

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

محمد موسوی بايگي^{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 روزهای قابل توجه در آسمان منطقه در رخداد بارش می باشد. همچنین موقعیت تراز *LCL* و *FCL* اختلاف ارتفاع قله ابر با سطح *FCL* و مقادیر شاخص های دینامیکی *KINX*، *CAPE* و *SHOW* نیز بیانگر انرژی پتانسیل قابل توجه توده هوای صعد کننده و شرایط مساعد برای تاپايداری شدید هوا است. به عنوان مثال مقادیر شاخص های دینامیکی مذکور در روز بارش سیل آسا (۲۶ شهریور) به ترتیب برابر ۹۵/۴-۴/۶۷ و ۳۵/۳۰ به دست آمده است که هر سه معرف تاپايداری 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 میین 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 تاپايداری شدید هوا به طور غیرمنتظره 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

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 زا بسیار مهم می باشدند.^(۵)

به طور کلی بارش پدیدهای 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 پهنه مقياس اقلیمی و به خصوص دوره های النینو و لاتینا 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 لاتینا را بر بارش آفریقا با استفاده از روش هارمونیک

مقدمه

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- به ترتیب دانشیار و دانشجوی کارشناسی ارشد هواشناسی کشاورزی، گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد
(Email: mousavi500@yahoo.com)
۲- نویسنده مسئول:

مطرح نموده است. لشکری (۸) بارش‌های شدید جنوب غربی ایران را نتیجه تقویت و تشدید فعالیت سامانه کم فشار مونسونی سودانی و منطقه همگرائی 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 موسومی از سمت شرق در سطح زیرین تروپوسفر، موجب انتقال رطوبت اقیانوس هند و خلیج بنگال به این منطقه شده و در اثر صعود توده هوای مطروب 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 کم فشار 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 کرده که بین تعییرات دمای سطح دریا در مناطقی مانند دریای سیاه، دریای شمال و غرب مدیترانه با بارش‌های منطقه، ارتباط تنگاتنگ وجود دارد.

علی‌رغم 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 قائم هوای 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 شبیم، فشار، رطوبت نسبی، میزان بارش و نیز نقشه‌های هم فشار سطح زمین و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت‌های اصلی (۱۸، ۱۲، ۰۶، ۰۰، ۰۳) 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 لانينا بوده و به زمان و مکان نیز واپسنته است، پزو-واسکوییز (۲۲) ارتباط بین انسو و چرخه انتسفری زمستانه و دما در ناحیه اقیانوس اطلس شمالی را بررسی نموده و نتیجه گرفت که در این ناحیه در زمستان هیچ ارتباط معنی داری بین رخدادهای گرم انسو و الگوهای فشاری وجود ندارد. نتایج حاصل از تحقیقات ماریوتی و همکاران (۱۴) نشان دهنده تأثیر معنی دار انسو بر بارش بخش مدیترانه‌ای اروپا می‌باشد. آبراهام و همکاران (۱۱) داده‌های بارش را در بخش جنوبی پنسیلوانیای هند تحلیل کرده و نتیجه گرفتند که توزیع فضایی ضربی همبستگی بین بارش مونسونی هند و ارتفاع ژوپیتانسیل ماهانه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خلال ماه‌های ژانویه تا می، الگوی همبستگی بالایی را نشان می‌دهد. وونگ و همکاران (۲۳) تأثیر نشانه‌های اقلیمی پهن مقیاس را بر بارش فصلی-سازی سیستم‌های دینامیکی اقلیمی می‌تواند در توسعه یک مدل پیش-بینی بلند مدت نتیجه بخش باشد. روپرت (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 فوق العاده ای 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 گرامایش زمین را مؤثرترین عامل ایجاد این بارش‌ها به ویژه در ناحیه جنوب شرقی مطرح نموده است (۶). تقی زاده (۲) بارندگی سیل آسای مردادماه ۱۳۶۶ را مورد بررسی قرار داده و پدیده مونسون را به عنوان عامل غالب رخداد این بارش، معرفی نموده است. پرونده (۱) گسترش سیستم‌های موسومی جنوب غربی هند و جابجایی زیاد پرفشار تبت به سمت غرب را به عنوان عامل غالب بارندگی سیل آسای مرداد ۱۳۳۵ که تمام نقاط مرکزی و شرقی ایران را در برگرفت،

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

پس از جمع آوری و پردازش اولیه همه داده ها 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 ساعت 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 تووه های مختلف آب و هوایی دارد. شرایط اقلیمی خاصی بوده و تنوع اقلیمی ویژه ای دارد. با وجود این امر و با توجه به میانگین بارش و دمای سالانه مشهد (به ترتیب ۲۵۵/۲ میلی متر و ۱۴/۱ درجه سانتی گراد) اقلیم این منطقه به روش طبقه بندی اقلیمی دومارتان، در گروه مناطق نیمه خشک قرار گرفته است. در جدول ۱ خصوصیات اقلیمی شهر مشهد در استان خراسان رضوی نشان داده است.

