

بررسی و مطالعه نمایه قائم هوای منجر به بارندگی های مخرب تابستانه (مطالعه موردی : مشهد)

محمد موسوی بایگی^{*۱} - بتول اشرف^۲

تاریخ دریافت: ۸۹/۴/۶

تاریخ پذیرش: ۸۹/۶/۸

چکیده

بارش های شدید در زمان های غیرمتعارف، همواره یکی از عوامل مهم ایجاد خسارات فراوان در مناطق مختلف جغرافیایی است. در این تحقیق، سه بارش رخ داده در تابستان ۱۳۸۸ در مشهد و روزهای قبل از این بارندگی ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بررسی نمودارهای نحوه تغییرات پارامترهای هواشناسی در هر شش روز مورد مطالعه، نشان دهنده کاهش دما و فشار هوا و همچنین افزایش رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم در روزهای وقوع بارش در مقایسه با روزهای قبل از آن است. نتایج حاصل از تحلیل فیزیکی جو با استفاده از نمودارهای تفی گرام، حاکی از وجود ابرهای ضخیم با محتوی آب قابل توجه در آسمان منطقه در روزهای رخداد بارش می باشد. همچنین موقعیت تراز *LCL* و *FCL*، اختلاف ارتفاع قله ابر با سطح *FCL* و مقادیر شاخص های دینامیکی *CAPE*، *SHOW*، *KINX* نیز بیانگر انرژی پتانسیل قابل توجه توده هوای صعود کننده و شرایط مساعد برای ناپایداری شدید هوا است. به عنوان مثال مقادیر شاخص های دینامیکی مذکور در روز بارش سیل آسا (۲۴ شهریور) به ترتیب برابر ۹۵۳/۴، ۴/۶۷- و ۳۵/۳۰ به دست آمده است که هر سه معرف ناپایداری شدید هوا در این روز می باشند. بررسی نقشه های هم فشار سطح زمین نشانگر تقابل دو سامانه کم فشار و پرفشار در شرق کشور است. همچنین نقشه های هم فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز مبین همرفت هوای گرم از نواحی جنوبی به سمت شمال شرق کشور است که منطبق با الگوهای فشاری سطح زمین می باشد. بنابراین می توان نتیجه گرفت که گسترش سامانه پرفشار سیبری طی فصل گرم سال، همزمان با همرفت هوای گرم و مرطوب جنوبی باعث ایجاد ناپایداری شدید هوا به طور غیر منتظره شده و این مطلب نیز مؤید تحلیل فیزیکی نمایه قائم جو می باشد.

واژه های کلیدی: نمایه قائم، بارندگی تابستانه، همرفت هوای گرم، سامانه های فشاری، شاخص های فیزیکی و دینامیکی جو

مقدمه

کشور نیز تحت تأثیر نفوذ اثرات ضعیف شده بادهای موسمی می باشند. بنابراین بررسی شرایط اقلیمی و عناصر آب و هوایی ایران و نیز عواملی که آن ها را تحت تأثیر قرار می دهند در شناخت سیستم های بارش را بسیار مهم می باشند (۵).

به طور کلی بارش پدیده ای بسیار پیچیده، غیرخطی و نسبت به زمان و مکان متغیر است و عوامل بسیار زیادی در تغییرات آن نقش دارند که می توان آن ها را به دو دسته عوامل سینوپتیکی و جغرافیایی تقسیم کرد. از عوامل سینوپتیکی می توان به رطوبت، فشار، دما، پوشش ابر، سرعت باد، عوامل فصلی و همچنین نشانه های پهن مقیاس اقلیمی و به خصوص دوره های النینو و لائینا اشاره کرد. از عوامل جغرافیایی نیز می توان دوری و نزدیکی از مراکز تولید جبهه (دریاها و صحراها) و همچنین ارتفاع را نام برد (۳). نیکلسون و سلاتو (۱۹) تأثیر لائینا را بر بارش آفریقا با استفاده از روش هارمونیک

بارش های شدید و سیل آسا در زمان های غیرمتعارف برای کشوری مانند ایران با ویژگی های آب و هوایی و اقلیمی خاص خود بسیار مهم بوده و همواره یکی از عواملی است که در مناطق مختلف جغرافیایی از نظر مالی و جانی اثرات جبران ناپذیری به همراه داشته و انسان و طبیعت را در سطح وسیع متأثر ساخته است. ایران به علت موقعیت خاص جغرافیایی، از آب و هوای متنوعی برخوردار است. نواحی کوهستانی غرب کشور تحت تأثیر سیستم های قوی باران زای مدیترانه ای قرار دارند و نواحی ساحلی خلیج فارس و نواحی شرقی

۱ و ۲- به ترتیب دانشیار و دانشجوی کارشناسی ارشد هواشناسی کشاورزی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

(*- نویسنده مسئول: Email: mousavi500@yahoo.com)

مطرح نموده است. لشکری (۸) بارش‌های شدید جنوب غربی ایران را نتیجه تقویت و تشدید فعالیت سامانه کم فشار مونسونی سودانی و منطقه همگرایی دریای سرخ و تبدیل آن‌ها به سیستم‌های دینامیکی و ترمودینامیکی دانسته است. نجار سلیقه (۱۰) در پژوهشی که در ارتباط با بارش‌های تابستانه جنوب شرقی ایران انجام داده، بیان کرده است که نفوذ زبانه کم فشار موسمی از سمت شرق در سطوح زیرین تروپوسفر، موجب انتقال رطوبت اقیانوس هند و خلیج بنگال به این منطقه شده و در اثر صعود توده هوای مرطوب در لایه‌های میانی تروپوسفر، بارش‌های رگباری شدیدی به وجود آمده است. عربی (۵) برای تحلیل سینوپتیکی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ از نقشه‌های روزانه سطوح مختلف فشاری استفاده کرده و گسترش و نفوذ سیستم کم‌فشار مونسون از سمت جنوب و جنوب شرق و سیستم‌های پرفشار مهاجر از سمت شمال را به عنوان عامل ایجاد این بارش‌ها مطرح کرده است. موسوی بایگی و همکاران (۹) نیز ارتباط نشانه‌های پهن مقیاس اقلیمی با بارش‌های خراسان را بررسی کرده و بیان کردند که بین تغییرات دمای سطح دریا در مناطقی مانند دریای سیاه، دریای شمال و غرب مدیترانه با بارش‌های منطقه، ارتباط تنگاتنگ وجود دارد.

