

## تحلیل دینامیکی - سینوپتیکی سازوکار بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران

شعب آب‌خراشات - دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی دانشگاه تبریز

مجید رضایی‌بنفشه - دانشیار آب‌وهواشناسی دانشگاه تبریز

سعید جهان‌بخش اصل - استاد آب‌وهواشناسی دانشگاه تبریز

مصطفی کریمی\* - استادیار آب‌وهواشناسی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران

علی‌اکبر رسولی - استاد آب‌وهواشناسی دانشگاه تبریز

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۹/۱۹ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۱۲/۲۶

### چکیده

در این پژوهش ۷۸ مورد از بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران انتخاب شد؛ پس از اجرای آزمون خوشه‌بندی، چهار الگوی سینوپتیکی مرتبط با این بارش‌ها تشخیص داده شد. نتایج پژوهش بیانگر آن است که این بارش‌ها هم‌زمان با گسترش زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ بر روی شرق ایران از سطح زمین تا تراز ۵۸۵۰ ه.پ صورت می‌گیرد و در سطوح میانی و بالایی آتمسفر ناوهای از موج‌بادهای غربی بر روی منطقه مستقر نمی‌شود. در همه الگوها سه هسته واگرایی شار رطوبت بر روی شمال دریای عرب، غرب دریای عرب، و خلیج فارس شکل گرفت: شمال دریای عرب و پس از آن غرب دریای عرب منابع مهم تأمین رطوبت جنوب شرق ایران در این الگوها بودند. گردش پادساعت‌گرد هوای مرطوب مونسون در دامنه‌های جنوبی هیمالیا به شکلی ضعیف فقط در دو الگو مشاهده شد، اما نقشی از آن در تأمین رطوبت این الگوها مشاهده نشد، زیرا هم‌زمان هسته‌ای قوی از همگرایی شار رطوبت بر روی مرکز و شمال پاکستان قرار می‌گیرد که جریان پادساعت‌گرد هوای مرطوب دامنه جنوبی هیمالیا و حتی بخشی از شار همگراشده رطوبت در جنوب شرق ایران را به درون خود می‌کشد. نیمرخ قائم آتمسفر منطقه نیز حاکی از همگراشدن رطوبت در سطوح زیرین آتمسفر (۷۵۰ - ۱۰۰۰ ه.پ) و واگراشدن رطوبت در سطوح میانی و بالایی آتمسفر منطقه است.

کلیدواژه‌ها: بارش تابستان، جنوب شرق ایران، دینامیک، سینوپتیک، کم‌فشار گنگ.

### مقدمه

مونسون<sup>۱</sup> (موسم) واژه‌ای عربی و به معنی «فصل» است و به بادهای متضادی که در دریای عرب و شبه‌قاره هند طی فصل‌های گرم و سرد سال می‌وزند اشاره می‌کند. اصولاً بارش‌های تابستانه مونسون هند با تغییر جهت بادهای آلیزه در اقیانوس هند آغاز می‌شود. با آغاز دوره گرم سال این آلیزه‌ها از پُرفشار جنب حاره در جنوب اقیانوس هند و استرالیا به سمت استوا حرکت می‌کنند و پس از گذر از استوا بر اثر نیروی کوریولیس دچار گشت می‌شوند و به بادهای جنوب غربی

