

تحلیل الگوی همدید و نمایه قائم هوا در بارش‌های شدید دوره‌های انتقالی

مورد: بارش‌های شدید مهر ۱۳۹۰ جنوب شرق ایران

چکیده

هدف پژوهش، تحلیل الگوی همدید و نمایه قائم هوای منجر به بارش‌های شدید محلی جنوب شرق ایران است. بررسی داده‌های بارش روزانه ۳۱ ایستگاه هواشناسی در دوره (۱۳۹۲-۱۳۶۰) نشان داد که بارش سنگین مهر ۱۳۹۰ که در جنوب شرق ایران رخ داده است، یکی از شدیدترین بارندگی‌های دوره انتقالی پاییزی است که از ویژگی محلی برخوردار و نیز مقدار بارندگی بیشتر ایستگاه‌ها نسبت به نرمال بارندگی ماهانه بطور چشمگیری بالاتر بوده است. برای بررسی ویژگی‌های پارامترهای هواشناسی در روزهای بارندگی و روزهای پیش از آن، نخست دیاگرام‌های گرمایی پویایی تحلیل شدند. برای تعیین الگوی همدید نیز نقشه‌های هوا تا سطح ژئوپتانسیل ۲۵۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار گرفت. دیاگرام‌های گرمایی گویای کاهش دما و فشار هوا و افزایش رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم در روزهای بارشی نسبت به روزهای پیش از آن است. نتایج حاصل از ترسیم نمودارهای اسکيو-تی و همچنین موقعیت تراز FCL و LCL اختلاف ارتفاع قله ابر با سطح FCL و مقادیر نمایه‌های پویایی KINX و SHOW و CAPE شرایط مساعد برای ناپایداری هوا را نشان می‌دهد. محاسبه نمایه‌های ناپایداری نشان داد که نقش عامل همرفت در رخداد این بارش یک نقش مکمل بوده است، زیرا هنگامی همرفت عامل اصلی بارش محسوب می‌شود که میزان همرفت شدت کافی داشته باشد، تا ناپایداری لازم برای ایجاد بارش را فراهم سازد. تحلیل الگوی همدید، بیانگر فعالیت یک سردچال بود. چرخندگی مثبت پیرامون هسته سردچال و جریان جنوبی هوا در حاشیه شرقی سردچال زمینه همرفت هوای کم و بیش ناپایدار را در جنوب شرق ایران فراهم ساخته است. فعالیت سردچال‌ها از این جهت اهمیت بالایی دارد که در کنار نقش سامانه‌های موسمی بارش‌های تابستانی و نقش بادهای غربی بارش‌های زمستانی، می‌تواند در بارش‌های دوره انتقال پاییزی جنوب شرق ایران نقش چشمگیری بازی کند.

واژگان کلیدی: نمایه فیزیکی، پویایی، نمایه قائم، سردچال، جنوب شرق ایران.

مقدمه

بارش‌های سیل آسا در دوره‌های غیرمعمول در ایران که دارای تنوع آب و هوایی در هر بخش از کشور است بسیار اهمیت دارد و همواره یکی از مخاطرات آب و هوایی است که ویرانی و خسارت‌های جبران ناپذیر مالی و جانی به دنبال دارد. بنابر این شناخت پارامترها و عوامل آب و هوایی که زمینه ساز سامانه‌های بارشی در هر محل و در هر دوره مشخصی از سال به ویژه دوره‌های انتقالی را فراهم می‌سازند ضرورت دارد.

بارش از پدیده‌های بسیار پیچیده و غیرخطی است که نسبت به زمان و مکان تغییرپذیری فراوانی دارد و شرایط گوناگونی در رخداد آن نقش دارند و می‌توان آن‌ها را به دو دسته همدید و محلی تقسیم کرد. برای نمونه در پژوهشی که در دو منطقه خشک و نیمه خشک چین انجام گرفت، پدیده مونسون و همراهی پرفشار تبت به عنوان بازیگران کلیدی بارش‌های تابستانی

این دو منطقه بیان شده است (یاتاگی و یاسوناری^۱، ۱۹۹۵). پژوهش دیگری که در ارتباط با بارندگی‌های فصل گرم شمال شرقی آفریقا انجام شده، نقش رخداد النینو و پدیده مونسون را در کنار نقش اقیانوس اطلس در ریزش بارش‌ها نشان می‌دهد (پریر^۲، ۱۹۹۵). نیکلسون^۳ (۲۰۱۱) نقش ناهنجاری‌های دمای سطح آب اقیانوس اطلس از یک سو و قلمرو جابجایی کمربند همگرایی حاره در راستای عرض جغرافیایی و در نتیجه تغییر جهت وزش بادهای تجاری را در چگونگی بروز ترسالی‌ها و خشک‌سالی‌های منطقه ساحل آفریقا دخیل دانسته است. پیوند میان شرایط لایه‌های بالای هوا با بارش‌های سنگین تابستانی در یوتا نیز اهمیت نقش عوامل همدید را در انتقال بخار آب از اقیانوس اطلس نشان داده است (رابرت^۴ و همکاران، ۱۹۹۸). بنابراین، پس از بررسی نقش بازیگران اقلیمی بزرگ مقیاس بر بارش فصلی حوضه رودخانه کلرادو، مدل سازی سامانه‌های پویایی اقلیم برای پیش بینی بلند مدت بارش پیشنهاد شده است (ونگو^۵ و همکاران، ۲۰۰۷).

پژوهش‌های انجام شده مربوط به بارندگی‌های کشور ایران گویای نقش اغتشاشات غربی در بارش‌های زمستانی (علیجانی، ۱۳۶۶: ۱۲۳) و نقش مونسون در بارندگی‌های تابستانی (علیجانی، ۱۳۷۲: ۴۵) در همکنشی با پدیده‌های محلی می‌باشد. نباید فراموش کرد که گرمایش زمین به ویژه در جنوب شرق کشور در فصل تابستان و دوره‌های انتقالی (بهار و پاییز) یکی از ویژگی‌های محلی به شمار می‌رود که سازوکار همرفت هوا را در سامانه‌های بارش را دو چندان می‌سازد (علیجانی، ۱۳۷۲: ۴۵). نجار سلیقه (۱۳۷۷) نفوذ زیانه کم فشار گنگ به سوی شرق در سطوح زیرین ورد سپهر را موجب انتقال رطوبت اقیانوس هند و خلیج بنگال به جنوب شرقی ایران بیان نموده که در اثر صعود توده هوای مرطوب در لایه‌های میانی وردسپهر، بارش‌های رگباری شدید تابستانه به وجود آمده است. عربی (۱۳۸۵) گسترش و نفوذ سیستم کم فشار مونسون از سمت جنوب و جنوب شرق و سامانه‌های پرفشار مهاجر از سمت شمال را الگوی همدید بارش تیر ۱۳۷۸ بیان کرده است. موسوی بایگی و همکاران (۱۳۸۷) بر این باورند که بین تغییرات دمای سطح دریا در مناطقی مانند دریای سیاه، دریای شمال و غرب مدیترانه با بارش‌های خراسان ارتباط تنگاتنگ وجود دارد. معصوم پور سماکوش و همکاران (۱۳۹۲) به این نتیجه رسیدند که عامل همرفت در بارش‌های تبریز به عنوان یک عامل ثانویه است، زیرا محاسبه همرفت و ناپایداری در همه نمایه‌های نمونه مورد بررسی از شدت پایینی برخوردار بوده است. همچنین برای تحلیل همدید گردش هوا و پیوند آن با رخداد بارش در ایران می‌توان نقش الگوهای بندالی و اثر آن بر بارش‌های ایران (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۱)، مکانیزم بارشی جنوب شرق ایران (نجار سلیقه، ۱۳۸۵) و نقش سردچال در ریزش بارش‌های شدید نواحی مرکز و جنوب غرب ایران (امیدوار و همکاران، ۱۳۸۹) را نام برد. اگر چه پژوهش‌هایی که تاکنون در رابطه با نقش پدیده‌های همدید و محلی بر رخداد بارش‌های ایران انجام شده است، می‌توان گفت که ضرورت شناخت سامانه‌هایی که در دوره‌های انتقالی (بهار و پاییز)، گاه بخش وسیعی از کشور را در بر می‌گیرند، همچنان پا برجاست؛ لذا هدف این پژوهش، تحلیل فیزیکی و مطالعه نمایه قائم هوای محلی منجر به بارش‌های سیل آسای دوره انتقالی پاییزه در روزهای پیش از ورود سامانه بارشی به محل و نیز شناخت شرایط همدید لایه‌های وردسپهر 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.