علی رغم پژوهش‌هایی که تاکنون در رابطه با عوامل مؤثر بر رخداد بارش‌های ایران انجام شده است، می‌توان گفت که سامانه‌هایی که در فصل تابستان، گاه بخش وسیعی از کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهند، هنوز به درستی شناسایی نشده‌اند و اندک مطالعات صورت گرفته نیز بیش‌تر بر پایه تحلیل سینوپتیکی سامانه‌های جوی استوار می‌باشند. لذا هدف از این تحقیق، تحلیل فیزیکی و مطالعه نمایه قائم‌هوای منجر به بارش‌های مخرب تابستانه شهر مشهد و شناخت وضعیت جوی منطقه، قبل از ورود سامانه و نیز در هنگام اوج فعالیت آن به منظور ارائه الگوی کاربردی منطبق با این نوع شرایط جوی در جهت ایجاد آمادگی لازم برای مواجهه و جلوگیری از خسارات احتمالی آن می‌باشد.

مواد و روش‌ها

در تابستان ۱۳۸۸ در شهر مشهد سه بارش رخ داده که هر سه منجر به ایجاد خسارات فراوان شده است. بنابراین به دلیل اهمیت موضوع، در این تحقیق همه این بارش‌ها به طور مجزا مورد مطالعه و تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. داده‌های مورد نیاز در این پژوهش شامل داده‌های ساعتی دما، دمای نقطه شبنم، فشار، رطوبت نسبی، میزان بارش و نیز نقشه‌های هم‌فشار سطح زمین و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعات اصلی (۰۳، ۰۶، ۰۹، ۱۲، ۱۸) برای هر سه روز وقوع بارندگی و روزهای قبل از آن‌ها است که با استفاده از اطلاعات ایستگاه سینوپتیک فرودگاه مشهد که دارای طول جغرافیایی

بررسی نمودند. نتایج آن‌ها نشان داد که بارندگی مناطق استوایی و جنوب شرقی آفریقا تحت تأثیر پدیده لانینا بوده و به زمان و مکان نیز وابسته است. پوزو- واسکوویز (۲۲) ارتباط بین انسو و چرخه اتمسفری زمستانه و دما در ناحیه اقیانوس اطلس شمالی را بررسی نموده و نتیجه گرفت که در این ناحیه در زمستان هیچ ارتباط معنی‌داری بین رخدادهای گرم انسو و الگوهای فشاری وجود ندارد. نتایج حاصل از تحقیقات ماریوتی و همکاران (۱۴) نشان دهنده تأثیر معنی‌دار انسو بر بارش بخش مدیترانه ای اروپا می‌باشد. آبراهام و همکاران (۱۱) داده‌های بارش را در بخش جنوبی پنسیلوانیای هند تحلیل کرده و نتیجه گرفتند که توزیع فضایی ضریب همبستگی بین بارش مونسونی هند و ارتفاع ژئوپتانسیل ماهانه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خلال ماه‌های ژانویه تا می، الگوی همبستگی بالایی را نشان می‌دهد. وونگ و همکاران (۲۳) تأثیر نشانه‌های اقلیمی پهن‌مقیاس را بر بارش فصلی حوضه رودخانه کلرادو در آمریکا تحلیل کرده و بیان کردند که مدل‌سازی سیستم‌های دینامیکی اقلیم می‌تواند در توسعه یک مدل پیش‌بینی بلند مدت نتیجه بخش باشد. روبرت (۲۴) رابطه شرایط جو بالا را با رویداد بارش‌های 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 در ایجاد این بارش‌های سنگین، اهمیت فوق‌العاده‌ای داشته است. در پژوهشی که توسط یاتاگی و یاسوناری (۲۶) در دو منطقه خشک و نیمه خشک چین انجام گرفت، پدیده مونسون و همراهی پرفشار تبت به عنوان عامل اصلی بارش‌های تابستانه این دو منطقه مطرح شد. در تحقیق دیگری که در ارتباط با بارندگی‌های فصل گرم شمال شرقی آفریقا انجام شد نیز به تأثیر حوادث النینو و پدیده مونسون و نیز نقش اقیانوس اطلس در ایجاد این بارش‌ها پی برده شد (۲۱).

در ایران نیز مطالعاتی در خصوص عوامل مؤثر بر رخداد بارش صورت گرفته است. به عنوان مثال علیجانی (۷) عوامل سینوپتیکی مؤثر در ایجاد بارش‌های ایران را بر اساس نقشه‌های سینوپتیک سطح زمین و سطوح بالای جو، مورد مطالعه قرار داده و عامل اغتشاشات غربی را در تمام فصول سال به استثنای تابستان به عنوان عامل اصلی ایجاد بارش‌ها مطرح نموده است. وی همچنین در تحقیق دیگری، مکانیزم‌های صعود هوای منجر به بارش‌های تابستانه ایران را بررسی کرده و گرمایش زمین را مؤثرترین عامل ایجاد این بارش‌ها به ویژه در ناحیه جنوب شرقی مطرح نموده است (۶). تقی زاده (۲) بارندگی سیل‌آسای مردادماه ۱۳۶۶ را مورد بررسی قرار داده و پدیده مونسون را به عنوان عامل غالب رخداد این بارش، معرفی نموده است. پروند (۱) گسترش سیستم‌های موسمی جنوب غربی هند و جابجایی زیاد پرفشار تبت به سمت غرب را به عنوان عامل غالب بارندگی سیل‌آسای مرداد ۱۳۳۵ که تمام نقاط مرکزی و شرقی ایران را در بر گرفت،

لایه های مختلف جو که توسط رادیوسوند در ساعات صفر و ۱۲ گرینویچ روزهای مذکور اندازه گیری شده است، برای تحلیل فیزیکی جو مورد نیاز بود که این مقادیر نیز از طریق سازمان هواشناسی کشور به دست آمد.

پس از جمع آوری و پردازش اولیه همه داده‌ها ابتدا متوسط روزانه دما، دمای نقطه شبنم، فشار و رطوبت نسبی، برای وضوح بیش‌تر میزان تغییر این پارامترها در روزهای وقوع بارش نسبت به روزهای قبل، محاسبه شد (جدول ۳). سپس برای درک بهتر نحوه تغییرات پارامترهای مذکور طی ساعات روز، نمودارهای مربوطه با استفاده از داده های ساعتی و توسط نرم افزار Excel ترسیم گردید (شکل ۲ به عنوان نمونه).

۵۹/۳۸ درجه شرقی، عرض جغرافیایی ۳۶/۱۶ درجه شمالی و ارتفاع ۹۹۹/۲ متر از سطح دریا می باشد، به دست آمده است. شهر مشهد به دلیل قرار گرفتن در مسیر توده های مختلف آب و هوایی دارای شرایط اقلیمی خاصی بوده و تنوع اقلیمی ویژه‌ای دارد. با وجود این امر و با توجه به میانگین بارش و دمای سالانه مشهد (به ترتیب ۲۵۵/۲ میلی‌متر و ۱۴/۱ درجه سانتی‌گراد) اقلیم این منطقه به روش طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن، در گروه مناطق نیمه خشک قرار گرفته است. در جدول ۱ خصوصیات اقلیمی شهر مشهد و در شکل ۱، موقعیت جغرافیایی شهر مشهد در استان خراسان رضوی نشان داده شده است.