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

جدول ۱ - خصوصیات اقلیمی شهر مشهد

نوع اقلیم	ضریب اقلیمی دومارتان (میلی متر)	حداقل بارندگی بارندگی (میلی متر)	حداکثر بارندگی سالیانه (میلی متر)	حداکثر دمای مطلق (سانتیگراد)	حداقل دمای مطلق (سانتیگراد)	میانگین دمای سالیانه (سانتیگراد)
نیمه خشک	۱۰/۷۲	۱۳۰/۷	۴۲۷/۱	۲۵۷/۵	۴۳/۸	-۲۸



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 می‌باید. 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 جائی 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 جائی 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 جائی 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 بالای ابر (میلی بار) و g شتاب جاذبه (متر بر مجدور ثانیه)، می‌باشند (۲۰).

شاخص‌های دینامیکی (ناپایداری) جو

شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (CAPE)^۵

این شاخص، نشان دهنده بیشینه انرژی جنبشی بسته هوا 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 با استی سیمای نمایه قائم دما را مشخص نمود. به این منظور داده‌های اندازه گیری شده توسط رادیوسوند در ساعت صفر و ۱۲ گرینویچ به طور جداگانه با استفاده از نرم افزار Digital Atmosphere. بر روی تفی گرام پلات شده و بدین ترتیب نمایه دما و دمای نقطه شبنم برای تمام روزها به طور مجزا ترسیم گردید (شکل های 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 تفی گرام و نقشه‌های هم‌فشار همه روزهای تحت مطالعه به دلیل محدودیت صفحات مقاله امکان پذیر 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)^۶

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)^۷

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

^۴ شاخص هوای مخرب (SWEAT)

این شاخص بیشتر در مناطقی که در معرض طوفان‌های سه‌مگین قرار دارند مانند شرق آمریکا کاربرد دارد و مقدار آن با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\begin{aligned} SWEAT = & 12(T_{d850}) + 20(TT - 49) \\ & + (2F_{850} + F_{500}) + 125[\sin(WD_{500} - WD_{850})] \end{aligned} \quad (۵)$$

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

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{d500}) \quad (۶)$$

در این رابطه نیز T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه سانتی گراد) در سطوح ذکر شده می‌باشند (۱۷). مقادیر و میزان ناپایداری شاخص‌های دینامیکی (ناپایداری) معرفی شده در بالا در جدول ۲ نشان داده شده است.

نتایج و بحث

متوسط 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 است 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 داده‌های گزارش شده توسط سازمان هواشناسی با داده‌های واقعی بسیار متفاوت است اما چون در این تحقیق از داده‌های جو بالا و نقشه‌های سطوح مختلف فشاری اخذ شده از ایستگاه سینوپتیک استفاده شده است، سایر داده‌های اخذ شده از ایستگاه نیز (جدول ۳)، ملاک عمل قرار داده شده است.

چنان‌چه در جدول ۳ مشاهده می‌شود 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.

صورت می‌گیرد (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)^۱ و با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$CAPE = g \int_{FCL}^{EL} \frac{\theta_p - \theta_E}{\theta_E} dz \quad (۲)$$

که در این رابطه، $CAPE$ شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (ژول بر کیلوگرم)، g شتاب جاذبه (متر بر میلی‌نایه)، θ_p دمای پتانسیل بسته هوا (درجه سانتی گراد)، θ_E دمای محیط (درجه سانتی گراد) و dz ارتفاع صعود بسته هوا (متر) می‌باشد. 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 بیشتر شده و در نتیجه نیروی شناوری آن قوی‌تر بوده و بنابراین شتاب بالارو نیز بیشتر خواهد شد (۱۷ و ۱۸).

