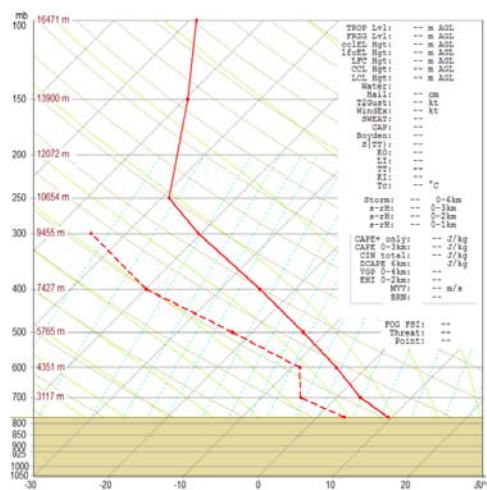
تحلیل همدید بارش‌های موجد سیلاب منتخب حوضه سد زاینده رود با توجه به نقشه های تراز  $500$  هکتوپاسکال نشان می‌دهد که در روز  $1383/12/19$  (شکل ۹) سلول پر ارتفاع جنب حاره ای با ارتفاع  $5900$  ژئوپتانسیل متر در غرب آفریقا در عرض  $20$  درجه شمالی قرار دارد، همچنین دو مرکز پر ارتفاعی آسیایی و اقیانوس اطلس - اروپایی به سمت عرض های بالا کشیده شده اند، به طوری که این عامل باعث تشکیل دو سامانه مانع در عرض های میانی در نیمه شرقی اقیانوس اطلس و آسیای مرکزی تا شبه قاره هند گردیده است. تاوه قطبی با استقرار در شمال روسیه و گسترش زبانه از آن با جهت شمال شرقی - جنوب غربی بر روی اروپا مقدار تاوایی را افزایش داده است. با این تفاسیر در منطقه خاورمیانه و مدیترانه شیو مداری دما و فشار افزایش یافته و الگوی نصف النہاری حاکم می‌شود. لذا فرودهای عمیق تر و شرایط ناپایداری شدیدی را به وجود می‌آورند به طوری که ریزش هوای سرد عرض‌های بالا توسط نیمه شرقی پشته اقیانوس اطلس - اروپای و تاوه قطبی بر روی اروپا و دریای مدیترانه باعث تشکیل فرود عمیقی بر روی دریای سیاه و دریای یونان از اروپا تا

اشباع در یک حالت ایده آل بارشی بوده) و دمای بالقوه تر نیز دارای روند افزایشی می‌باشد. شاخص‌های راکلیف و برآدباری طی روزهای سیلاب به ترتیب برابر با  $33/6$  درجه سلسیوس و  $1/58$  - برآورد گردیده‌اند. بنابراین طبق جدول (۴) متغیرهای هواشناختی بیانگر این نکته است که حداکثر ناپایداری و بیشترین میزان بارش در روز  $22$  اسفند ماه با استقرار خط تندر در حوضه منطبق بوده و می‌توان نتیجه گرفت که عامل رخداد بارش‌های موجد سیلاب اسفند ماه  $1383$  ورود چرخند به همراه جبهه های گرم و سرد به حوضه زاینده رود می‌باشد. بررسی نمودار اسکیتوی روز نوزدهم (شکل ۴) نشان می‌دهد که لایه در آغاز اشباع نیست، منحنی حالت به طرف راست منحنی بی دروی خشک خارج شده از سطح حوضه کج می‌شود یعنی دمای بالقوه خشک با ارتفاع افزایش می‌یابد و پایداری خشک وجود دارد اما مقادیر شاخص‌های راکلیف و برآدباری (جدول ۴) نشان می‌دهد که در این روز ناپایداری ضعیفی بر لایه جو حوضه حاکم می‌باشد.