علاوه بر اطلاعات ذکر شده در بالا، مقادیر فشار، دما و رطوبت در

جدول ۱- خصوصیات اقلیمی شهر مشهد

نوع اقلیم	ضریب اقلیمی دومارتن	حد اقل بارندگی (میلی متر)	حد اکثر بارندگی (میلی متر)	بارندگی سالیانه (میلی متر)	حد اکثر دمای مطلق (سانتیگراد)	حد اقل دمای مطلق (سانتیگراد)	میانگین دمای سالیانه (سانتیگراد)
نیمه خشک	۱۰/۷۲	۱۳۰/۷	۴۲۷/۱	۲۵۷/۵	۴۳/۸	-۲۸	۱۴



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی شهر مشهد در استان خراسان رضوی

لازم برای صعود را به صورت پتانسیل در خود دارا است. طوری که هرچه بالاتر می‌رود، پتانسیل انرژی آن افزایش می‌یابد. این صعود تا وقتی که انرژی نهفته ناشی از تراکم بخار آب و رها شدن گرمای نهان تبخیر، به دلیل افت رطوبت جو کاهش یابد، ادامه خواهد داشت. برای تعیین این سطح باید از سطح LCL در امتداد خط دمای پتانسیل اشباع، حرکت نمود تا جایی که این خط نمایه قائم دمای هوا را قطع کند (۱۵).

قله ابر^۳

چنان که گفته شد، در سطح LCL ابر تشکیل می‌شود. اما این ابر در سطوح بالاتر نیز ادامه خواهد یافت، زیرا فرارفت آزاد، حالت اشباع موجود را همچنان حفظ می‌کند تا وقتی که رطوبت جوی در اثر ارتفاع، کاهش یابد و انرژی لازم برای صعود آزاد تأمین نگردد. بنابراین تا جایی که انرژی لازم موجود باشد، ابر وجود خواهد داشت و به محض عدم تأمین این انرژی، قله ابر ظاهر خواهد شد و پس از آن، وارونگی هوا ایجاد شده و در نتیجه هوا خشک خواهد شد. برای تعیین قله ابر، باید از سطح FCL مجدداً در امتداد خط دمای پتانسیل اشباع حرکت نمود تا جایی که نمایه قائم دما دوباره قطع شود (۱۶).

آب قابل بارش (PW)^۴

برای محاسبه آب قابل بارش از مقطع واحد سطح یک ابر با ضخامت معین می‌توان از رابطه زیر استفاده نمود:

$$PW = \frac{\bar{r}(p_1 - p_2)}{10g} \quad (1)$$

در این رابطه، PW آب قابل بارش از ابر بر واحد سطح (میلی متر)، \bar{r} میانگین میزان اختلاط در کف و قله ابر، p_1 و p_2 فشار هوا به ترتیب در سطح زیرین و بالایی ابر (میلی بار) و g شتاب جاذبه (متر بر مجذور ثانیه)، می‌باشند (۲۰).

شاخص‌های دینامیکی (ناپایداری) جو

شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی ($CAPE$)^۵

این شاخص، نشان دهنده بیشینه انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار، بدون در نظر گرفتن اثر بخار آب و آب متراکم شده در اثر صعود، می‌باشد. محاسبه این شاخص با فرض عدم اختلاط بسته هوا با محیط در هنگام صعود و انطباق فشار آن با فشار محلی محیط

برای تحلیل و بررسی نمایه قائم جو، ابتدا بایستی سیمای نمایه قائم دما را مشخص نمود. به این منظور داده‌های اندازه‌گیری شده توسط رادیوسوند در ساعات صفر و ۱۲ گریونچ به طور جداگانه با استفاده از نرم افزار *Digital Atmosphere*، بر روی تفی‌گرام پلات شده و بدین ترتیب نمایه دما و دمای نقطه شبنم برای تمام روزها به طور مجزا ترسیم گردید (شکل‌های ۳ و ۴ به عنوان نمونه) و کلیه محاسبات مربوط به شاخص‌های مهم فیزیکی جو بر روی آن‌ها صورت گرفت (جدول ۴). همچنین مقادیر شاخص‌های دینامیکی (ناپایداری) جو نیز با استفاده از روابطی که در ادامه خواهد آمد برای تکمیل تحلیل فیزیکی نمایه قائم جو صورت گرفت که اطلاعات استخراجی از این محاسبات در جدول ۵ نشان داده شده است. در نهایت، جهت تأیید تحلیل فیزیکی، تحلیل سینوپتیکی بارش‌ها نیز با استفاده از نقشه‌های سطح زمین (شکل ۵ و ۶ به عنوان نمونه) و سطح ۸۵۰ میلی باری (شکل ۷ و ۸ به عنوان نمونه)، انجام گرفت.

لازم به ذکر است که گرچه هر سه باندگی به وقوع پیوسته در تابستان ۱۳۸۸ مشهد در این پژوهش، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است، اما با توجه به این که ارائه نمودارهای نحوه تغییرات پارامترهای هواشناسی و همچنین نمودارهای تفی‌گرام و نقشه‌های هم‌فشار همه روزهای تحت مطالعه به دلیل محدودیت صفحات مقاله امکان‌پذیر نیست، تنها نمودارها و نقشه‌های مربوط به بارندگی دوم که منجر به ایجاد سیل و خسارات مالی و جانی بیشتری شده است به عنوان نمونه، در بخش نتایج ارائه می‌گردد.

شاخص‌های فیزیکی جو

پایه ابر فرارفتی (LCL)^۱

منظور از پایه ابر فرارفتی، ارتفاعی است که اگر هوای سطحی به صورت آزاد یا واداشته صعود کند، در آن ارتفاع به نقطه شبنم خود رسیده و بنابراین اشباع خواهد شد. این ارتفاع به خودی خود دارای کاربرد خاصی نمی‌باشد ولی در تعیین سایر پارامترهای جوی مؤثر، نقش بسزایی را ایفا می‌کند. با رسم خط دمای پتانسیل برای دمای سطحی و نیز خط میزان اختلاط مربوط به دمای نقطه شبنم و به دست آوردن محل تلاقی آن‌ها این ارتفاع به دست خواهد آمد (۱۵).

سطح فرارفت آزاد (FCL)^۲

این سطح، سطحی است که اگر هوا تحت هر شرایطی (آزاد یا واداشته) به آن برسد، از آن پس آزادانه صعود خواهد کرد، زیرا انرژی

3- Top of Cloud

4- Precipitable Water

5- Convective Available Potential Energy

1- lifting Condensation Level

2- Free Convection Level

صورت می گیرد (۱۳).