روش پژوهش

در این پژوهش نخست بارش‌های روزانه ۳۱ ایستگاه هواشناسی در گستره ۴ استان سیستان و بلوچستان، خراسان جنوبی، کرمان و هرمزگان طی دوره (۱۳۹۲-۱۳۶۰) فراهم شد. از میان بارش‌های دوره انتقالی پاییزی که منحصراً در جنوب شرق کشور رخ داده بود، بارش‌های شدید پاییز ۱۳۹۰ که از ویژگی‌های منحصر به فردی برخوردار بودند انتخاب

۱. Yatagai and Yasunari

۲. Pierre

۳. Nicholson

۴. Robert

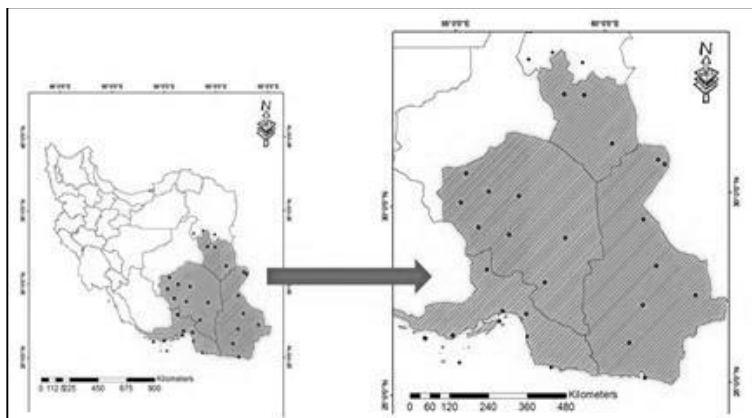
۵. Woong

شد. در این راستا، داده های هواشناسی همه ایستگاه های هواشناسی که دارای بارش بیش از ۰/۱ میلی متر بود استخراج شد (جدول ۱). گسترش جغرافیایی ایستگاه های دارای بارندگی، گویای ویژگی محلی بودن فعالیت سامانه بارشی مزبور است (شکل ۱)، زیرا بارندگی های شدید تنها در جنوب شرق کشور رخ داده و سایر نقاط ایران در روزهای فعالیت این سامانه بارشی فاقد بارندگی بودند. شدت بارش های انتخاب شده بیانگر این است که مقدار این بارندگی ها در مقیاس روزانه نسبت به نرمال بارندگی در مقیاس ماهانه در بیشتر ایستگاه ها، بطور چشمگیری بالاتر بوده است (جدول ۲).

شناخت الگوهای همدید و نیز نقش همرفت محلی که منجر به بارش های دوره انتقالی می شوند، با بررسی نقشه های فشار هوای سطح زمین و نیز نقشه های ژئوپتانسیل سطوح بالای اتمسفر و با کمک محاسبه نمایه های ناپایداری براساس داده های رادیو سوند ایستگاه بندرعباس و زاهدان امکان پذیر شد. داده های مورد نیاز در این پژوهش شامل داده های ساعتی دما، دمای نقطه شبنم، فشار، رطوبت نسبی، میزان بارش و نیز نقشه های فشار، جهت جریان هوا و اُمگا، برای روزهای بارانی است. همچنین مقادیر فشار، دما و رطوبت در 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. این داده ها از تارنمای (weather.uwyo.edu/upper air/sounding.html) به دست آمد. پس از پردازش اولیه داده ها، میانگین روزانه دما، دمای نقطه شبنم، فشار و رطوبت نسبی روزهای پیش از بارندگی و روزهای بارانی محاسبه و مقایسه شد (جدول ۲).

جدول ۱- مشخصات ایستگاه های هواشناسی دارای بارندگی به میلی متر

ایستگاه	طول شرقی	عرض شمالی	ارتفاع	بارندگی	ایستگاه	طول شرقی	عرض شمالی	ارتفاع	بارندگی
ایران شهر	۶۰/۷۰	۲۷/۲۰	۵۹۱	۸/۲	زاهدان	۶۰/۸۸	۲۹/۴۷	۱۳۷۰	۴
بافت	۵۶/۶۳	۲۹/۲۳	۲۲۸۰	۰/۵	زهک	۶۱/۶۸	۳۰/۹	۴۹۵	۰/۳
بم	۵۸/۴۳	۲۹/۱	۱۰۶۷	۱۵/۹	سراوان	۶۲/۳۵	۲۷/۳۵	۱۱۹۵	۳۲/۵
بندر لنگه	۵۴/۸۳	۲۶/۵۸	۲۳	۱/۵	کرمان	۵۶/۹۷	۳۰/۲۵	۱۷۵۴	۰/۳
بندرعباس	۵۶/۳۷	۲۷/۲۲	۱۰	۳۲/۳	کهنوج	۵۷/۷	۲۷/۹۳	۴۶۹	۱
جزیره قشم	۵۶/۲۷	۲۶/۹۵	۶	۱۷/۴	نهبندان	۶۰/۰۳	۳۱/۵۳	۱۲۱۱	۱۵/۸
خاش	۶۱/۲۰	۲۸/۲۲	۱۳۹۴	۴/۹	نیکشهر	۶۰/۲۲	۲۶/۲۳	۵۱۰	۵۶/۵
زابل	۶۱/۴۸	۳۱/۰۳	۴۸۹	۰/۰۱					



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه های هواشناسی مورد مطالعه

برای تحلیل و بررسی نمایه قائم جو، ابتدا بایستی سیمای نمایه قائم دما را مشخص نمود. به این منظور داده های اندازه گیری شده توسط رادیوسوند با استفاده از نرم افزار دیجیتال اتمسفر^۱ بر روی تفی گرام رسم شده و بدین ترتیب نمایه دما و دمای نقطه شبنم برای همه روزها بطور جدا ترسیم شد و کلیه محاسبات مربوط به نمایه های مهم فیزیکی جو بر روی آنها صورت گرفت. سرانجام، تحلیل همدیدی بارش ها در سطوح مختلف اتمسفر تا تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال انجام گرفت.

نمایه‌های فیزیکی هوا

الف: پایه ابر همرفتی (LCL): پایه ابر همرفتی سطح آغازین تراکم بخار آب در هوا است و به ارتفاعی گویند که اگر هوای سطحی به صورت آزاد یا واداشته بالا رود، دمای هوا در آن جا به سطح دمای نقطه شبنم خود کاهش می‌یابد. این ارتفاع به خودی خود کاربرد خاصی ندارد ولی در تعیین سایر پارامترهای جوی مؤثر، نقش بسزایی دارد. 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 (میشل‌وین، ۱۹۹۲).

ب: سطح همرفت آزاد (FCL): سطحی است که اگر هوا در هر شرایطی (آزاد یا واداشته) به آن برسد، از آن پس آزادانه صعود خواهد کرد، زیرا انرژی لازم برای صعود را به صورت پتانسیل در خود دارا است و هرچه بالاتر می‌رود، پتانسیل انرژی آن بیشتر می‌شود. 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 سازد (میشل‌وین، ۱۹۹۲).

ج: قله ابر: چنان که گفته شد، در سطح (LCL) ابر تشکیل می‌شود. اما این ابر در سطوح بالاتر نیز ادامه خواهد یافت، زیرا همرفت 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) دوباره در راستای خط دمای پتانسیل اشباع حرکت نمود تا جایی که نمایه قائم دما دوباره قطع شود (مکین‌تاش و تام، ۱۹۶۹).