\* E- mail: mostafakarimi.a@ut.ac.ir

تبدیل می‌شوند و وارد شبه‌قاره هند و جنوب آسیا می‌شوند. در این هنگام، به دلیل مکان‌گزینی پُرفشار جنب حاره جنوب آسیا در عرض‌های شمالی‌تر از نرمال جهانی خود (استقرار بر روی فلات تبت با ارتفاع نسبی ۵۰۰۰ متر)، این بادهای جنوب غربی و منطقه همگرایی بین حاره‌ای نیز می‌توانند تا دامنه‌های جنوبی هیمالیا نفوذ کنند. هالی در سال ۱۶۸۶ سیستم مونسون آسیا را به نسیم بزرگ دریا در نتیجه تضاد حرارتی خشکی - دریا تشبیه کرد (هاهن و منیب، ۱۹۷۵: ۱۵۱۵). فلون (۱۹۶۰: ۷۵) این فرضیه را ارائه کرد که فلات تبت به صورت منبع گرمای محسوس در طول فصل تابستان عمل می‌کند و هسته‌ای گرم از هوا با چرخش آنتی‌سیکلونی در تروپوسفر بالایی ایجاد می‌کند که سازوکار اولیه برای مستقر شدن گردش آتمسفری مونسون را فراهم می‌کند. در طی ماه‌های ژوئن تا سپتامبر (به‌ویژه ژولای و آگوست) منطقه همگرایی استوایی (تراف مونسون)<sup>۱</sup> بر روی دشت‌های گنگ قرار می‌گیرد و در محدوده  $30^{\circ}\text{N}$  -  $23^{\circ}\text{N}$  و  $88^{\circ}\text{E}$  -  $75^{\circ}\text{E}$  گسترده می‌شود (رامزوامی، ۱۹۶۲: ۲۳۷). از سویی، رانگاراچان (۱۹۶۳: ۲۴) اشاره می‌کند که پوشش برفی زمین‌های مرتفع تبت در فصل تابستان نمی‌تواند این فلات را به منزله منبعی از گرمای محسوس در تروپوسفر میانی معرفی کند. بیشتر بارش‌های شبه‌قاره به صورت سامانه‌هایی کم‌فشار - که در بستر تراف مونسون شکل می‌گیرند - فرومی‌ریزد و زمانی که این سامانه‌های کم‌فشار بیشتر مناطق هند را در بر گیرند نشان‌دهنده فازهای فعال مونسون<sup>۲</sup> است. الگوی بارشی در زمان عدم حضور این کم‌فشارها نشان‌دهنده فازهای وقفه مونسون<sup>۳</sup> است (گودبول، ۱۹۷۳: ۲۵؛ گوسوامی و همکاران، ۲۰۰۳: ۱). بیشتر این سامانه‌های کم‌فشار در شمال خلیج بنگال شکل می‌گیرند، به سمت شمال غرب حرکت می‌کنند، و طول عمری بیش از سه روز و مساحتی حدود ۱۰۰۰ - ۲۰۰۰ کیلومتر دارند (مولی، ۱۰۷۳: ۲۷۱؛ گودبول، ۱۹۷۳: ۲۵؛ گوسوامی و همکاران، ۲۰۰۳: ۲؛ هرلی و بوس، ۲۰۱۵: ۱۰۴۹). از سویی، هنگامی که تراف مونسون به سمت کوهپایه‌های هیمالیا تغییر مکان می‌دهد سامانه‌های کم‌فشار نمی‌توانند در شمال خلیج بنگال شکل بگیرند (هاهن و منیب، ۱۹۷۵: ۱۵۱۵) و فراوانی آن‌ها با میزان قدرت تراف مونسون و بادهای تراز پایین در ارتباط است (گوسوامی و همکاران، ۲۰۰۳: ۱). به طور کلی، این اغتشاشات حاره‌ای شکل‌گرفته در خلیج بنگال و دریای عرب و شبه‌قاره هند با نام سامانه‌های کم‌فشار<sup>۴</sup> (LPSs) شناخته می‌شوند و سازمان هواشناسی هند آن‌ها را، بنا بر سرعت باد، از کم‌فشارهای ضعیف (۹ m/s) تا طوفان‌های حاره‌ای (< ۳۲ m/s) تقسیم کرده است (رقوان و راجش، ۲۰۰۳: ۶۳۶). تعداد و تداوم این کم‌فشارها با بارش در ماه‌های ژولای و آگوست انطباق بیشتری با ماه‌های ژوئن و سپتامبر دارد؛ به طوری که در ماه‌های ژولای و آگوست بارش‌ها در هند مرکزی و شمال غرب متمرکز می‌شوند. در سال‌های سیل‌خیز، مسیر حرکت این کم‌فشارها بیشتر به سمت شمال غرب گسترش می‌یابد و در سال‌های خشک‌سالی محدود به مسیر هند مرکزی می‌شود (کریشنامورتی و آجایاموهان، ۲۰۰۸: ۱). بعضی از این سیستم‌ها در خشکی شکل می‌گیرند و مسیر شمال غربی را دنبال می‌کنند. تعداد اندکی از این سامانه‌ها هم در دریای عرب به‌وجود می‌آیند و به سوی شبه‌قاره و نواحی اطراف آن حرکت می‌کنند. البته، همه سامانه‌های شکل‌گرفته در دریای عرب به سوی شرق حرکت نمی‌کنند؛ اگرچه در این فصل بادهای