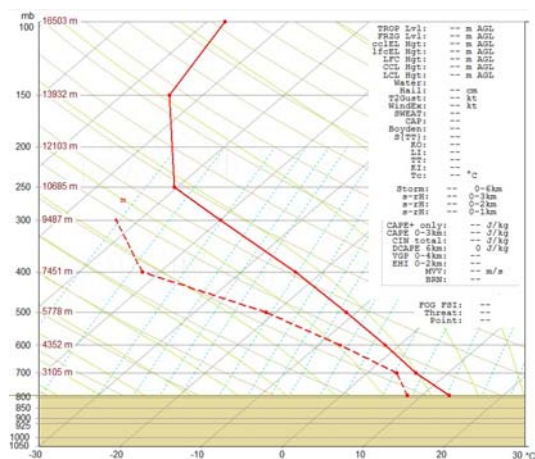
طبق نمودارهای روز بیستم (شکل ۵) و روز بیست یکم (شکل ۶) لایه توده هوا به شرایط اشباع نرسیده و منحنی حالت به طرف راست منحنی بی دروی خشک بیرون ایستگاه کج گردیده و در واقع در این روزها فرازش انفرادی برای توده هوای سطح حوضه امکان پذیر نیست. ولی بررسی صعود حجمی لایه هوا نشان می‌دهد که منحنی حالت اشباع به طرف چپ منحنی بی دروی اشباع خارج شده از ایستگاه تا تراز  $500$  هکتوپاسکال انحنا پیدا کرده (دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد) و باعث ناپایداری برای این لایه ی از جو و رخداد رگبار در این روزها گردیده لازم به ذکر است که همچنین میزان شاخص‌های راکلیف و برآدباری نیز این امر را تأیید می‌نمایند. نمودار روز بیست و دوم (شکل ۷) نشان می‌دهد که با توجه به وجود شرایط اشباع دمای بالقوه تر با افزایش ارتفاع کاهش یافته و ناپایداری شدیدی به وجود آمده است. همچنین مقادیر شاخص‌های برآدباری و



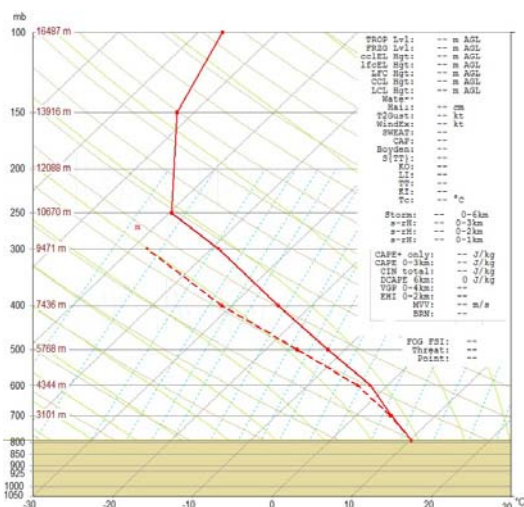
شکل ۵- نمودار اسکیتوی روز  $1383/12/20$



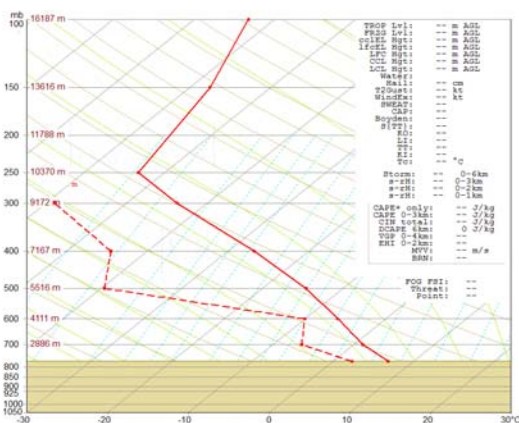
شکل ۶- نمودار اسکیتوی روز  $1383/12/19$



شکل ۶- نمودار اسکیتوی روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۱



شکل ۷- نمودار اسکیتوی روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۲



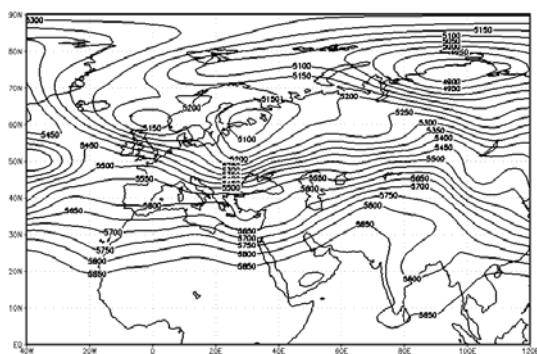
شکل ۸- نمودار اسکیتوی روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۳