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

$$PW = \frac{\bar{r}(p_1 - p_2)}{10g} \quad \text{رابطه ۱}$$

در اینجا، (PW) آب قابل بارش از ابر بر واحد سطح به میلی‌متر، (\bar{r}) میانگین اختلاط در کف و قله ابر، (p_1) و (p_2) فشار هوا به ترتیب در سطح زیرین و بالایی ابر به هکتوپاسکال و (g) شتاب به متر بر مجذور ثانیه است (پترسن، ۱۹۵۶).

نمایه‌های پویشی (ناپایداری) هوا

الف: نمایه بالاروی^۴ (LI): این نمایه گویای تفاوت میان دمای محیط و بسته هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است (LI=T500- TP500)، (معصوم پور سماکوش و همکاران، ۱۳۹۲: ۲۳۲).

ب: نمایه شولتر^۵ (SI): این نمایه نشان دهنده تفاوت میان دمای محیط و بسته هوا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال است (SI=T850-TP850). در این نمایه اگر ($SI < 0$) باشد حالت ناپایداری در هوا وجود دارد.

ج: نمایه کی^۶ (KI): برای محاسبه نمایه کی از سه تراز مشخص ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده می‌شود. در این نمایه دمای بالای نقطه شبنم نشان دهنده وجود بخار آب در تراز پایین و افزایش احتمال همرفت است (معصوم پور سماکوش و همکاران، ۱۳۹۲: ۲۳۳).

$$KI = (T850 - T500) + Td850 - (T700 - Td700) \quad \text{رابطه ۲}$$

۱. McIlveen

۲. McInthosh and Thom

۳. Petterssen

۴. Lifted Index

۵. Showalter Index

۶. K INDEX

د: نمایه مجموع^۱ (TT): نمایه مجموع برای شناخت نواحی که پتانسیل توسعه توفان های تندری دارند کاربرد دارد.

این نمایه از جمع دو نمایه همرفتی (VT) و (VC) محاسبه می شود (TT= VT + CT).

$$TT = (T850 - T500) + (Td850 - Td500) \quad \text{رابطه ۳}$$

ه: نمایه انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی (CAPE): این نمایه گویای بیشینه انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار، بدون در نظر گرفتن نقش بخار آب متراکم شده ناشی از همرفت می باشد. محاسبه این نمایه با فرض عدم اختلاط بسته هوا با محیط در هنگام صعود و انطباق فشار آن با فشار محلی محیط صورت می گیرد (لشکری، ۱۳۷۵). این نمایه برای پیش بینی های یک یا دو روزه ناپایداری و تنها نشانه ناپایداری است و نمی تواند عامل ناپایداری را مشخص کند (صادقی حسینی، ۱۳۸۵: ۸۷). مقدار نمایه موجودی انرژی پتانسیل همرفتی 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:

$$CAPE = g \int_{FCL}^{EL} \frac{\theta_p - \theta_E}{\theta_E} dz \quad \text{رابطه ۴}$$

در این رابطه، (CAPE) نمایه موجودی انرژی پتانسیل همرفتی (ژول بر کیلوگرم)، (g) شتاب جاذبه (متر بر مجذور ثانیه)، (θ_p) دمای پتانسیل بسته هوا (به سلسیوس)، (θ_E) دمای پتانسیل محیط (به سلسیوس) و (dz) ارتفاع صعود بسته هوا (به متر) است. نمایه مثبت گویای ناپایداری هواست و هر چه بزرگ تر باشد، اختلاف دمای بسته هوا با دمای محیط بیشتر شده و در نتیجه نیروی شناوری آن نیرومندتر بوده و بنابراین شتاب بالارو نیز بیش تر خواهد شد (میلر^۲، ۱۹۷۲) و (مونگریف و گرین^۳، ۱۹۷۲). دو سطح مهم روی نمودار اسکيو-تی مورد توجهند که به سطح مثبت و منفی^۴ معروفند. ناحیه مثبت، سطحی است که بسته هوا می تواند آزادانه بالا رود و به عنوان مناطق ناپایدار مشخص می شوند. این مناطق که ابرهای با رشد عمودی زیاد در آنجا شکل می گیرند، به منطقه انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی یا (CAPE) شناخته می شود (راف^۵، ۱۹۵۹). سطح منفی، منطقه بازدارنده همرفتی^۶ (CIN) مطرح است. در واقع سطحی را که بسته هوای رونده نسبت به محیط پیرامون سردتر است، سطح منفی است (لشکری، ۱۳۹۰: ۹۰).

جدول ۲- محدوده های نمایه های دینامیکی مورد استفاده (سیوتس^۷ و همکاران، ۲۰۰۳)

نمایه	میزان ناپایداری و همرفت				
LI	LI > 0	0 > LI > -2	-3 > LI > -5	-6 > LI > -7	LI < -7
	پایدار	ناپایداری ضعیف	ناپایدار	ناپایداری بسیار	ناپایداری شدید
SI	SI > 0	-1 > SI > -4	-5 > SI > -7	-8 > SI > -10	SI < -11
	پایدار	ناپایداری مشروط	ناپایداری نسبتاً زیاد	ناپایداری بسیار	ناپایداری شدید
KI	KI < 15	15 < KI < 25	26 < KI < 30	31 < KI < 39	40 < KI
	عدم احتمال همرفت	پتانسیل اندک برای همرفت	پتانسیل متوسط برای همرفت	پتانسیل بالا برای همرفت	پتانسیل بسیار بالا برای همرفت
TT	TT < 44	44 < TT < 50	51 < TT < 52	53 < TT < 56	56 < TT
	عدم احتمال همرفت	احتمال رخداد همرفت	توفان های شدید منفرد	توفان های شدید پراکنده در مقیاس وسیع	پراکنش توفان های شدید
CAPE	۱-۱۵۰۰	۱۵۰۰-۲۵۰۰	۲۵۰۰ < ۴۰۰۰		
	مثبت	وسیع	شدید		

۱. Total-Totals Index

۲. Miller

۳. Moncrieff and Green

۴. Positive and Negative Areas

۵. Ralph

۶. Convective Inhibition Energy

۷. Sioutas

نتایج و بحث

داده‌های بارش روزانه ۳۱ ایستگاه هواشناسی نشان داد که ۱۵ ایستگاه، در یکی از روزهای مورد مطالعه بارندگی داشتند (جدول ۳). از آنجایی که این دوره بارندگی ۴ روزه، تنها بارندگی این نقاط در مهرماه به شمار می‌رود، بنابراین مجموع بارندگی روزهای مورد بررسی نسبت به نرمال ماهانه مهر هر ایستگاه سنجش شد. این ارزیابی نشان داد که مجموع بارندگی ناشی از سامانه بارشی مورد مطالعه در ۱۱ ایستگاه به ترتیب در نیک شهر، بم، قشم، بندرعباس، سراوان، بندرلنگه، نهبندان، ایرانشهر، خاش، زاهدان و زهک بیشتر از نرمال اقلیمی مهرماه آن ایستگاه‌ها بوده است. در این میان نیک شهر با ۵۶/۵ میلی‌متر بارندگی نسبت به نرمال اقلیمی ماهانه مهر خود که ۲/۱ میلی‌متر بیشتر نبود، نزدیک به ۲۷ برابر بارندگی از این سامانه بارشی بدست آورده است. بیشترین تفاوت چشمگیر بارش مربوط به بخش‌های جنوبی استان‌های سیستان و بلوچستان و هرمزگان و خراسان جنوبی است. با احتساب داده‌های بارندگی کهنوج، کرمان، بافت و زابل که کمتر از نرمال مهر است، میانگین بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه ۱۲/۱ میلی‌متر بوده که نسبت به میانگین بلند مدت مهر که ۲/۳ میلی‌متر بوده، بیش از ۵ برابر افزایش نشان می‌دهد.