^۵ شاخص شوالتر (SHOW)

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

$$SHOW = T_{E500} - T_{p500} \quad (۳)$$

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

^۶ شاخص K (KINX)

مقدار این شاخص با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\begin{aligned} KINX = & (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (۴) \\ \text{که در آن } T \text{ و } T_d & \text{ به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه سانتی گراد) در سطوح ذکر شده می‌باشند (۱۲).} \end{aligned}$$

1- Equilibrium Level

2- Showalter Index

3- K Index

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

نایابدار						بزرگتر از صفر	مقادیر	CAPE
						میزان نایابداری	میزان نایابداری	
-۸ یا کم تر بسیار زیاد	-۷ تا -۴	زیاد	اندک	-۴ تا ۰	بزرگتر از صفر	مقادیر	میزان نایابداری	
۴۰ بزرگتر از کاملاً نایابدار	۳۶ - ۴۰	۳۱ - ۳۵	۲۶ - ۳۰	۲۱ - ۲۵	۱۵ - ۲۰	کوچکتر از ۱۵	میزان نایابداری	SHOW
۶۰۰ بزرگتر از خیلی زیاد	۵۹۹ تا ۴۰۰	زیاد	متوسط	کم	خیلی کم	صفر	میزان نایابداری	KINX
خیلی زیاد		زیاد			متوسط	ضعیف	میزان نایابداری	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 (ساندی گراد)	نقطه شبنم (ساندی گراد)
	روز قبل	۱۳۸۸/۵/۱۴	-	۳۱/۷۵	۹۰۰/۱۵	۲۸/۲	۵/۹
۱	روز بارش	۱۳۸۸/۵/۱۵	۰/۳	۴۵	۸۹۸/۷	۳۷/۷	۷/۲
	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۳	-	۲۱/۴	۹۰۲/۸	۲۵/۷	۰/۰۱
۲	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۴	۱۸	۶۳/۷۵	۸۹۹/۷	۲۰/۶	۱۲/۶
	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۸	-	۴۵/۲۵	۹۰۱/۹	۲۳/۲	۹/۸
۳	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۹	۳	۵۷/۴	۹۰۰/۹	۲۲/۵	۱۲/۷

آب قابل توجه بوده است. این مطلب می‌تواند میان این موضوع باشد که بارش‌های رخ داده در این ایام ناشی از شرایط خاص منطقه‌ای بوده و از نوع بارش‌های سیستمی نبوده است. همچنین تراز *LCL* و *FCL* در روزهای وقوع بارش نشان می‌دهد 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 کنده است.

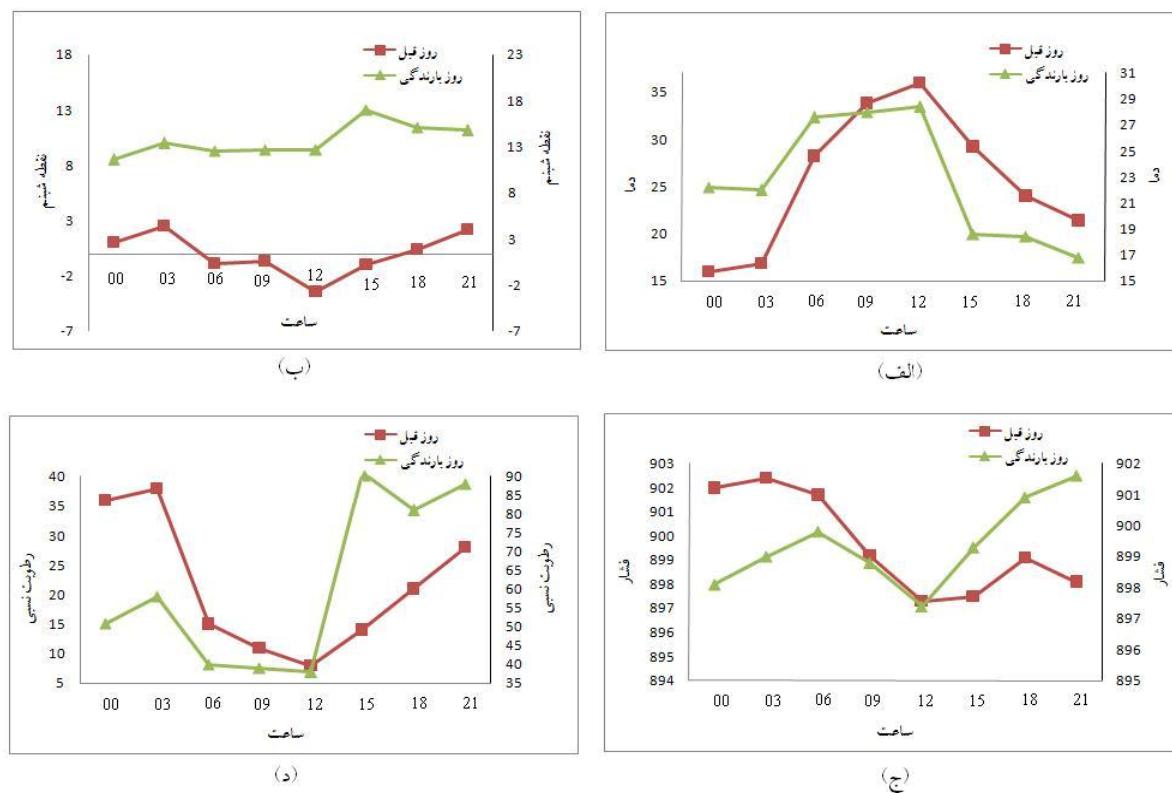
در شکل‌های ۳ و ۴ نمایه قائم دما و دمای نقطه شبنم رسم شده بر روی نمودار تفی گرام در روز بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۴) و روز قبل از آن در ساعات صفر و ۱۲ گرینویچ، به عنوان نمونه نشان داده است. موقعیت سطح *LCL* و *FCL* و قله ابر برابر روی این اشکال مشخص شده و موارد ذکر شده در بالا به وضوح بر روی آن‌ها مشاهده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