روز ۲۱ / ۱۳۸۳/۱۲ (شکل ۱۲) فراز اسکاندیناوی با همان جهت قبلی ضمن کاهش عمق بر روی آدریاتیک قرار می‌گیرد و جای آن را بر روی اسکاندیناوی کم ارتفاع برده‌ای می‌گیرد. در این هنگام کم

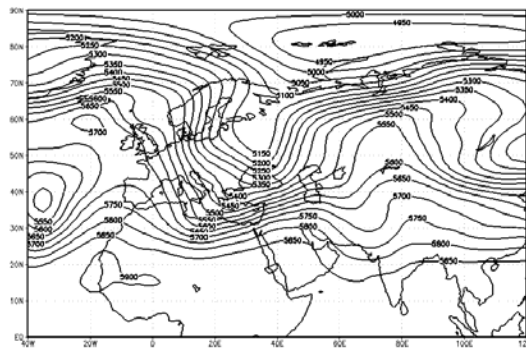
شمال آفریقا می‌گردد. به طوری که حوضه مورد پژوهش در معرض وزش تاوایی مثبت این فرود قرار می‌گیرد.

جهت شمال شرقی- جنوب غربی و با شیب بسیار شدیدی از جنوب ترکیه با عبور از شرق دریای مدیترانه تا غرب دریای سرخ امتداد می‌یابد. روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۳ (شکل ۱۴) کم ارتفاع بریده ضعیف‌تر شده و به عرض‌های بالا عقب نشینی نموده در نتیجه الگوی مداری بر روی مدیترانه تقویت می‌گردد و هوای سرد تقویت کننده ناوه نیز قطع می‌گردد، در نهایت ناوه ضعیف تر شده و شیب آن کاهش می‌یابد و ناپایداری حوضه ضعیف می‌گردد.

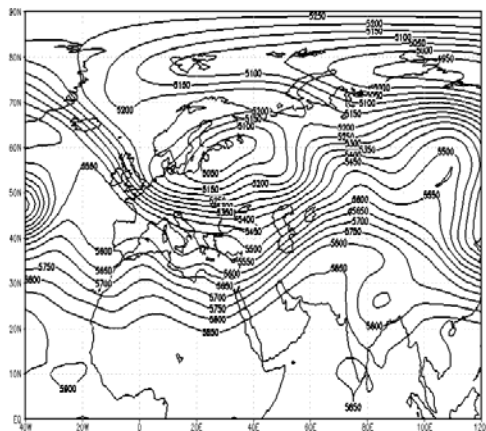
ارتفاع بریده دریای سیاه- اروپا قوی تر شده وی یک حرکت شرق سو پیدا می‌کند به نحوی که زبانه آن از دریای یونان بر روی قبرس جابه جا می‌گردد و تا مرکز دریای سرخ کشیده می‌شود روز ۱۳۸۳/۱۲/۲۲ (شکل ۱۳) فراز دریای آدریاتیک از بین می رود و سلول کم ارتفاع بریده بر روی مدیترانه توسط بادهای مداری از نیمه جنوبی ناوه جدا شده و در شرق اسکانندیناوی مستقر و بر روی دریای مدیترانه الگوی مداری غلبه می‌یابد. در این هنگام ناوه جدا شده از کم ارتفاع بریده با



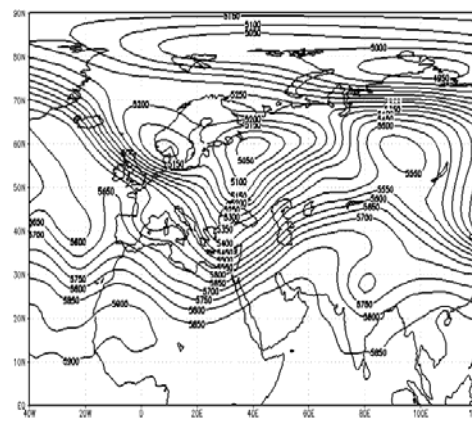
شکل ۱۱- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۱/۲۰