مقدار شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی در حقیقت برابر مساحت ناحیه مثبت بین دمای بسته هوا و دمای محیط است که با انتگرال گیری عمودی از نیروی شناوری بسته هوا، از سطح همرفت آزاد (FCL) تا سطح تعادل (EL) و با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$CAPE = g \int_{FCL}^{EL} \frac{\theta_p - \theta_E}{\theta_E} dz \quad (2)$$

که در این رابطه، CAPE شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (ژول بر کیلوگرم)، g شتاب جاذبه (متر بر مجذور ثانیه)، θ_p دمای پتانسیل بسته هوا (درجه سانتی گراد)، θ_E دمای پتانسیل محیط (درجه سانتی گراد) و dz ارتفاع صعود بسته هوا (متر) می باشد. به طور کلی مقادیر مثبت این شاخص، نشان دهنده وجود ناپایداری است و هر چه مقدار آن زیادتر باشد، اختلاف دمای بسته هوا با دمای محیط بیش تر شده و در نتیجه نیروی شناوری آن قوی تر بوده و بنابراین شتاب بالا رو نیز بیش تر خواهد شد (۱۷ و ۱۸).

شاخص شوالتر (SHOW)^۲

این شاخص توسط شوالتر (۲۵) و به صورت رابطه زیر بیان شده است:

$$SHOW = T_{E500} - T_{p500} \quad (3)$$

در این رابطه SHOW شاخص شوالتر (درجه سانتی گراد)، T_{E500} دمای محیط در سطح ۵۰۰ میلی باری (درجه سانتی گراد) و T_{p500} دمای بسته هوا در سطح ۵۰۰ میلی باری (درجه سانتی گراد) است به شرط آن که بسته هوای اولیه از سطح ۸۵۰ میلی باری شروع به صعود کرده باشد. به طور کلی هرچه مقدار این شاخص کم تر باشد، ناپایداری شدیدتر بوده و در نتیجه بسته هوا بیش تر صعود خواهد کرد (۴).

شاخص K (KINX)^۳

مقدار این شاخص با استفاده از رابطه زیر به دست می آید:

$$KINX = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (4)$$

که در آن T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه سانتی گراد) در سطوح ذکر شده می باشد (۱۲).

شاخص هوای مخرب (SWEAT)^۴

این شاخص بیش تر در مناطقی که در معرض طوفان های سهمگین قرار دارند مانند شرق آمریکا کاربرد دارد و مقدار آن با استفاده از رابطه زیر به دست می آید:

$$SWEAT = 12(T_{d850}) + 20(TT - 49) + (2F_{850} + F_{500}) + 125[\sin(WD_{500} - WD_{850})] \quad (5)$$

که در آن T_{d850} دمای نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ میلی باری (درجه سانتی گراد)، F سرعت باد در سطوح ذکر شده (نات)، WD جهت باد در سطوح ذکر شده (درجه) و TT شاخص مجموع مجموع ها بوده و برابر است با:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{d500}) \quad (6)$$

در این رابطه نیز T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه سانتی گراد) در سطوح ذکر شده می باشند (۱۷).

مقادیر و میزان ناپایداری شاخص های دینامیکی (ناپایداری) معرفی شده در بالا در جدول ۲ نشان داده شده است.

نتایج و بحث

توسط روزانه پارامترهای هواشناسی مربوط به روزهای تحت بررسی در جدول ۳ نشان داده شده است. البته لازم به ذکر است که مقادیر ثبت شده در این جدول، توسط ایستگاه سینوپتیک مشهد گزارش شده است و مسلماً با مقادیر واقعی در نقاط مختلف شهر تفاوت فاحش دارد. به عنوان مثال اگر چه میزان بارش اول در ایستگاه سینوپتیک، ۰/۳ میلی متر گزارش شده ولی در نقاط شمالی شهر از جمله ایستگاه باران سنجی متعلق به وزارت نیرو در شهرک امام حسین، این مقدار ۱۱ میلی متر ثبت شده است. بنابراین هرچند داده های گزارش شده توسط سازمان هواشناسی با داده های واقعی بسیار متفاوت است اما چون در این تحقیق از داده های جو بالا و نقشه های سطوح مختلف فشاری اخذ شده از ایستگاه سینوپتیک استفاده شده است، سایر داده های اخذ شده از ایستگاه نیز (جدول ۳)، ملاک عمل قرار داده شده است.

چنان چه در جدول ۳ مشاهده می شود به طور کلی دما و فشار هوا در روزهای رخداد بارش نسبت به روزهای قبل از بارندگی کاهش یافته است. همچنین میزان رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم در این روزها رو به فزونی گذاشته است و بنابراین شرایط لازم برای تشکیل ابر و وقوع بارندگی در روزهای ۱۵ مرداد و ۲۴ و ۲۹ شهریور کاملاً مهیا بوده است.

- 1- Equilibrium Level
- 2- Showalter Index
- 3- K Index

جدول ۲- مقادیر و میزان ناپایداری شاخص های دینامیکی جو (۱۷، ۲۵ و ۱۲)

مقادیر	بزرگ تر از صفر					میزان ناپایداری	CAPE
	ناپایدار						
مقادیر	بزرگ تر از صفر	۰ تا ۴	۷ تا ۴	۸ یا کم تر			
میزان ناپایداری	صفر	اندک	زیاد	بسیار زیاد			SHOW
مقادیر	کوچک تر از ۱۵	۱۵-۲۰	۲۱-۲۵	۲۶-۳۰	۳۱-۳۵	۳۶-۴۰	بزرگ تر از ۴۰
میزان ناپایداری	صفر	خیلی کم	کم	متوسط	زیاد	بسیار زیاد	کاملاً ناپایدار
مقادیر	کوچک تر از ۳۰۰	۳۰۰ تا ۳۹۹	۴۰۰ تا ۵۹۹				بزرگ تر از ۶۰۰
میزان ناپایداری	ضعیف	متوسط	زیاد	خیلی زیاد			
							SWEAT

جدول ۳- متوسط روزانه پارامترهای هواشناسی در روزهای مورد مطالعه

شماره	روز	تاریخ	میزان بارش (میلی متر)	رطوبت نسبی (درصد)	فشار (میلی بار)	دما (سانتی گراد)	نقطه شبنم (سانتی گراد)
۱	روز قبل	۱۳۸۸/۵/۱۴	-	۳۱/۷۵	۹۰۰/۱۵	۲۸/۲	۵/۹
	روز بارش	۱۳۸۸/۵/۱۵	۰/۳	۴۵	۸۹۸/۷	۲۷/۷	۷/۲
۲	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۳	-	۲۱/۴	۹۰۲/۸	۲۵/۷	۰/۰۱
	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۴	۱۸	۶۳/۷۵	۸۹۹/۷	۲۰/۶	۱۲/۶
۳	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۸	-	۴۵/۲۵	۹۰۱/۹	۲۳/۲	۹/۸
	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۹	۳	۵۷/۴	۹۰۰/۹	۲۲/۵	۱۲/۷

آب قابل توجه بوده است. این مطلب می تواند مبین این موضوع باشد که بارش های رخ داده در این ایام ناشی از شرایط خاص منطقه ای بوده و از نوع بارش های سیستمی نبوده است. همچنین تراز LCL و FCL در روزهای وقوع بارش نشان می دهد که شرایط برای صعود هوا کاملاً مهیا بوده و اختلاف ارتفاع قله ابر با سطح FCL در روزهای مذکور نیز بیانگر انرژی پتانسیل در دسترس قابل توجهی در توده هوای صعود کننده است.