چنان‌چه در جدول ۵ مشاهده می‌شود، مقادیر شاخص‌های *CAPE*, *SHOW*, *KINX* و *MIZAN* محاسبه شده در همه روزهای مورد مطالعه تقریباً با هم منطبق بوده و حاکی از پایداری و بعض‌نایابداری ضعیف هوا در روزهای قبل از بارش و نایابداری شدید هوا در روزهای رخداد بارش است. به عنوان مثال شاخص‌های 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 نایابداری شدید هوا در این روز می‌باشند.

بررسی نمودارهای رسم شده با استفاده از داده‌های ساعتی پارامترهای مذکور نیز، به طور کلی مؤید مطالب بالا بوده اما روند تغییرات آن‌ها در طی ساعات وقوع بارش به طور دقیق‌تری نشان می‌دهد. به عنوان مثال در شکل ۱ که مربوط به روز بارش سیل آسای ۲۴ شهریور و همچنین روز قبل از آن می‌باشد، چنان‌چه مشاهده می‌شود، 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 پایین‌بوده 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 میان ورود یک توده هوای بسیار مرتبط به منطقه و ایجاد شرایط مساعد برای نایابداری هوا و وقوع بارندگی می‌باشد.

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

چنان‌که در جدول ۴ نشان داده شده است، علی‌رغم گزارش میزان بارش کم توسط ایستگاه سینوپتیک در روزهای مورد مطالعه (جدول ۳)، آسمان منطقه پوشیده از ابرهای نسبتاً ضخیم، با محتوى



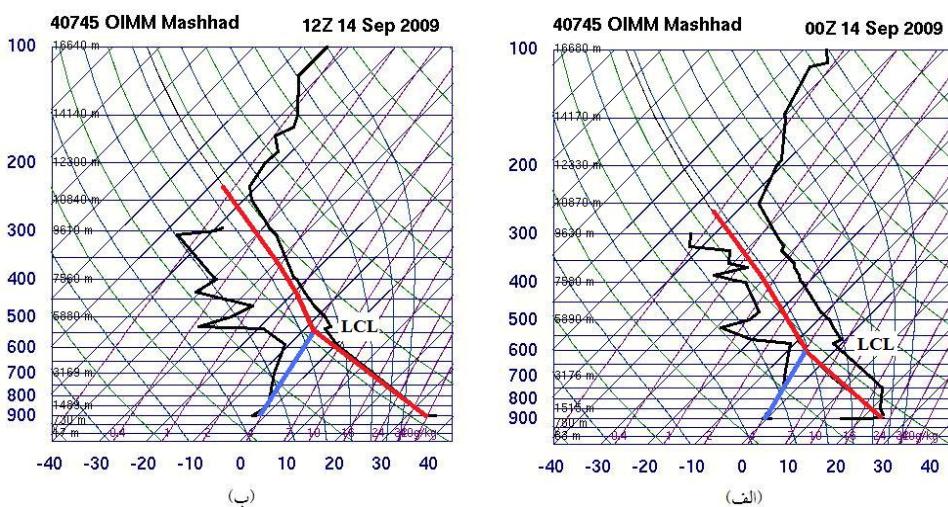
شکل ۲- نمودارهای (الف) دما، (ب) دمای نقطه شبنم، (ج) فشار و (د) رطوبت نسبی در روز قبل از بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۳) و روز بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۴).