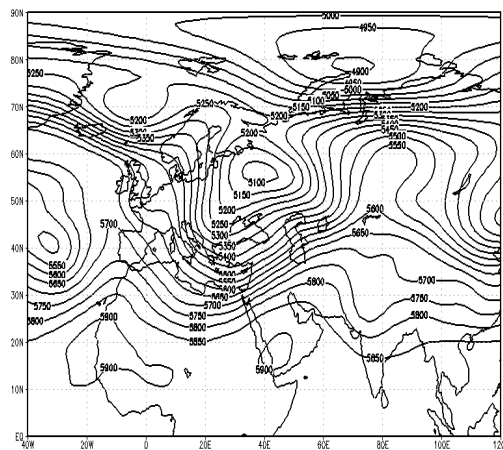
شکل ۱۰- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۲/۱۹



شکل ۱۳- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۱/۲۰



شکل ۱۲- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۱/۲۱



شکل ۱۴- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳۸۳/۱۱/۲۱



### نتیجه‌گیری

بررسی‌های ترمودینامیکی نشان داد در مناطقی فاقد ایستگاه رادیو سوند می‌توان از داده‌های شبکه‌ی NCEP/NCAR با توجه به طول و عرض و ارتفاع منطقه مورد مطالعه مناسب‌ترین نقطه شبکه را برای منطقه تشخیص داد و اقدام به ترسیم نمودارهای ترمودینامیکی و تبیین نمایه‌های قائم لایه‌ی جو نمود. علاوه بر آن نتایج پژوهش نشان می‌دهد که شاخص‌های برآدباری و راکلیف می‌توانند شاخص‌های مورد اعتمادی در تعیین پایداری و ناپایداری لایه‌ی جو و احتمال رگبار و وقوع تندر باشند.

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 سد زاینده رود مهیا نموده است. علاوه بر آن با کمک شاخص‌های ترمودینامیکی و تحلیل هم‌دید نقش‌های تراز بالای جو می‌توان با پیش‌بینی دقیق از حجم آب قابل بارش و داده‌های زمینی میزان بارش، سیلاب را پیش‌بینی نمود و حداقل در زمان رخداد سیلاب با انجام عملیات پیش‌آگاهی از مقدار خسارت‌های احتمالی آن کاست.

تحلیل ترمودینامیک حوضه بیانگر همزمانی رخداد رگبارهای شدید و تندی با شرایط ترمودینامیکی می‌باشد. میزان شدیدترین ناپایداری و وقوع تندر با بالاترین میزان شاخص راکلیف ۳۳/۶ و پایین‌ترین مقدار شاخص برآدباری ۱/۵۸-، کاهش دمای بالقوه‌تر با افزایش ارتفاع، یعنی قرارگیری منحنی حالت اشباع در طرف چپ منحنی بی‌دروی اشباع و همچنین بیشترین میزان بارش حوضه به مقدار ۱۷۷ میلی‌متر همزمان می‌باشد. تحلیل هم‌دید نشان داد که هرگاه بر ارتفاع اقیانوس اطلس-اروپا و آسیا به سمت عرض‌های بالا کشیده شوند و تاوه قطبی به سمت عرض‌های پایین بر روی اروپا کشیده شود باعث افزایش تاوایی پتانسیل و استقرار الگوی نصف‌النهاری به جای الگوی مداری در مناطق خاورمیانه و مدیترانه می‌گردد، در نتیجه بادهای غربی ضمن کاهش سرعتشان به سمت عرض‌های پایین‌تر (مدیترانه و خاورمیانه) جابه‌جا می‌شوند با این شرایط به وجود آمده در بادهای غربی فرازها و فرودها عمیق‌تر شده و در این مواقع شاهد تشکیل و تقویت سامانه‌های بارش‌زا در مناطق مدیترانه و خاورمیانه می‌باشیم.