در شکل های ۳ و ۴ نمایه قائم دما و دمای نقطه شبنم رسم شده بر روی نمودار تفی گرام در روز بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۴) و روز قبل از آن در ساعات صفر و ۱۲ گرینویچ، به عنوان نمونه نشان داده شده است. موقعیت سطوح LCL و FCL و قله ابر بر روی این اشکال مشخص شده و موارد ذکر شده در بالا به وضوح بر روی آن ها مشاهده می شود.

چنان چه در جدول ۵ مشاهده می شود، مقادیر شاخص های $CAPE$ ، $SHOW$ و $KINX$ محاسبه شده در همه روزهای مورد مطالعه تقریباً با هم منطبق بوده و حاکی از پایداری و بعضاً ناپایداری ضعیف هوا در روزهای قبل از بارش و ناپایداری شدید هوا در روزهای رخداد بارش است. به عنوان مثال شاخص های فوق در روز بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۴) به ترتیب برابر $۹۵۳/۴$ ، $۴/۶۷$ و $۳۵/۳۰$ محاسبه شده اند که هر سه معرف ناپایداری شدید هوا در این روز می باشند.

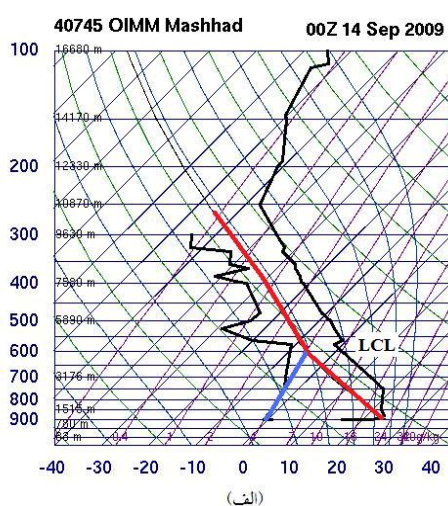
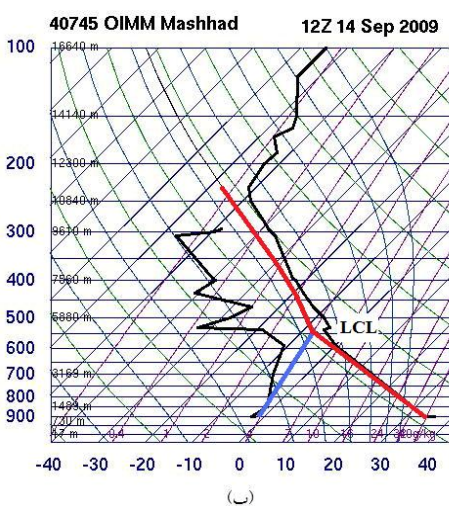
بررسی نمودارهای رسم شده با استفاده از داده های ساعتی پارامترهای مذکور نیز، به طور کلی مؤید مطالب بالا بوده اما روند تغییرات آن ها را در طی ساعات وقوع بارش به طور دقیق تری نشان می دهد. به عنوان مثال در شکل ۱ که مربوط به روز بارش سیل آسای ۲۴ شهریور و همچنین روز قبل از آن می باشد، چنان چه مشاهده می شود، به طور کلی در ساعات اولیه صبح روز بارش، میزان دما نسبت به روز قبل بالا بوده (قسمت الف) و مقدار رطوبت نسبی نیز بسیار پایین بوده است (قسمت د)، اما در ساعات بین ۱۲ تا ۱۵ گرینویچ (۳/۵ تا ۶/۵ بعدازظهر محلی) که منطبق بر ساعات شروع بارندگی است، میزان رطوبت نسبی به طور چشمگیری افزایش و دمای هوا نیز کاهش یافته است که مبین ورود یک توده هوای بسیار مرطوب به منطقه و ایجاد شرایط مساعد برای ناپایداری هوا و وقوع بارندگی می باشد.

مقادیر شاخص های فیزیکی حاصل از تحلیل تفی گرام و نیز شاخص های دینامیکی محاسبه شده توسط روابط معرفی شده در بخش قبل برای هر شش روز مورد مطالعه، به ترتیب در جدول های ۴ و ۵ نشان داده شده است.

چنان که در جدول ۴ نشان داده شده است، علی رغم گزارش میزان بارش کم توسط ایستگاه سینوپتیک در روزهای مورد مطالعه (جدول ۳)، آسمان منطقه پوشیده از ابرهای نسبتاً ضخیم، با محتوی

جدول ۵- شاخص های دینامیکی (ناپایداری) محاسبه شده در روزهای مورد مطالعه

شماره	روز	تاریخ	ساعت	شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (CAPE)	شاخص شوالتر (SHOW)	شاخص K (KINX)	شاخص هوای مخرب (SWEAT)
۱	روز قبل	۱۳۸۸/۵/۱۴	۰	۰	۰/۹۵	۳۳/۵	۲۹
	روز بارش	۱۳۸۸/۵/۱۵	۱۲	۰	۴/۵۷	۲۶/۵	۱۲۵/۱
			۰	۳۴/۶	۱۵/۷	۶۲/۵	
			۱۲	۱۵۶/۹	۲۵/۷	۱۰۸/۴	
۲	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۳	۰	۰	۷/۵۷	۱۰/۵	۴۲/۹۹
	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۴	۱۲	۰	۳/۱۴	۱۴/۹	۳۶
			۰	۴۵۳/۴	۲۲/۹	۲۳۵/۶	
			۱۲	۹۵۳/۴	۳۵/۳	۳۳۰/۴	
۳	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۸	۰	۰	۳/۳۲	۲۶/۷۱	۱۱۴/۲
	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۹	۱۲	۷۲/۷	-۱/۰۲	۲۸/۹	۱۸۷/۱
			۰	۱۲۸/۶	-	۱۵۶/۷	
			۱۲	۷۳۱/۸	۳/۱۹	۳۰۲/۶	