جدول ۳- ارزیابی نرمال بارش مهرماه و بارش مهر ماه ۹۰

شهر	بارش به میلی‌متر		درصد بارندگی
	نرمال	بارندگی مورد مطالعه	
نیک شهر	۲/۱	۵۶/۵	۲۶۹۰
بم	۱	۱۵/۹	۱۵۹۰
قشم	۱/۹	۱۷/۴	۹۱۶
بندرعباس	۴/۲	۳۲/۳	۷۶۹
سراوان	۴	۲۳/۵	۵۸۸
بندرلنگه	۰/۳	۱/۵	۵۰۰
نهبندان	۳/۷	۱۵/۸	۴۲۷
ایرانشهر	۲	۸/۲	۴۱۰
خاش	۲/۲	۴/۹	۲۲۳
زاهدان	۲/۳	۴	۱۷۴
زهک	۰/۲	۰/۳	۱۵۰
کهنوج	۳/۵	۱	۲۹
کرمان	۱/۶	۰/۳	۱۹
بافت	۳/۷	۰/۵	۱۳/۵
زابل	۱/۷	۰/۰۱	۰/۶
میانگین	۲/۳	۱۲/۱	۵۲۶

جدول ۴- میانگین روزانه پارامترهای هواشناسی در روزهای بارش و روز پیش از آن

ایستگاه	روز	تاریخ	فشار	بارش	دما	نقطه شبنم	رطوبت نسبی
ایرانشهر	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۸	۹۴۸	-	۲۹/۷	۸/۳	۲۶/۳
ایرانشهر	اوج بارش	۹۰/۷/۲۰	۹۴۷/۱	۸/۴	۲۷/۷	۱۱/۷	۳۷
بم	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۷	۸۹۶/۵	-	۲۶	۵	۲۶
بم	اوج بارش	۹۰/۷/۱۸	۸۹۴/۲	۱۵/۹	۱۷/۳	۱۱/۷	۶۹/۶
سراوان	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۷	۸۸۶/۳	-	۲۷/۳	۸/۳	۳۰/۲
سراوان	اوج بارش	۹۰/۷/۱۹	۸۸۲/۲	۲۳/۹	۲۱	۱۱/۷	۵۵/۳
میرجاوه	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۶	۹۱۸/۳	-	۲۷/۷	-۲	۱۴/۲
میرجاوه	اوج بارش	۹۰/۷/۱۸	۹۲۲/۱	۱۱/۱	۲۱/۷	۱۴/۳	۶۲/۸
نهبندان	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۷	۸۸۵/۲	-	۲۲/۷	۲/۷	۲۶/۹
نهبندان	اوج بارش	۹۰/۷/۱۹	۸۸۲/۲	۱۸/۷	۱۷	۹	۵۹/۳
نیک شهر	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۷	۹۵۶/۴	-	۳۰	۱۴/۷	۳۹/۴
نیک شهر	اوج بارش	۹۰/۷/۱۹	۹۵۴/۵	۵۶/۵	۲۵/۳	۱۶	۵۶/۴

میانگین روزانه پارامترهای هواشناسی مربوط به روزهای بارشی در جدول ۴ نشان داده شده است. به طور کلی دما و فشار هوا در روزهای رخداد بارش نسبت به روزهای پیش 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 بارشی فراهم بوده است. بررسی پارامترهای مذکور گویای روند تغییرات پارامترها در روزهای بارشی نسبت به روز پیش از بارش است. برای نمونه پارامترهای مربوط به روز بارش سیل آسای ۱۹ مهر در نیک شهر و همچنین روز قبل گویای این است که دما و فشار هوا در روز بارش، نسبت به روز پیش، کمتر بوده ولی دمای نقطه شبنم و نم نسبی نیز بیشتر بوده است. این تغییرات نشانه ورود یک توده هوای نمناک به محل و ایجاد شرایط مساعد برای ناپایداری هوا و بارندگی می باشد. سطح همرفت آزاد (FCL) گویای این است که همرفت هوا در ایستگاه بندر عباس به آن رسیده است.

مقادیر نمایه های فیزیکی حاصل از تحلیل دیاگرام اسکيو-تی و نیز نمایه های پویشی محاسبه شده توسط روابط معرفی شده در بخش قبل برای هر شش روز مورد مطالعه، به ترتیب در جدول های ۵ و ۶ نشان داده شده است. جدول ۵ گویای این است که آب قابل بارش در هوای منطقه رو به افزایش بوده است و پایه ابر همرفتی (LCL) به خاطر تراکم بخار آب در هوای روز بارانی بالاتر از روز پیش از بارندگی بوده است. نمایه های دینامیکی نشان دهنده میزان ناپایداری هوا (جدول ۶) بیانگر این است که نمایه بالاروی (LI) در بندر عباس دارای ناپایداری بوده، در حالی که زاهدان میل به پایداری دارد. ایستگاه کرمان نیز تنها در روز بارندگی ناپایداری ضعیفی دارد. نمایه شولتر (SI) نیز گویای ناپایداری مشروط در بندرعباس است. نمایه کی (KI) ناپایدار هوای بندر عباس را برای روز پیش از بارندگی دارای پتانسیل اندک برای همرفت نشان می دهد، در حالی که این نمایه در روز بارندگی به پتانسیل بالا برای همرفت رسیده است. این نمایه، پتانسیل اندکی برای همرفت هوا در روز بارندگی برای زاهدان نشان می دهد. نمایه مجموع (TT)، گویای همرفت برای روز بارانی بندرعباس ۵۰ است در صورتی که در سایر موارد نمی تواند گویای همرفت هوا باشد. نمایه انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی (CAPE) برای کرمان و بندر عباس مثبت می باشد. برای نمونه دیاگرام اسکيو-تی، ایستگاه هواشناسی بندرعباس را برای روز ۱۹ مهر ماه سال ۱۳۹۰ ارائه شده است. این دیاگرام ترمودینامیکی، سطح همرفت آزاد (FCL) هوای ناپایدار را از سطح ۷۳۱/۷ هکتوپاسکال به روشنی نشان می دهد (قسمت هاشور زده) که تا سطح ژئوپتانسیل حدود ۲۴۰ هکتوپاسکال گسترش یافته است (شکل ۲).

جدول ۵- نمایه های فیزیکی محاسبه شده در روزهای بارش و روز پیش از آن

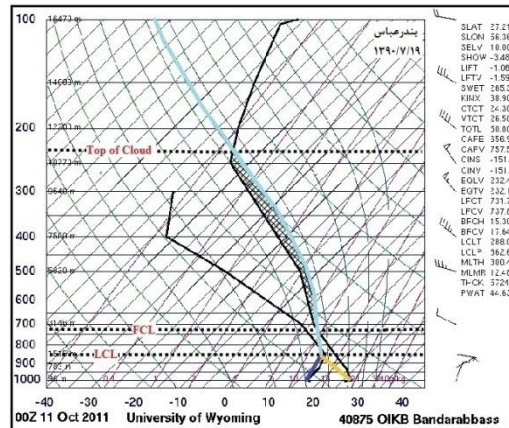
ایستگاه	روز	تاریخ	ساعت	LCL	FCL	PW
بندرعباس	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۷	۰۰	۹۲۳/۰۹	۷۵۸/۶۳	۲۸/۴۹
	اوج بارش	۹۰/۷/۱۹	۰۰	۸۶۲/۶	۷۳۱/۷	۴۴/۶۳
زاهدان	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۶	۰۰	۶۳۶/۹	-	۱۰/۳۴
	اوج بارش	۹۰/۷/۱۷	۰۰	۵۹۷/۶	-	۲۸
کرمان	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۸	۱۲	۶۳۴/۷	-	۸/۰۶
	اوج بارش	۹۰/۷/۱۹	۱۲	۵۵۶/۷	-	۸/۸۱

منبع: (weather.uwyo.edu/upper air/sounding.html)