جدول ۴- شاخص های فیزیکی محاسبه شده در روزهای مورد مطالعه

شماره	روز	تاریخ	ساعت	پایه ابر فراورفتی (LCL) (میلی بار)	سطح فراورفت آزاد (FCL) (میلی بار)	قله ابر (Top of Cloud) (متر)	ابر (PW) (میلی متر)	آب قابل بارش
	روز قبل	۱۳۸۸/۵/۱۴	۰	۷۲۳/۶	۵۵۰	۶۷۳۵	۲۹/۹۸	
۱	روز بارش	۱۳۸۸/۵/۱۵	۱۲	۶۸۱/۲	۶۰۲/۱	۷۰۱۴	۲۳/۳۹	
	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۳	۰	۶۷۰/۳	۵۲۶/۴	۶۹۴۰	۱۴/۷	
۲	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۴	۱۲	۶۲۹/۷	۵۶۳/۶	۵۳۲۱	۱۲/۹۸	
	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۸	۰	۷۲۵/۴	۵۸۰/۸	۱۱۴۹۰	۱۷/۹۷	
۳	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۹	۱۲	۶۹۳/۲	۶۲۰/۲	۱۱۸۹۴	۲۶/۷۱	
	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۸	۰	۷۱۹/۵	۶۰۰	۳۶۰۰	۲۳/۳۰	
	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۹	۱۲	۷۰۰/۲	۶۰۲/۷	۱۰۵۰۰	۲۱/۲	
	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۸	۰	۷۸۵/۶	۵۲۱/۶	۶۳۰۰	۲۶/۸۳	
	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۹	۱۲	۶۷۰/۷	۶۲۵/۴	۱۰۴۰۰	۲۶/۲۶	

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

شماره	روز	تاریخ	ساعت	پتانسیل فرارفتی (CAPE)	شاخص موجودی انرژی	شاخص شوالتر (SHOW)	شاخص K (KINX)	شاخص هوای مخرب (SWEAT)
۱	روز قبل	۱۳۸۸/۵/۱۴	.	.	۰/۹۵	۲۶/۵	۳۳/۵	۲۹
			۱۲	.	۴/۵۷	۱۵/۷	۲۶/۵	۱۲۵/۱
	روز بارش	۱۳۸۸/۵/۱۵	.	۳۴/۶	۰/۰۷	۱۰۸/۴	۲۵/۷	۶۲/۵
			۱۲	۱۵۶/۹	۴/۱۸	-	۲۵/۷	۴۲/۹۹
۲	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۳	.	.	۷/۵۷	۱۰/۵	۱۴/۹	۳۶
			۱۲	.	۳/۱۴	۲۲/۹	۲۴/۹	۲۳۵/۶
	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۴	.	۴۵۳/۴	-۲/۱۸	۳۵/۳	۳۵/۳	۳۳۰/۴
			۱۲	۹۵۳/۴	-۴/۶۷	۲۶/۷۱	۲۸/۹	۱۱۴/۲
۳	روز قبل	۱۳۸۸/۶/۲۸	.	.	۲/۳۲	۲۸/۹	۲۶/۷۱	۱۸۷/۱
			۱۲	۷۲/۷	-۱/۰۲	۲۵/۵	-	۱۵۶/۷
	روز بارش	۱۳۸۸/۶/۲۹	.	۱۲۸/۶	۲/۱۹	۳۵/۱	-۳/۹۹	۳۰۲/۶
			۱۲	۷۳۱/۸	-	-	-	-



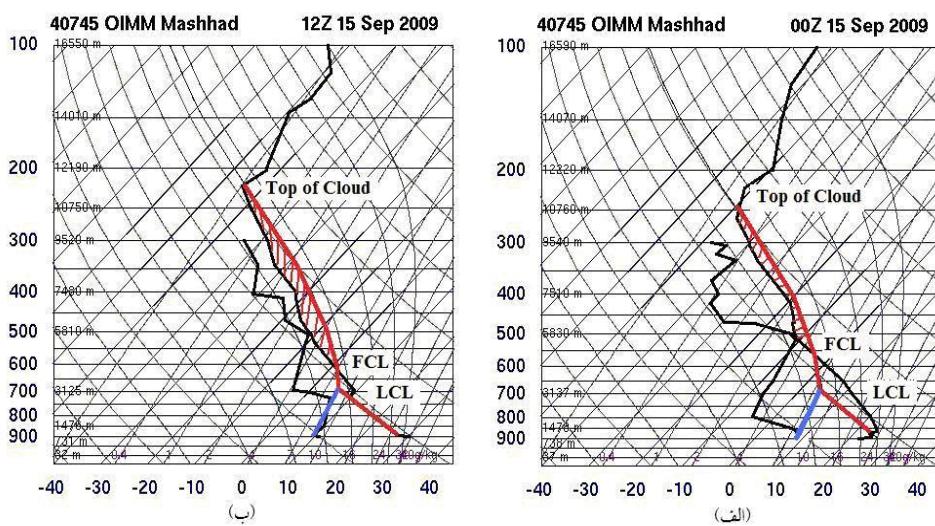
شکل ۳- نمودارهای تفی گرام روز قبل از بارش سیل آسا (الف) + گرینویج یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویج یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.