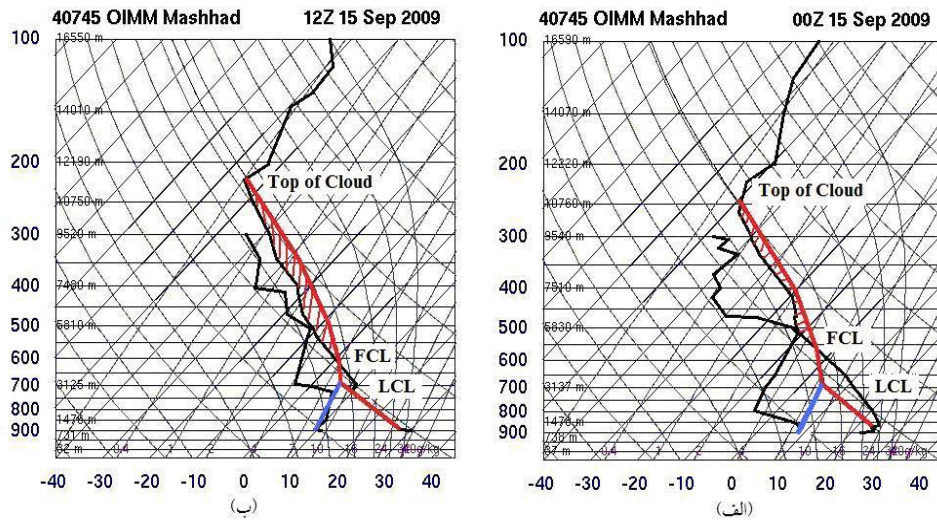
شکل ۳- نمودارهای تفی گرام روز قبل از بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۳) در ساعات (الف) ۰ گرینویچ یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویچ یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.

شرق کشور در این ایام می باشد. به عنوان مثال در شکل های ۵ و ۶ که الگوی فشار سطح زمین را به ترتیب در روز قبل و روز بارش سیل آسای ۲۴ شهریور در ساعات صفر و ۱۲ گرینویچ نشان می دهند، سامانه های فشاری مذکور در هر چهار شکل به وضوح مشاهده می شوند.

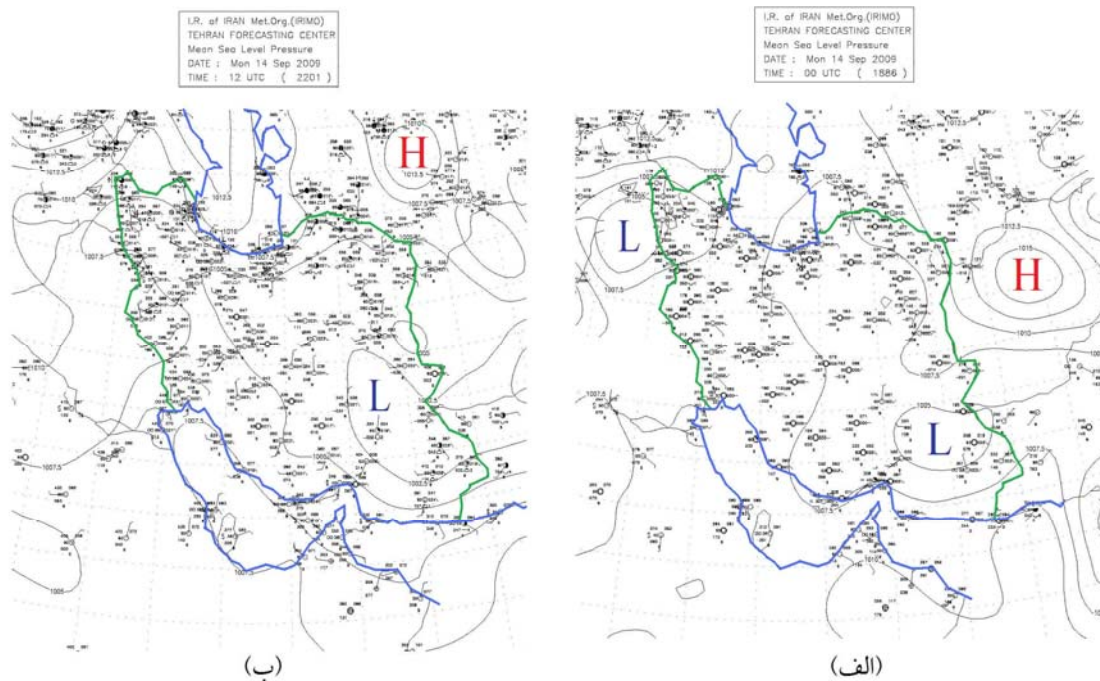
در تحلیل این الگوهای فشاری می توان گفت که سامانه پرفشار ناشی از بسط و گسترش پرفشار منطقه سبیری است که هوای سرد را از شمال شرق کشور در سطح زمین توزیع کرده است.

مقدار شاخص هوای مخرب (SWEAT) گرچه در اغلب روزها پایین بوده و نشان دهنده قدرت تخریبی ضعیف سیستم حاکم بر منطقه می باشد اما چنان چه قبلاً گفته شد، این شاخص بیش تر در مناطقی که در معرض طوفان های سهمگین قرار دارند، کاربرد دارد بنابراین با توجه به شرایط منطقه ای و اقلیمی مشهد، همین میزان کم یا متوسط آن نیز در این فصل از سال، قابل توجه است.

نتایج حاصل از تحلیل سینوپتیکی جو با استفاده از نقشه های سطوح مختلف فشاری در همه روزهای مورد مطالعه منطبق با تحلیل فیزیکی جو بوده و حاکی از تقابل دو سامانه کم فشار و پرفشار در



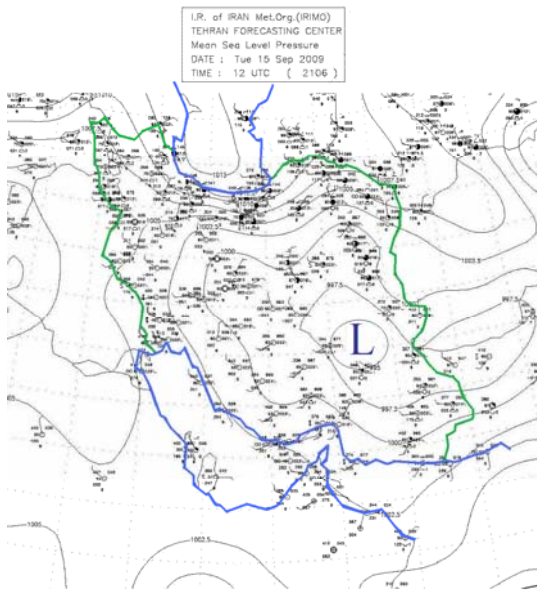
شکل ۴- نمودارهای تفی گرام روز بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۴) در ساعات (الف) ۰ گرینویچ یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویچ یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.