جدول ۶- نمایه های دینامیکی (ناپایداری) محاسبه شده در روزهای مورد مطالعه

ایستگاه	روز	تاریخ	ساعت	LI	SI	KI	TT	CAPE
بندرعباس	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۷	۰۰	-۶/۲۴	۸/۷۳	۲۰/۷	۳۳/۸	۲۷۹۹
بندرعباس	اوج بارش	۹۰/۷/۱۹	۰۰	-۱/۰۶	-۳/۴۸	۳۸/۹	۵۰/۸	۶۵۶/۹۵
زاهدان	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۶	۰۰	۱۱/۲۴	۱۱/۷۷	-۶/۹	۲۹/۸	۰۰۰
زاهدان	اوج بارش	۹۰/۷/۱۷	۰۰	۶/۷۴	۷/۳	۱۶/۷	۳۷/۲	۰۰۰
کرمان	پیش از بارش	۹۰/۷/۱۸	۱۲	۰/۴۲	-	-	-	۳۷/۵
کرمان	اوج بارش	۹۰/۷/۱۹	۱۲	-۰/۴۶	-	-	-	۱۷/۲۳

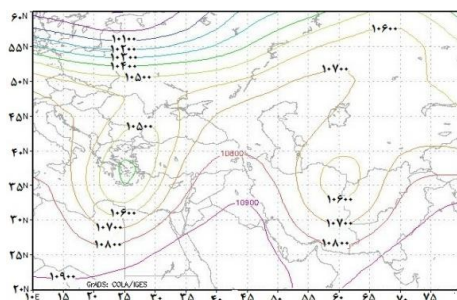
منبع: (weather.uwyo.edu/upper air/sounding.html)



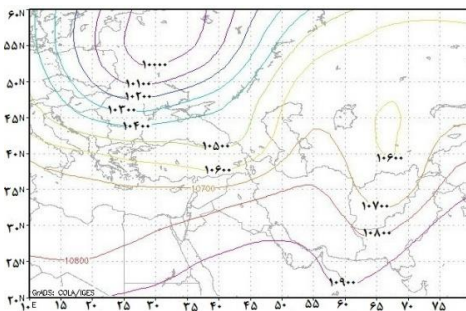
شکل ۲- دیاگرام اسکيو-تی بندرعباس در روز بارانی ۱۹ مهر سال ۱۳۰ خورشیدی

برای تحلیل الگوی بارشی روزهای مورد مطالعه، نقشه‌های سطوح جو در ترازهای مختلف بررسی شد. بررسی الگوهای همدمید در سطوح مختلف جو گویای کنش یک سردچال به ویژه در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال بود. با توجه به اینکه اوج بارندگی این سامانه بارشی در بعد از ظهر رخ داده بود، بنابراین نقشه‌های سطوح تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ گرینویچ که برابر با ساعت ۳/۵ بعد از ظهر به زمان رسمی ایران است، جهت انجام تحلیل گردشی گزینش شد. ناوه عمیقی که روی ایران شکل گرفت، در روز ۱۸ مهر به صورت یک سردچال از پیکره اصلی بادهای غربی جدا شده است. هسته این سردچال در سطح ژئوپتانسیل ۲۵۰ هکتوپاسکال با ارتفاع ۱۰۵۵ متر، در عرض جغرافیایی ۳۷ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۸ درجه شرقی در شمال شرقی ایران به روشنی دیده می‌شود. محور ناوه که از شمال شرق به جنوب غرب کشیده شده، تا عرض ۲۰ شمالی و طول ۵۵ درجه شرقی پایین آمده است. در پشت محور سردچال (در نیمه غربی ایران)، هوای سرد از عرض‌های شمالی به سوی جنوب سرازیر می‌شود. همراهی این «هوای سرد» با «فرونشینی ناشی از شرایط پویسی نیمه غربی سردچال»، هوای کم و بیش پایداری را در نیمه غربی ایران ایجاد کرده است.

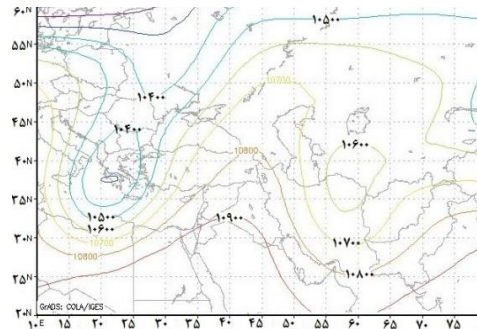
ب: ۱۹ مهر (۱۱ اکتبر)



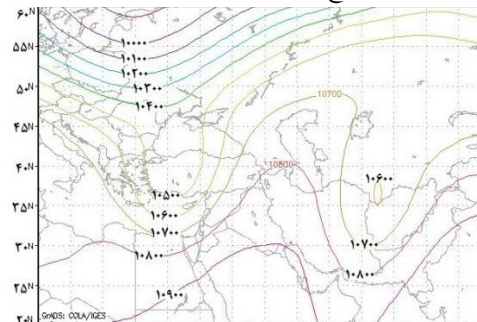
د: ۲۱ مهر (۱۳ اکتبر)



الف: ۱۸ مهر (۱۰ اکتبر)



ج: ۲۰ مهر (۱۲ اکتبر)



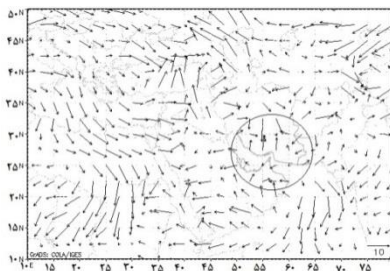
شکل ۳- موقع جغرافیایی سردچال در ارتفاع ژئوپتانسیل سطح فشاری ۲۵۰ هکتوپاسکال

منبع: (پایگاه داده NOAA)

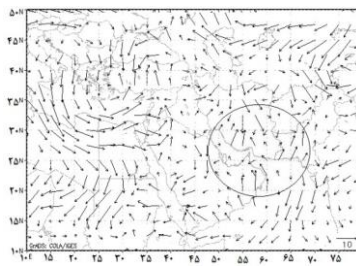
به عوض در جلوی محور سردچال، هوای گرم و نمناک از روی دریا های گرم عمان و خلیج فارس به جنوب شرق ایران می‌وزد. سه فاکتور «ورود هوای گرم و نمناک به عرض های بالاتر»، «گرمای سطح زمین در محل» و «ناپایداری ناشی از شرایط پویایی نیمه شرقی سردچال»، هوایی ناپایدار و سامانه باران زایی را برای منطقه مورد مطالعه به ارمان آورده است (شکل ۳ الف). در روز ۱۹ مهر، هسته سردچال اندکی به سوی جنوب شرق جابجا شده است. در این هنگام، هسته سردچال در عرض ۳۵ درجه شمالی و طول ۶۰ درجه خاوری جای دارد. ژرفای سردچال همانند روز پیش، ۱۰۵۵ متر بود و تنها کمی بسته تر شده است (شکل ۳ ب). در سومین روز (۲۰ مهر)، هسته سردچال در راستای شمال شرق به جنوب غرب کشیده تر شد و ژرفای آن به ۱۰۶۰ متر افزایش یافت. موقع جغرافیایی هسته سردچال در عرض ۳۶ درجه شمالی و در ۶۵ درجه طول شرقی بود که گویای جابجایی سردچال به سوی شرق است (شکل ۳ ج). در روز ۲۱ مهر، هسته سردچال کوچک تر شده و پیامد این دگرذیسی، جمع شدن سردچال به سوی شمال شرق بود. چنانکه هسته سردچال در عرض ۴۲ درجه شمالی و طول ۶۷ درجه شرقی جای گرفته و محور سردچال از ایران بیرون رفته است. در نتیجه بیشتر گوشه جنوب شرقی کشور در پشت محور ناوه جای دارد. به دلیل کجی محور ناوه تنها بخش کوچکی از گوشه جنوب شرقی ایران در نوار مرزی استان های سیستان و بلوچستان و خراسان جنوبی دارای بارش بوده اند (شکل ۳ د).