1. monsoon trough
2. active monsoon
3. break monsoon
4. low pressure system

معمول در این منطقه غربی هستند (کریشنامورتی و آجایاموهان، ۲۰۰۸: ۲). جابه‌جایی تراف مونسون به کوهپایه‌های هیمالیا، حضورنداشتن بادهای تراز پایین شرقی در شمال هند، و افزایش بارش در کوهپایه‌های هیمالیا و کاهش بارش در بقیه کشور نیز از جمله شرایط سینوپتیکی رخ داده در شبه‌قاره در زمان وقوع فازهای وقفه مونسون است (پانچواک و ویدیا، ۲۰۱۱: ۱۹۴). در پدیده‌ای نادر یکی از این سامانه‌های کم‌فشار شکل گرفته در دریای عرب، که به هاریکان نیز تبدیل شد (طوفان حاره‌ای گونو)، در ژوئن ۲۰۰۷، مسیر غیرمعمول شمال غربی را در پیش گرفت و مناطق جنوب شرقی و سواحل جنوبی ایران را درنوردید. در این میان بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران نیز در بستر تراف مونسون جنوب آسیا شکل می‌گیرند؛ اگرچه قدرت، تداوم، و فراوانی آن‌ها با کم‌فشارهای مونسون شبه‌قاره مقایسه‌شدنی نیست.

بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران بخشی از بارش‌های مونسون تابستانه هند است که در زمان گسترش تراف مونسون هند به سوی غرب نواحی جنوب شرقی ایران را نیز در بر می‌گیرند؛ به طوری که در نوشته‌های علمی دو الگوی گردشی عمده را سبب این بارش‌ها دانسته‌اند: در الگوی اول زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ در سطح زمین در ایران و به ویژه در مناطق جنوب شرقی نفوذ می‌کند و در شمال غرب آن نیز یک سیستم پرفشار مستقر و نفوذ هوای سرد شمالی به سمت کم‌فشار مونسون سبب شکل‌گیری یک جبهه شبه‌ایستا، صعود هوا، و بارش می‌شود (تقی‌زاده، ۱۳۶۶: ۳۵؛ نجارسلیقه، ۱۳۸۰: ۱۱۴، ۱۱۹). رطوبت اقیانوس هند و دریای عرب درون چرخش سیکلونی کم‌فشار پاکستان و از طریق دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه هیمالیا و به موازات این کوه‌ها حرکت می‌کند و با جهت شرقی - غربی از مسیر پاکستان وارد جنوب شرق ایران می‌شود و در صورت فراهم‌بودن سایر عوامل صعود می‌کند و بارش‌های تابستانه منطقه را فراهم می‌نماید (علیجانی، ۱۳۷۴: ۴۴؛ نجارسلیقه، ۱۳۸۵: ۸). علیجانی (۱۳۷۴: ۴۳) راه دیگر تزریق رطوبت هوای گرم و مرطوب حاره‌ای به جنوب شرق کشور را از طریق نسیم دریا تا شعاع و ارتفاع محدود بیان کرده است. در الگوی دوم، زبانه کم‌فشار مونسون رطوبت را از اقیانوس هند و خلیج بنگال به جنوب شرق کشور حمل می‌کند؛ این سیستم حرارتی با صعود خود به ریزش بارش‌های تابستانه این منطقه منجر می‌شود (نجارسلیقه، ۱۳۸۰: ۱۱۵). تفاوت این الگو با الگوی اول در بسته‌شدن منحنی‌های ارتفاع ژئوپتانسیل کم‌فشار مونسون در جنوب شرق کشور است (نجارسلیقه، ۱۳۸۰: ۱۲۰). به طور کلی، سازوکار بارش‌های جنوب شرق ایران به سه دسته تقسیم می‌شود: ۱. سیکلون‌هایی که همراه بادهای غربی از سمت غرب به منطقه نفوذ می‌کنند؛ ۲. سیستم‌های موسوم به سامانه‌های سودانی که رطوبت را از دریاها جنوب (خلیج فارس، دریای عمان، و دریای سرخ) به منطقه وارد می‌کنند. این دو سازوکار بارش‌های دوره سرد سال را فراهم می‌کنند؛ ۳. زبانه کم‌فشار مونسون هند که در یک چرخش وسیع رطوبت اقیانوس هند را به منطقه وارد می‌کند و بارش‌های تابستانه منطقه را فراهم می‌آورد (نجارسلیقه، ۱۳۸۵: ۱). کریمی (۱۳۸۶: ۱۵۷) در پژوهشی بیان کرد که در ماه‌های ژوئن، ژوئیه، و اوت دو ناحیه بارشی در بخش‌های شمالی و جنوبی ایران شکل می‌گیرد که برای نواحی شمالی ایران مهم‌ترین منبع تأمین رطوبت دریای خزر است و در ناحیه جنوب و جنوب شرق دریای عرب اصلی‌ترین منبع تأمین رطوبت است. علیجانی، خسروی و اسماعیل‌نژاد (۱۳۸۹: ۱۰)، با بررسی سینوپتیکی شدیدترین بارش رخ داده در جنوب شرق ایران (۶ ژانویه ۲۰۰۸)، بیان کردند که از مهم‌ترین منابع تأمین رطوبت این بارش خلیج فارس است و از دیگر عوامل ایجاد این بارش وجود ناوه عمیق شمال غربی - جنوب شرقی، استقرار پرفشار قوی در شمال غرب دریای خزر، و نفوذ کم‌فشار