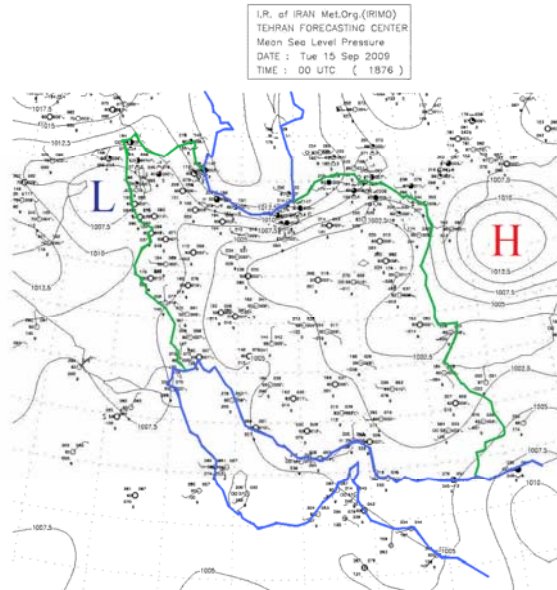
شکل ۵- نقشه های سطح زمین روز قبل از بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۳) در ساعات (الف) ۰ گرینویچ یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویچ یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.

شود. همچنین بررسی نقشه‌های هم فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل های ۷ و ۸) روزهای مذکور نیز مبین همرفت هوای گرم از نواحی جنوبی به سمت شمال شرق است. این مطلب نیز مؤید الگوهای فشاری سطح زمین و منطبق بر نتایج مستخرج از تحلیل فیزیکی نمایه قائم جو می‌باشد.

همچنین در همین ایام، هوای گرم و مرطوبی که سوار بر سامانه کم فشار به سمت شمال شرق در حرکت بوده است بر روی هوای سرد مزبور صعود کرده و باعث ایجاد ناپایداری شدید هوا در منطقه و رخداد بارش سیل آسای این روز شده است و این موضوع به خوبی در نمایه قائم دمای مربوط به این ایام (شکل های ۳ و ۴) مشاهده می-

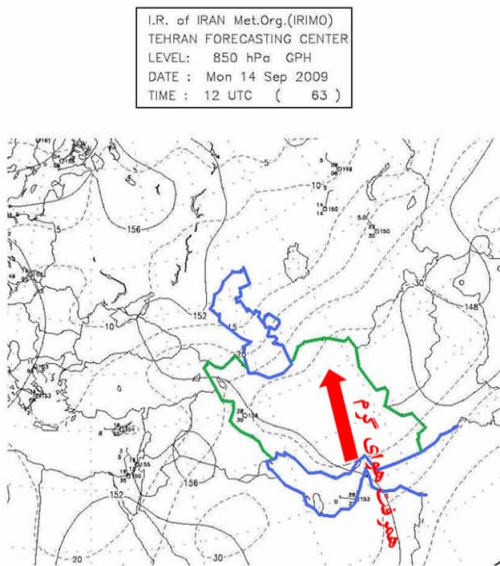


(ب)

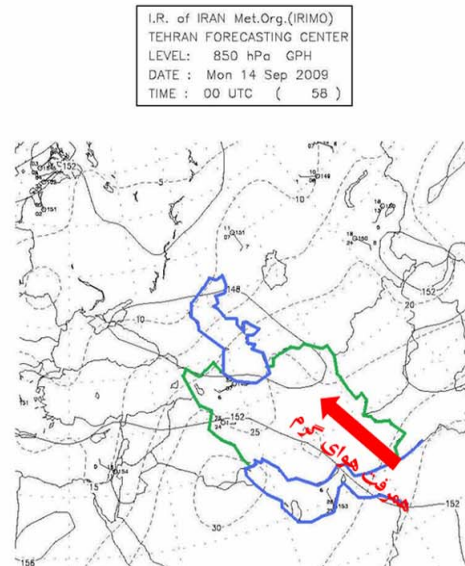


(الف)

شکل ۶- نقشه های سطح زمین روز بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۴) در ساعات (الف) + گرینویچ یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویچ یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.



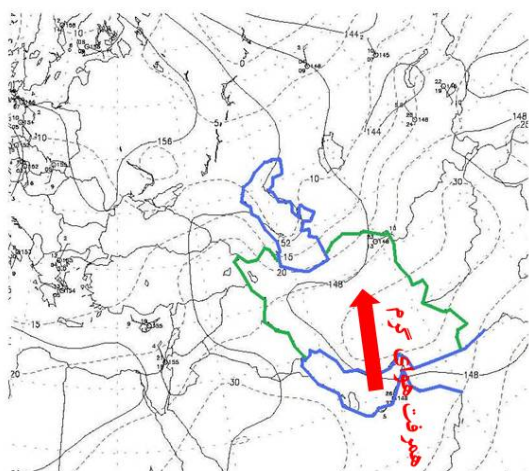
(ب)



(الف)

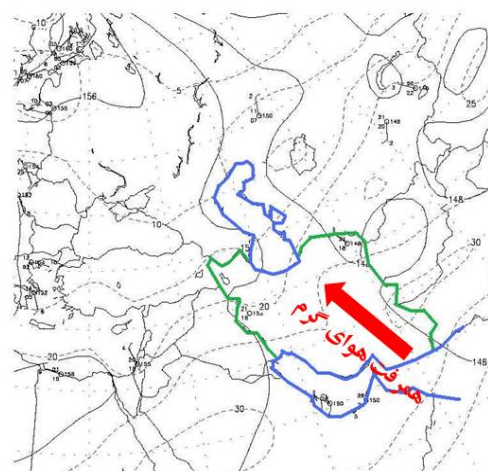
شکل ۷- نقشه های سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال روز قبل از بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۳) در ساعات (الف) + گرینویچ یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویچ یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.

I.R. of IRAN Met.Org.(RIMO)
TEHRAN FORECASTING CENTER
LEVEL: 850 hPa GPH
DATE: Tue 15 Sep 2009
TIME: 12 UTC (60)



(ب)

I.R. of IRAN Met.Org.(RIMO)
TEHRAN FORECASTING CENTER
LEVEL: 850 hPa GPH
DATE: Tue 15 Sep 2009
TIME: 00 UTC (61)



(الف)

شکل ۸- نقشه های سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال روز بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۴) در ساعات (الف) + گرینویچ یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویچ یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.

قدردانی و سپاس

نگارندگان مقاله بدینوسیله از حمایت و مساعدت معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد برای انجام این تحقیق در قالب طرح تحقیقاتی شماره ۲۹۹ پ، قدردانی و سپاسگزاری می نمایند.