نقشه های جهت جریان باد در دو سطح تراز دریا و سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که چرخندگی مثبت ناشی از پدیده سردچال بر فراز کشور ایران با جهت جریان هوا در سطوح پایین اتمسفر بسیار هم خوانی دارد. به سخن دیگر این سامانه بارشی دارای ژرفایی از روی زمین تا ارتفاع ژئوپتانسیل متر ۲۵۰ هکتوپاسکالی است. جهت وزش باد از یک سو به چرخندگی مثبت سردچال در سطوح بالای اتمسفر وابسته بود و از سوی دیگر، به پراکندگی دریاها (خلیج فارس و دریای عمان) و خشکی ها سطح زمین بستگی داشت. بنابراین هوای کم و بیش پایدار و سردتر عرض های شمالی که در نیمه باختری ایران به سوی آب های گرم خلیج فارس سرازیر شده بود، در لبه جنوبی سردچال به سوی جنوب شرق خمیده می‌شد. در این هنگام جهت جریان هوا درست با راستای کشیدگی خلیج فارس هم پوشانی پیدا کرده است. پیمودن راه بسیار دراز بر فراز آب های گرم خلیج فارس و دریای عمان به همراه دریافت انرژی گرمایی و بخار آب، این هوای پایدار و نسبتاً سرد را به آرامی گرم، نمناک و ناپایدار نموده است.

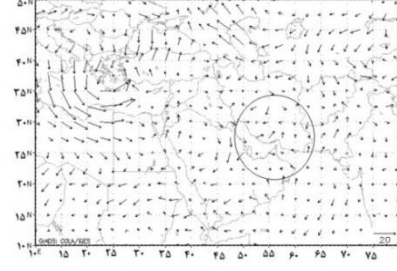
ج: ۲۰ مهر (۱۲ اکتبر)



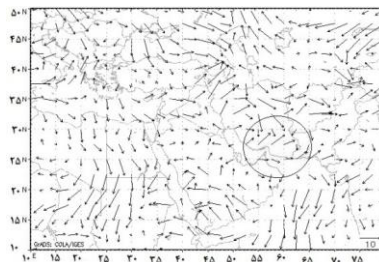
ب: ۱۹ مهر (۱۱ اکتبر)



الف: ۱۸ مهر (۱۰ اکتبر)



د: ۲۱ مهر (۱۳ اکتبر)

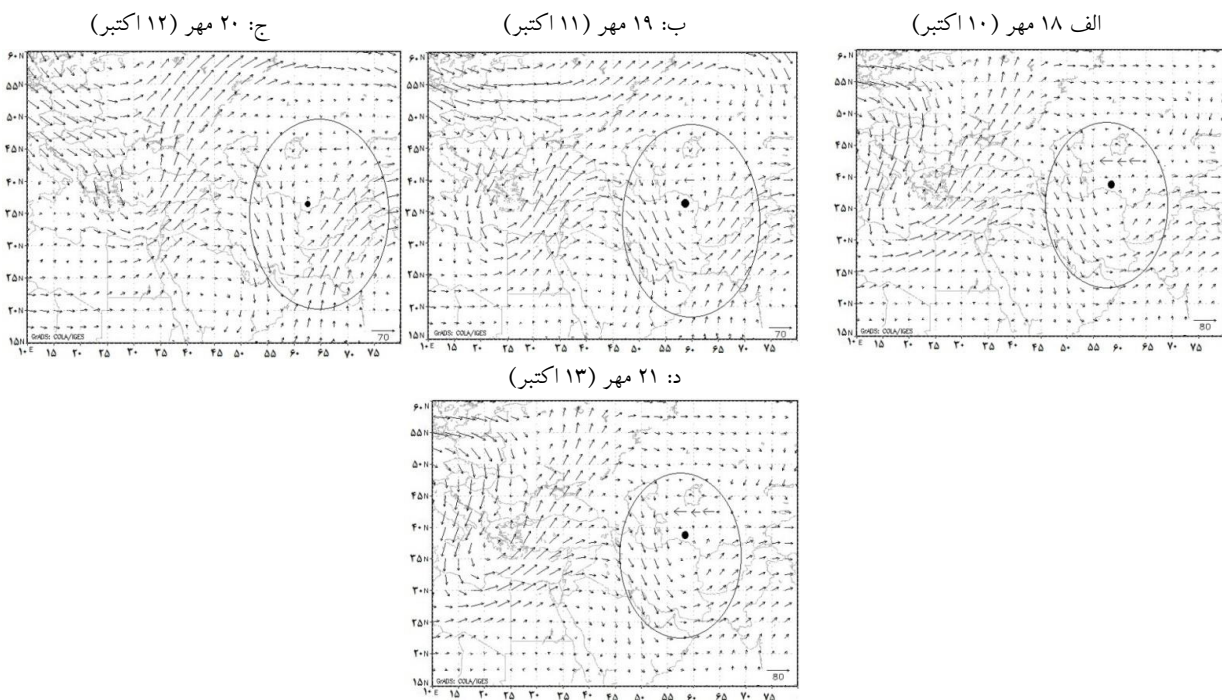


شکل ۴- جهت وزش باد در تراز دریا در روزهای ۱۸ (الف)، ۱۹ (ب)، ۲۰ (ج) و ۲۱ (د) مهر ۱۳۹۰

منبع: (پایگاه داده NOAA)

در کرانه‌های جنوب شرقی ایران و در پیشانی محور ناوه، جهت وزش هوا به سوی شمال خاور خمیده شده و هوای گرم و نمناک عرض‌های پایین را از دریای عمان و خلیج فارس به سوی خشکی‌های جنوب شرقی ایران رانده است. ایستگاه‌های هواشناسی جنوبی دو استان سیستان و بلوچستان و هرمزگان در کرانه‌های خلیج فارس و دریای عمان نیز جهت وزش بادهای را بیشتر جنوبی و جنوب غربی و از دریا به سوی خشکی نشان می‌دهد. هوای گرم و نمناک وارد شده به منطقه مورد مطالعه که به خاطر شرایط پویایی و آگرایی هوا در نیمه خاوری سردچال، به شدت ناپایدار شده بود به بارش‌های چشمگیر در برخی از جاها مانند نیک شهر کمک شایانی کرده است.

بررسی نقشه‌های جهت جریان تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نیز به روشنی چرخندگی مثبت را برای قسمت جنوب شرقی کشور نشان می‌دهد که دقیقاً منطبق بر یک سردچال است که تا سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال تقویت شده است. نمایه Si در این روز عدد صفر و نمایه Ki عدد ۲۶ را نشان دادند که هر دو بیانگر ناپایداری هستند. در روز دوم (۱۱ اکتبر) همچنان بادهای از جهت جنوب و جنوب شرق از سمت دریا به سمت خشکی می‌وزد. در نقشه‌های تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال همچنان چرخندگی مثبت است و محدوده ناپایداری را در قسمت جنوب شرقی کشور تثبیت می‌کند. نمایه Si در این روز برابر ۱- و نمایه Ki برابر ۳۰ می‌باشد. در روز ۱۲ اکتبر جریان‌ها شرقی شده و جریان رطوبت به جای جهت جنوبی در روزهای قبل، به جهت شرقی تبدیل شده و بارش‌هایی را در کرانه‌های ساحلی سیستان و بلوچستان و هرمزگان ایجاد کرده است. در این روز در کرانه‌های دریای عمان جریان‌ها شرقی و در تنگه هرمز جریان‌ها جنوبی می‌باشد که هر کدام بارش‌های شدیدی را در سواحل جنوبی ایجاد کرده‌اند.