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 ساعت صفر و ۱۲ گرینویج نشان می دهد، سامانه های فشاری مذکور در هر چهار شکل به وضوح مشاهده می شوند.

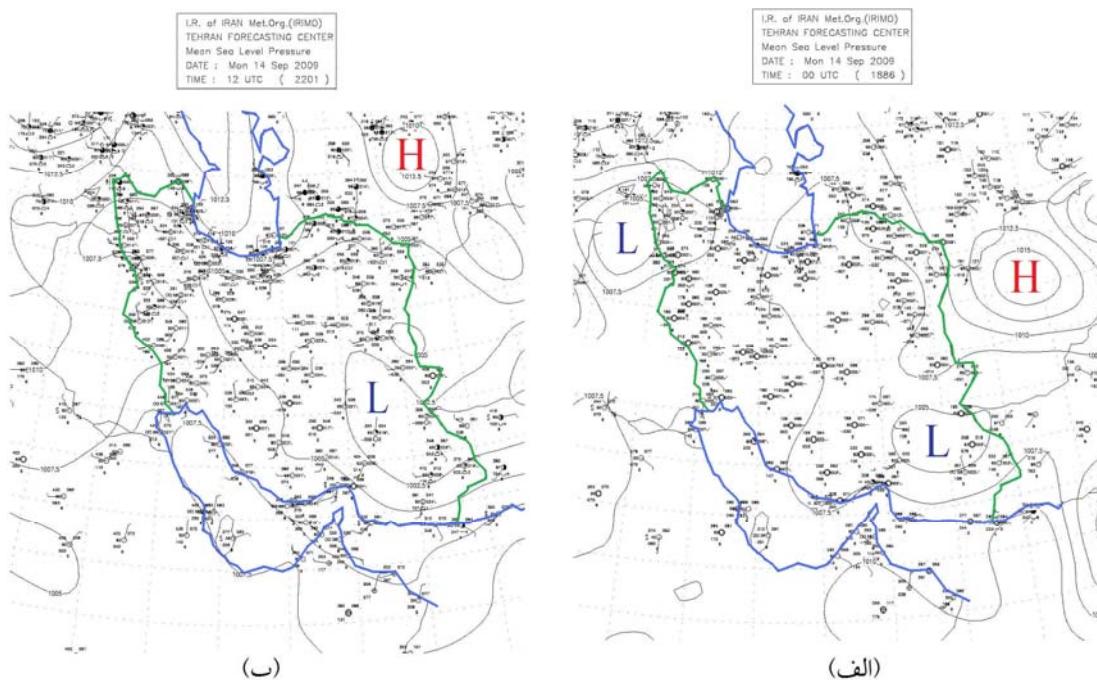
در تحلیل این الگوهای فشاری می توان گفت که سامانه پرفشار ناشی از بسط و گسترش پرفشار منطقه سبیری است که هوای سرد را از شمال شرق کشور در سطح زمین توزیع کرده است.

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 قللاً گفته شد، این شاخص بیشتر 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

با 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



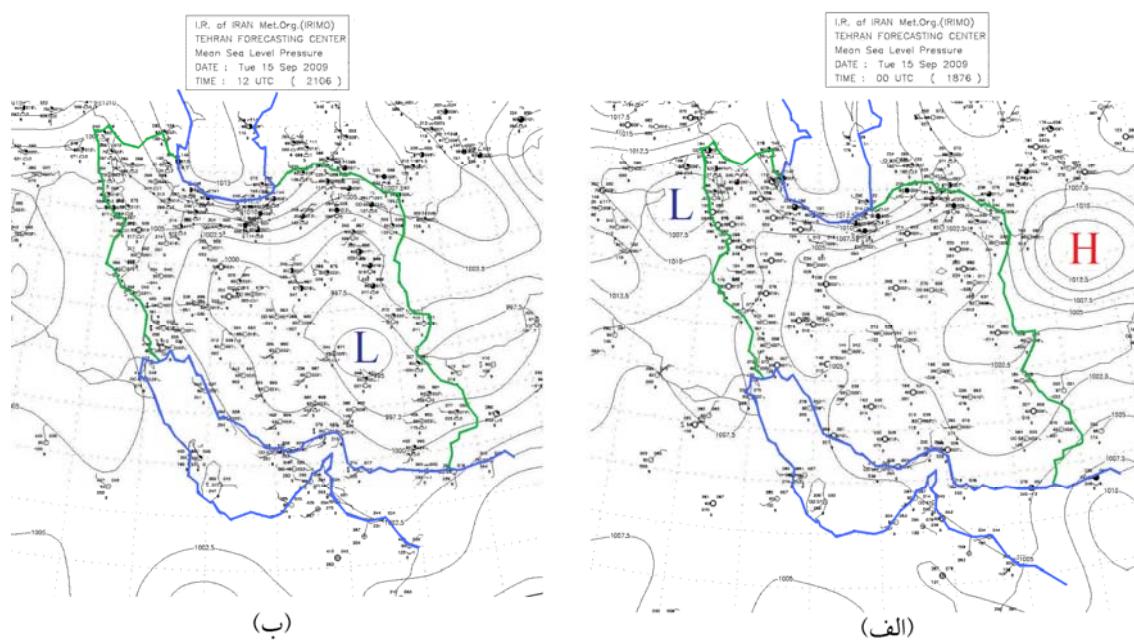
شکل ۴- نمودارهای تفی گرام روز بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۴) در ساعت (الف) + گرینویج یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویج یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.