با توجه به مطالب فوق می توان نتیجه گرفت که بسط و گسترش سامانه پرفشار سبیری طی فصل گرم سال (که معمولاً پدیده شناخته شده فصل سرد سال است) همزمان با همرفت هوای گرم و مرطوب جنوبی، ناپایداری شدید هوا را به طور غیر منتظره باعث می شود. بنابراین با رصد کردن این شرایط در تابستان می توان ضمن آمادگی برای مواجهه با این پدیده مخرب از خسارات احتمالی ناشی از آن نیز تا حد امکان جلوگیری نمود و میزان ریسک را کاهش داد.

منابع

- ۱- پروند ح. ۱۳۷۰. اثر مونسون جنوب غربی بر روی ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک تهران، ۹۸ ص.
- ۲- تقی زاده ح. ۱۳۶۶. تحلیلی بر بارندگی یک مردادماه سال ۱۳۶۶. مجله رشد آموزشی زمین شناسی ۱۰: ۵۱-۴۳.
- ۳- خلیلی ن،، خدائشاس س،، داوری ک. و موسوی بایگی م. ۱۳۸۷. پیشبینی بارش ماهانه با استفاده از شبکه های عصبی مصنوعی. مجله آب و خاک ۲۲(۱): ۹۹-۸۹.
- ۴- صادقی حسینی ع. و رضائیان م. ۱۳۸۵. بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری ابرهای همرفتی اصفهان. دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ۳۲ (۲): ۹۸-۸۳.
- ۵- عربی ز. ۱۳۸۵. تحلیل سینوپتیکی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران. مجله پژوهش های جغرافیایی ۵۶: ۱۵-۱.
- ۶- علیجانی ب. ۱۳۷۲. مکانیزم های صعود بارندگی های ایران. مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم تهران. ۱: ۵۳-۴۵.
- ۷- علیجانی ب. ۱۳۶۶. رابطه پراکنندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم های هوایی سطح بالا. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی ۴: ۱۴۳-۱۲۵.
- ۸- لشگری ح. ۱۳۷۵. الگوی سینوپتیکی بارش های شدید جنوب غربی ایران. پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۲۰ ص.
- ۹- موسوی بایگی م،، فلاح قاله‌ری ع. و حبیبی نوخندان م. ۱۳۸۷. بررسی ارتباط نشانه های پهن مقیاس اقلیمی با بارش خراسان. مجله علوم

- ۱۰- نجار سلیقه م. ۱۳۷۷. الگوهای سینوپتیکی بارش های تابستانه جنوب شرقی ایران، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۲ ص.
- 11- Abraham A., Sajeeth p., and Joseph B. 2004. Will We Have a Wet Summer? Long-term Rain Forecasting Using Soft Computing Models. Modeling and Simulation, Publication of the society for Computer Simulation International, Prague, Czech Republic, 1044 pp.
- 12- George J. J. 1960. Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press, New York, 673 pp.
- 13- Holton J. R. 1993. An introduction to dynamic meteorology: 3rd edition, Academic Press, 511 pp.
- 14- Mariotti A., Zeng N., and Lau K. M. 2002. Euro-Mediterranean rainfall and ENSO-a seasonally varying relationship. Geophysical Research Letters, 29: 1621-1632.
- 15- McIlveen R. 1992. Fundamentals of Weather and Climate, published by Chapman & Hall, 2-6 Boundary Row, London SE1 8HN, UK, 497 pp.
- 16- McInthosh D. H., and Thom A. S. 1969. Essentials of Meteorology, wykeham publications (London) LTD, 239 pp.
- 17- Miller R.C. 1972. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Report 200(R), Headquarters, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL 62225, 190 pp.
- 18- Moncrieff M. W., and Green J. S. 1972. The propagation of steady convective overturning in shear. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 98: 336-352.
- 19- Nicholson S. E., and Selato J. C. 2000. The Influence of La Nina on African Rainfall. International Journal of Climatology, 20: 1761-1776.
- 20- Petterssen S. 1956. Weather Analysis and Forecasting. McGRAW-HILL Book Company, 267 pp.
- 21- Pierre C. 1995. June – September rainfall in north eastern Africa and atmospheric signals over the tropics: A zonal perspective. International journal of climatology, 15: 273- 285.
- 22- Pozo-Vasqueze D. 2001. The Association between ENSO and winter Atmospheric Circulation and Temperature in the North Atlantic Region. Journal of Climate, 14: 3408-3420.
- 23- Woong Kim T., Yoo C., and Hyun A.J. 2007. Influence of Climate variation on seasonal precipitation in the Colorado River Basin. Journal of Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 22(3): 411-420.
- 24- Robert P., Harnack D., jensan D., and joseph R. 1998. investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in utah. international journal of climatology int, 11:112-130.
- 25- Showalter A. K. 1953. A stability index for thunderstorm forecasting. B. Am. Meteorol. Soc, 34: 250-252.
- 26- Yatagai A., and Yasunari T. 1995. Interannual Variations of summer Precipitation in the Arid/Semiarid Regions in china and Mongolia. Journal of the Meteorological society of Japan, 73(5): 909-923.

The Investigation of Vertical Profile of Weather that Caused Destroyer Summer Rainfall (Case Study: Mashhad)

M. Mousavi-Baygi^{1*} - B. Ashraf²

Received: 27-6-2010

Accepted: 30-8-2010

Abstract

Drastic Precipitations in unmorally times always are one of the important factors that created abundant damages in different geographical areas. In this research, three Precipitations that occurred in summer 2009 in Mashhad were investigated. The investigation of variation graphs of meteorological parameters show significant decreasing of air pressure and temperature and increasing of relative humidity and dew point in days of occurrence precipitation compare with previous days. The result of physical analysis by using thepigram showed that existent of thick cloud whit noticeable perceptible water in sky of local in days of occurrence precipitation. Also situation of LCL and FCL levels and difference of height between top of cloud whit FCL and amount of dynamical indexes of CAPE, SHOW and KINX explains noticeable potential energy of ascendable air mass and suitable conditions for drastic instability of weather. For example amounts of dynamical indexes for torrent day (15 Sep) obtained 953.4, -4.67 and 35.30 respectively that are demonstrator of hard instability in this day. The investigation of surface isobars map showed contrast of tow Low and High pressure systems in east of country. Also 850 hpa isobars map indicate advection of warm weather from south to northeast that is similar whit surface pressure patterns. Therefore prove that developing of Siberian High pressure in warm season synchronic whit advection of warm and humid weather from south that caused drastic instability suddenly and this subject is supported physical analysis of vertical profile of atmosphere.

Keywords: Vertical profile, Summer rainfall, Advection of warm weather, Pressure systems, Physical and Dynamical indexes of atmosphere

1,2 -Associate professor and MSc student of Agrometeorology, Department of Water Engineering, Ferdowsi University of Mashhad, respectively

(* - Corresponding Author; Email: mousavi500@yahoo.com)