شکل ۵: جهت وزش باد در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال در روزهای ۱۸ (الف)، ۱۹ (ب)، ۲۰ (ج) و ۲۱ (د) مهر ۱۳۹۰

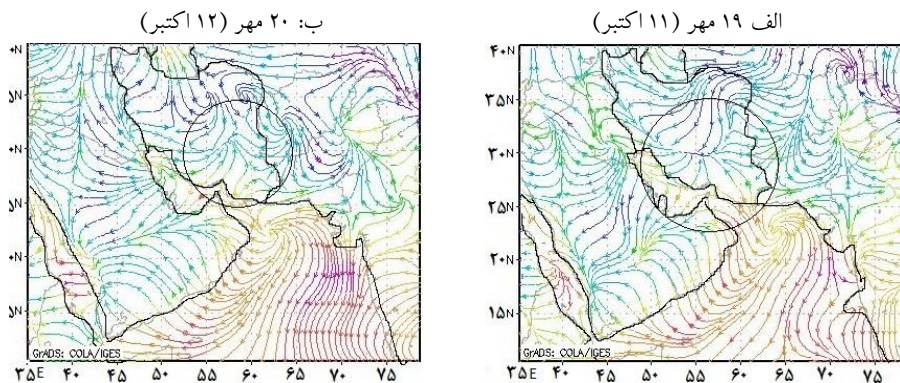
منبع: (بایگانه داده NOAA)

نقشه‌های سطوح بالا برای این روز نیز چرخندگی مثبت و مقدار جابجایی آن را برای روز ۱۲ اکتبر نشان می‌دهد. نمایه Si برای این روز ۲- و نمایه Ki ۳۶ محاسبه شده‌اند. در روز ۱۳ اکتبر با جابجایی محور فرود به سمت شرق، مراکز بارندگی نیز به سمت شرق نقل مکان کرده است. در این روز جریان‌ها از سمت جنوب غرب به جنوب شرق نفوذ کرده و با یک تغییر جهت به سمت شمال توانسته رطوبت را تا خراسان جنوبی به عرض‌های شمالی‌تر ببرد. نقشه‌های جهت جریان در سطح تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نیز جابجایی میزان محور فرود را نشان می‌دهد که هر چه به سوی جنوب جلو می‌رود، جهت فرود غربی‌تر می‌شود. در این روز مرکز فرود از کشور خارج شده ولی به دلیل شیبی که به سمت غرب داشته،

تحلیل الگوی همدید و نمایه های قائم هوا در بارش های شدید دوره های انتقالی / ۱۲۷

بارش هایی را در قسمت های شرقی استان های سیستان و بلوچستان به وجود آورده است. نمایه Si برای این روز صفر و نمایه Ki ۲۴ محاسبه شده اند. به هر حال با جابجا شدن هسته سردچال به سوی خاور و برون رفت محور ناوه از کشور ایران، شرایط هوای منطقه مورد پژوهش نیز مانند بخش باختری کشور شده و جریان هوای سردتر شمالی به آرامی جایگزین جریان هوای گرم و نمناک جنوبی شده است (شکل ۴ و ۵).

بررسی نقشه های اُمگای سطح زمین نیز بیانگر هسته های ناپایداری در روزهای مورد مطالعه و جابجایی آن ها در منطقه می باشد. در روز اول بارش ها یعنی ۱۰ اکتبر هسته ناپایداری در مناطق جنوبی در راستای طول ۵۰ درجه وجود دارد که بر مکان تمرکز بارش های این روز نیز تطبیق دارد. در روزهای بعدی نیز هسته های ناپایداری با حرکت تدریجی خود به سمت مرزهای جنوب شرقی در حرکت بوده و در روز ۱۳ اکتبر از گوشه جنوب شرقی از کشور خارج شده است. نقشه های شار رطوبتی نیز همگرایی رطوبتی در جنوب شرق ایران را به روشنی نمایش می دهد. واگرایی رطوبتی در دریای عمان و خلیج فارس و همگرایی رطوبتی در جنوب شرق ایران در طول فعالیت سامانه بارشی مورد مطالعه در پیدایش بارش سنگین پاییزی محل نقش مهمی داشته است (شکل ۶).



شکل ۶- نقشه همگرایی شار رطوبتی در روزهای ۱۹ (الف)، ۲۰ (ب) مهر ۱۳۹۰

نتیجه گیری

بارش های شدید پاییز ۱۳۹۰ از ویژگی های منحصر به فردی برخوردار بوده و گویای ویژگی محلی بودن این بارش -ها است، زیرا بارندگی های شدید تنها در گستره جنوب شرق کشور رخ داده و سایر نقاط ایران در روزهای فعالیت این سامانه بارشی فاقد بارندگی بودند. شدت بارش ها بیانگر این است که مقدار این بارندگی ها در مقیاس روزانه نسبت به نرمال بارندگی در مقیاس ماهانه در هر ایستگاه، بطور چشمگیری بالاتر بوده است. سومین ویژگی این بارش های پاییزی در این بود که یگانه بارندگی جنوب شرق کشور بوده که در فصل پاییز همان سال ثبت شده است.

نمایه های گرمایی گویای کاهش دما و فشار هوا و افزایش رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم در روزهای بارشی نسبت به روزهای پیش از آن است. نتایج حاصل از ترسیم نمودار های اسکيو-تی و همچنین موقعیت تراز FCL و LCL اختلاف ارتفاع قله ابر با سطح FCL و مقادیر نمایه های دینامیکی KINX و SHOX، CAPE شرایط مساعد برای ناپایداری هوا را نشان می دهد. محاسبه نمایه های ناپایداری نشان داد که نقش عامل همرفت در رخداد این بارش یک نقش مکمل بوده است، زیرا هنگامی همرفت عامل اصلی بارش محسوب می شود که میزان همرفت شدت کافی داشته باشد، تا ناپایداری لازم برای ایجاد بارش را فراهم سازد. تحلیل الگوهای همدید، بیانگر فعالیت یک سردچال بود. چرخندگی مثبت پیرامون هسته سردچال، جریان جنوبی هوای گرم و نمناک در حاشیه شرقی سردچال و در نتیجه زمینه همرفت هوای کم و بیش ناپایدار را در جنوب شرق ایران فراهم ساخته است.

الگوی همدید هوا نشان داد که نخست یک ناوه بادهای غربی در شرق دریای مازندران و در راستای جنوب غرب بر روی ایران پدید آمده است. جدا شدن ناوه از پیکره بادهای غربی، به پیدایش یک سردچال در روزهای ۱۸ تا ۲۱ مهر ماه ۱۳۹۰ (۱۰ تا ۱۳ اکتبر ۲۰۱۱) بر فراز ایران کمک کرد. این سردچال در ارتفاع ژئوپتانسیل ۲۵۰ هکتوپاسکالی

به روشنی دیده می‌شود. از آنجایی که سردچال‌ها تا پایان هستی خود چرخندگی مثبت دارند. بنابراین از یک سو، در بخش خاوری این سردچال که سرتاسر خاور ایران را پوشش می‌داد، ناپایداری بسیار نیرومند هوا پدیدار شده است. از سوی دیگر چرخندگی مثبت هوا که از سطح زمین تا ارتفاع ۲۵۰ هکتوپاسکال با یکدیگر هم‌خوانی و هماهنگی کامل دارد، به وزش هوای ناپایدار از روی خلیج فارس در راستای شمال غرب به جنوب شرق و سپس روی دریای عمان منجر شده است. هوای سردی که از عرض‌های شمالی روی آب‌های گرم خلیج فارس سرازیر شده است و در اثر رسانش انرژی، از دریا گرما و بخار آب دریافت کرده در لایه‌های زیرین ناپایدار شده است. به همین خاطر هوایی گرم، نمناک و به شدت ناپایدار را به جنوب شرقی ایران زمین رانده است. مجموع بارندگی ناشی از الگوی بارشی مورد مطالعه در ۱۱ ایستگاه به ترتیب در نیک‌شهر، بم، قشم، بندرعباس، سراوان، بندرلنگه، نهبندان، ایرانشهر، خاش، زاهدان و زهک بیش از نرم اقلیمی ماهانه مهر بوده است. برای نمونه نیک شهر با ۵۶/۵ میلی‌متر بارندگی، نزدیک به ۲۷ برابر میانگین بارندگی مهر خود را از این بارش دریافت داشته است. بطورکلی میانگین بارش ۱۵ ایستگاه که در این چهار روز بارندگی داشتند ۱۲/۱ میلی‌متر بوده که نسبت به میانگین بلند مدت مهر که ۲/۳ میلی‌متر بوده، بیش از ۵ برابر افزایش نشان می‌دهد.