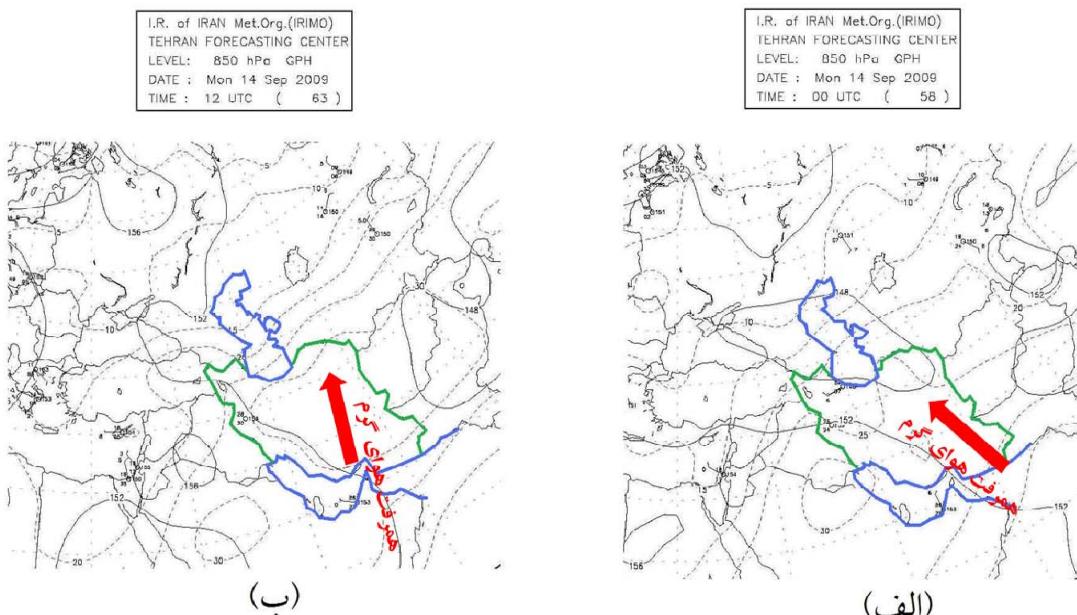
شکل ۵- نقشه های سطح زمین روز قبل از بارش سیل آسا (۱۳۸۸/۶/۲۳) در ساعت (الف) + گرینویج یا ۳/۵ صبح محلی و (ب) ۱۲ گرینویج یا ۱۵/۵ بعد از ظهر محلی.

شود. همچنین بررسی نقشه های هم فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل های ۷ و ۸) روزهای مذکور نیز مبنی همرفت هوای گرم از نواحی جنوبی به سمت شمال شرق است. این مطلب نیز مؤید الگوهای فشاری سطح زمین و منطقی بر تابعیت مستخرج از تحلیل فیزیکی نمایه قائم جو می باشد.