### منابع

- ۱- تاج بخش، سحر و همکاران. (۱۳۸۸)؛ روشی برای پیش‌بینی رخداد توفان‌های تندی با طرح دو بررسی موردی. مجله‌ی فیزیک زمین و فضا. شماره ۴: ۱۴۷-۱۶۶
- ۲- جنتی‌زاده، ر. ۱۳۸۱. بررسی سینوپتیکی سیلاب رودهای دامنه غربی زاگرس (با تاکید بر حوضه‌های آبی کرخه و کارون- دز، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان.
- ۳- رابرت بایرز، هاریس، ۱۳۷۷، هواشناسی عمومی، برگردان، تاج‌الدین بنی‌هاشم و دیگران، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی، ۱۳۷۷.
- ۴- رحیمی، د. ۱۳۸۸. تأثیر رگبارهای منفرد بر مدیریت بحران سیلاب در حوضه‌های فارس، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۳۵، پاییز ۱۳۸۸، صص ۱۰۰-۸۵.
- ۵- رحیمی، داریوش (۱۳۸۵)؛ «بررسی سیلاب محتمل کارون شمالی»، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان.
- ۶- روش، تریپله، ۱۳۸۰، هواشناسی عمومی، برگردان، جمشید شاهرخی، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی ۱۳۸۰
- ۷- صادقی حسینی، علی‌رضا و رضائیان، مهتاب. (۱۳۸۵)؛ بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا جلد ۳۳، شماره ۲، ۱۳۸۵ صص ۸۳-۹۸.
- ۸- مارتین، جانانان، ۱۳۸۸، دینامیک جو در عرض میانه، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، انتشارات سمت، ۱۳۸۸.
- ۹- مسعودیان، سید ابوالفضل، ۱۳۸۴، شناسایی الگوهای گردشی پدیدآورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون، مجله جغرافیا و توسعه شماره ۵.
- ۱۰- موسوی بایگی، سید محمد و اشرف، بتول. (۱۳۸۹)؛ بررسی و مطالعه نمایه قائم‌هوای منجر به بارندگی‌های مخرب تابستانه (مطالعه موردی: مشهد) نشریه آب و خاک. جلد ۲۴ شماره ۵، ۱۳۸۹ صص ۱۰۴۸-۱۰۲۶.
- ۱۱- قائمی، هوشنگ، ۱۳۸۵، هواشناسی عمومی، انتشارات سمت، ۱۳۸۵.
- ۱۲- نجف‌پور، بهرام (۱۳۸۵)؛ «شناسایی الگوهای گردشی ایجادکننده سیلاب در حوضه‌مند»، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان.

- 13- B.I.Gartsmanand, T.S.Gubareva. 2006. Forecast of the rainfall flood hydrograph on the Far East Rivers. ISSN 1068-3739., Russian Meteorology and Hydrology, 2007, 32(5): 328–335.
- 14- Giulio .G, R. Iovine, Michael F. Sheridan. 2009. Special Issue 2007in Natural Hazards on “Modeling and simulation of dangerous phenomena, and innovative techniques for hazard mapping and mitigation”, Nat Hazards, 2009, 50:409–411.
- 15- Jieh-Jiuh Wang, Hoe I. Ling. 2009. Relationships between typhoon types and debris flow disasters in Taiwan. Nat Hazards, 2010, 54:373–394.
- 16- Kato.teruyuki. 2004. Formation features of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rain fall and problems in the precipitation using a clouded resolving model, 2004, 10-2151.
- 17- Ge, Tim Li, Shengjun Zhang, and Melinda Peng. 2010. What causes the extremely heavy rainfall in Taiwan during Typhoon Morakot. Atmos. Sci. Let, 2010, 11: 46–50 .
- 18- Robert, P., Harnack, D., jensan, D. and R. joseph. 1998. Investigation of upper–air conditions occurring with heavy summer rain in Utah. International Journal of Climatology, 1998, 11:112-130.
- 19- Turcotte, V. and D. Vigneux. 1987. 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:1987, 142–153.
- 20- Tuduri, E. 1997. The environments of significant convective events in the Western Mediterranean. Journal of Weather and Forecasting, 1997, 12: 294-306.
- 21- Sly, W. K. 1996.A convective index as an indicator cumulonimbus development. Journal of Applied Meteorology,1996, 5: 839-849.
- 22- [www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov).
- 23- [www.skystef.be/weather-calculators.htm](http://www.skystef.be/weather-calculators.htm)
- 24- [www.theweatherprediction.com](http://www.theweatherprediction.com).