این الگوی همدید نشان داد که استقرار سردچال بر فراز ایران، ریزش هوای سرد عرض‌های بالا روی آب‌های گرم خلیج فارس را در نیمه غربی سردچال در پی داشته است که می‌تواند به ناپایداری لایه‌های زیرین هوا کمک کند. جریان هوا پس از عبور بر فراز خلیج فارس و بارگیری بخار آب (فرآیند همرفت وزشی)، به کمک دو فرآیند پویایی و محلی به شدت ناپایدار شده و این بارش را پدید آورده است. فرآیند نخست ناپایداری پویایی جریان هوای نمناکی است که پس از پشت سر گذاشتن محور سردچال، به جنوب شرقی کشور وارد شده است. فرآیند دوم شرایط محلی است که این ناپایداری را تقویت نموده است، زیرا چرخندگی مثبت، هوای گرم و نمناک عرض‌های جنوبی را از دریای عمان و خلیج فارس به سوی خشکی‌های گرم و سوزان جنوب شرقی ایران رانده است (شکل ۶).

مقادیر فشار، دما و نمناکی لایه‌های مختلف جو محلی در ساعات پیش از بارندگی نیز نشان می‌دهد که هوای نسبتاً گرم محلی از شرایط نمناکی مناسبی برخوردار است. بطورکلی سه فرآیند گرم‌پویایی توانسته است هوای گرم، نمناک و ناپایداری برای گوشه جنوب شرقی ایران فراهم ساخته و سامانه بارشی مهر ۱۳۹۰ خورشیدی را پدید آورد:

الف: الگوی همدید: شرایط پویایی هوا که ناشی از واگرایی هوا در سطوح بالای اتمسفری نیمه شرقی سردچال بوده و ناپایداری هوا در سطح زمین را به دنبال داشت.

ج: شرایط محلی: سطح گرم و سوزان زمین در منطقه گرم و خشک جنوب شرق ایران نیز بر شدت ناپایداری در لایه زیرین هوا افزوده است.

د: همگرایی شار رطوبتی: در جنوب شرق ایران امکان بارش سنگین را برای هوای ناپایدار فراهم کرده است. با توجه به نتایج پژوهش‌های پیشین که نقش اغتشاشات غربی در بارش‌های زمستانی (علیچانی، ۱۳۶۶: ۱۲۳) و نقش مونسون در بارندگی‌های تابستانی جنوب شرق ایران را مؤثر دانسته‌اند و گرمایش زمین را در فصل تابستان و دوره‌های انتقالی (بهار و پاییز) یکی از ویژگی‌های محلی بیان کرده که سازوکار همرفت هوا را در سامانه‌های بارش زا دو چندان می‌سازد (علیچانی، ۱۳۷۲: ۴۵). باید گفت: هر دو شرایط محلی و همدید در کنار همگرایی شار رطوبتی، نقش مکمل در ایجاد بارش سنگین پاییزی مورد مطالعه بازی کرده‌اند. به هر روی، در هنگام غیبت سامانه‌های موسمی تابستانه و پیش از گسترش قلمرو فعالیت بادهای غربی به عرض‌های جنوبی و آغاز بارش‌های زمستانی (دوره انتقال پاییزی)، نقش سردچال‌ها برای بارش‌های جنوب شرق ایران از اهمیت بالایی برخوردار است، زیرا می‌تواند به عنوان حلقه پیوند میان بارش‌های تابستانی و زمستانی، نقش چشمگیری در بارش‌های دوره انتقال پاییزی جنوب شرق ایران بازی کند.

منابع و مآخذ

- ۱- امیدوار، کمال، صفرپور، فرشاد، محمود آبادی، مهدی، الفتی، سعید (۱۳۸۹)، تحلیل همدیدی اثرهای سردچال در وقوع بارش های شدید در نواحی مرکز و جنوب غرب ایران، فصلنامه برنامه ریزی و آمایش فضا، شماره ۴، صص ۱۸۹-۱۶۱.
- ۲- صادقی، سید علیرضا، حسینی رضائیان، مهتاب (۱۳۸۵)، بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا، ش ۲، صص ۹۸-۸۳.
- ۳- عربی، زهرا (۱۳۸۵)، تحلیل سینوپتیکی بارندگی دور ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۸۷ در ایران، فصلنامه پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۶، صص ۱-۱۵.
- ۴- عزیزی، قاسم، نبوی، امید، میری، مرتضی (۱۳۹۱)، داده کاوی گردش های جوی برای بررسی نقش الگوهای بندالی در ایجاد بارش های شمال شرق ایران، پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۴، شماره ۸۱، صص ۱۲۶-۱۰۹.
- ۵- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، اقلیم شناسی سینوپتیک، تهران، انتشارات سمت.
- ۶- علیجانی، بهلول (۱۳۶۶)، رابطه پراکنندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم های هوایی سطح بالا، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۴، صص ۱۴۳-۱۲۳.
- ۷- علیجانی، بهلول (۱۳۷۲)، مکانیزم های صعود بارندگی های ایران، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم تهران، ش ۱، صص ۵۳-۴۵.
- ۸- کاویانی، محمد رضا، علیجانی، بهلول (۱۳۸۴)، مبانی آب و هوا شناسی، تهران، انتشارات سمت.
- ۹- معصوم پور سماکوش، جعفر، میری، حسن، ذوالفقاری یار احمدی، مرتضی و داریوش (۱۳۹۲)، تعیین سهم بارش های همرفتی شهر تبریز بر اساس شاخص های ناپایداری، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی ش ۳۱، صص ۲۴۵-۲۲۷.
- ۱۰- موسوی بایگی، محمد، اشرف، بتول (۱۳۸۹)، بررسی و مطالعه نمایه قائم هوای منجر به بارندگی های مخرب تابستانه (مطالعه موردی: مشهد)، نشریه آب و خاک، جلد ۲۴، ش ۵، صص ۱۰۴۸-۱۰۳۶.
- ۱۱- موسوی بایگی، محمد، فلاح قاهری، غلام عباس، حبیبی نوخندان، مجید (۱۳۸۷) بررسی ارتباط نشانه های پهن مقیاس اقلیمی با بارش خراسان، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ش ۱۵، صص ۲۲۴-۲۱۷.
- ۱۲- نجار سلیقه، محمد (۱۳۸۵)، مکانیزم های بارش در جنوب شرق کشور، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱۳-۱.
- ۱۳- نجار سلیقه، محمد (۱۳۷۷)، الگوهای سینوپتیکی بارش های تابستانه جنوب شرقی ایران، پایان نامه دکتری، استاد راهنما: علیجانی، بهلول، دانشگاه تربیت مدرس.
- 14- George, Joseph Johnson (1960), Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press, New York.
- 15- <http://www.esrl.noaa.gov>
- 16- McIlveen, Robin (1992) , Fundamentals of Weather and Climate, published by Chapman & Hall, 2-6 Boundary Row, London SE1 8HN, UK.
- 17- McIntosh, Douglas Haig and Thom, Alexander Strang (1969), Essentials of Meteorology, wykeham publications (London) LTD.
- 18- 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.
- 19- Moncrieff M. W. and Green J. S (1972). The propagation of steady convective overturning in shear. Q. J. Roy, Meteor. Soc., 98, pp.336-352.
- 20- Nicholson, Sharon E., 2011, Dry land Climatology, Cambridge University Press, New York.
- 21- Petterssen S (1956), Weather Analysis and Forecasting. McGRAW-HILL Book Company.
- 22- Pierre C (1995). June – September rainfall in north eastern Africa and atmospheric signals over the tropics: A zonal perspective, International journal of climatology, 15:pp. 273- 285.
- 23- Ralph, H. E. (1959), Glossary of Meteorology, American Meteorological Society, 1959.
- 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,pp.112-130.
- 25- Showalter A. K (1953). A stability index for thunderstorm forecasting. B. Am. Meteorol. Soc, 34,pp. 250-252.
- 26- Woong, Kim Tae., Yoo, Chulsang and Jae-Hyun, Ahn (2007), Influence of Climate variation on seasonal precipitation in the Colorado River Basin. Journal of Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 22(3), pp. 411-420.
- 27- 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), pp. 909-923.