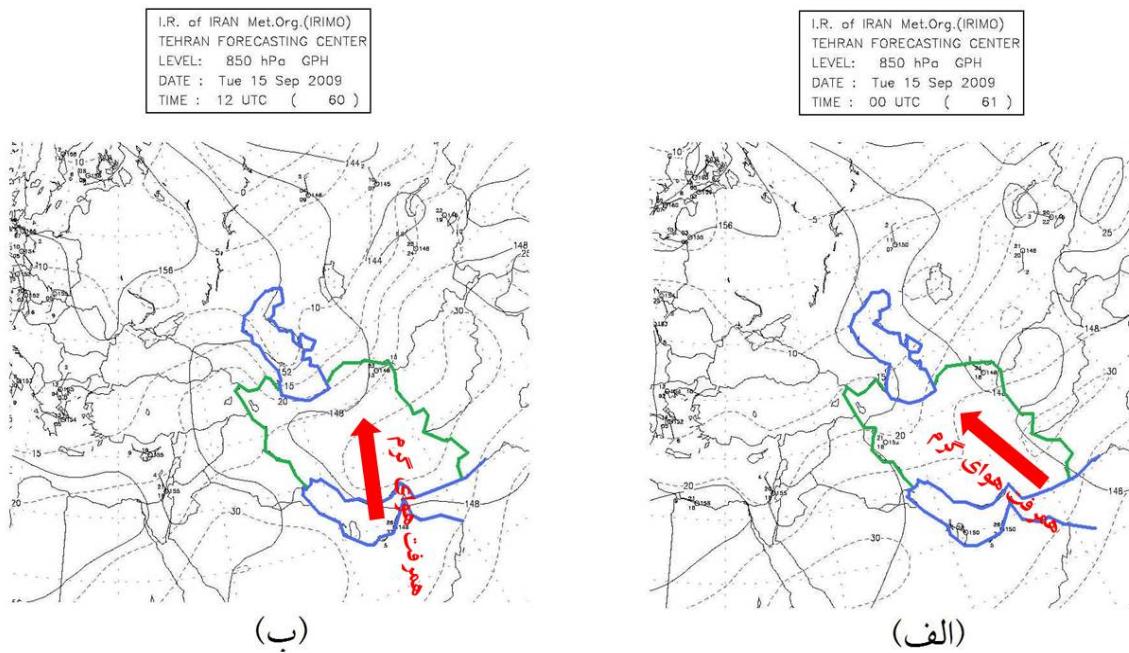
همچنین در همین ایام، هوای گرم و مرطوبی که سوار بر سامانه کم فشار به سمت شمال شرق در حرکت بوده است بر روی هوای سرد مذبور صعود کرده و باعث ایجاد ناپایداری شدید هوا در منطقه و رخداد بارش سیل آسا این روز شده است و این موضوع به خوبی در نمایه قائم دمای مربوط به این ایام (شکل های ۳ و ۴) مشاهده می-



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



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



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

قدرتانی و سپاس

نگارندگان مقاله بدبونسیله 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 مطالعه 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 هموفت هوای گرم و مرطوب جنوبی، ناپایداری شدید هو را به طور غیرمنتظره 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

- پرونده ح. ۱۳۷۰. اثر موسمون جنوب غربی بر روی ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک تهران، ۹۸ ص.
- تقی زاده ح. ۱۳۶۶. تحلیلی بر بارندگی یک مردادماه سال ۱۳۶۶. مجله رشد آموزشی زمین شناسی ۱۰: ۵۱-۴۳.
- خلیلی ن، خداشناس س، داوری ک. و موسوی بایگی م. ۱۳۸۷. پیشینی بارش ماهانه با استفاده از شبکه های عصبی مصنوعی. مجله آب و خاک (۱۳۲): ۹۹-۸۹.
- صادقی حسینی ع. و رضائیان م. ۱۳۸۵. بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری ابرهای همرفتی اصفهان. دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ۳۲: ۹۸-۸۳.
- عربی ز. ۱۳۸۵. تحلیل سینوپتیکی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران. مجله پژوهش های جغرافیایی ۱۵: ۵۶-۱۱.
- علیجانی ب. ۱۳۷۲. مکانیزم های صعود بارندگی های ایران. مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم تهران. ۱: ۵۳-۴۵.
- علیجانی ب. ۱۳۶۶. رابطه پراکندگی مکانی مسیر های سیکلونی خاور میانه با سیستم های هوایی سطح بالا. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی ۴: ۱۴۳-۱۲۵.
- لشگری ح. ۱۳۷۵. الگوی سینوپتیکی بارش های شدید جنوب غربی ایران. پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۲۰ ص.
- موسوی بایگی م، فلاح قالهری ع. و حبیبی نوخدان م. ۱۳۸۷. بررسی ارتباط نشانه های پهنه مقیاس اقلیمی با بارش خراسان. مجله علوم

کشاورزی و منابع طبیعی ۱۵(۲) : ۲۱۷-۲۲۴.

- ۱۰- نجارسلیقه م. ۱۳۷۷. الگوهای سینوپتیکی بارش‌های 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-Vasquez 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:

Accepted:

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 thephigram 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 ascendant 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)