عربستان به منطقه است. علیجانی و همکاران (۱۳۹۰: ۲۲۴) بارش‌های ماه ژوئیه ۱۹۹۴ منطقه را نیز بررسی و بیان کردند که منبع اصلی رطوبت این بارش‌ها دریای عمان است. همچنین، بیان کردند این دوره پُربارش در جنوب شرق ایران و غرب هند با تسلط گردش مونسون قوی و نیز افزایش محسوس تاوایی مثبت در ترازهای زیرین جو در شمال خلیج بنگال و دریای عرب همراه بوده است. رضایی‌بنفشه و همکاران (۱۳۹۲: ۴) در تحلیل منابع شار رطوبت بارش‌های سنگین شمال غرب ایران طی دوره ۱۳۴۰ - ۱۳۸۸ با استفاده از تابع همگرایی شار رطوبت بیان کردند که دریای خزر، خلیج فارس، و دریای مدیترانه در تأمین رطوبت این بارش‌ها مؤثرند و دریا‌های سیاه، مدیترانه، و سرخ به دلیل دوری از پهنه مورد مطالعه در درجه دوم اهمیت قرار دارد.

### داده‌ها و روش‌ها

از ویژگی‌های بارش‌های تابستانه مناطق جنوبی ایران نقطه‌ای و محلی بودن این بارش‌هاست. منطقه اصلی این بارش‌ها محدوده‌ای مثلثی شکل در استان سیستان و بلوچستان در شرق  $58^{\circ}30' E$  و جنوب  $28^{\circ}30' N$  (منطقه شاخص)<sup>۱</sup> است (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲۰۸). ایستگاه ایرانشهر ( $60^{\circ}42' E$  و  $27^{\circ}12' N$ ) تقریباً در مرکز این محدوده قرار دارد و تنها ایستگاه سینوپتیک با داده‌های بلندمدت در این محدوده نیز هست. با توجه به این موارد و همچنین بنا بر ویژگی نقطه‌ای و محلی بودن بارش‌های تابستانه، در پژوهش حاضر این ایستگاه نماینده منطقه انتخاب شد. برای اجرای این تحقیق، نخست داده‌های رقومی روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای روزهایی با بارش بیش از یک میلی‌متر ایستگاه سینوپتیک ایرانشهر (۷۸ روز بارشی)، از اول تیر تا آخر شهریور (۲۲ ژوئن تا ۲۲ سپتامبر) در دوره آماری ۱۹۸۲ - ۲۰۱۰، از سری داده‌های بازکاوی شده NCEP/NCAR در محدوده ۳۰ تا ۱۰۰ درجه طول شرقی و ۱۰ درجه جنوبی تا ۶۰ درجه عرض شمالی در  $2.5 \times 2.5$  درجه استخراج شد. از آنجا که عامل اصلی به‌وجودآورنده بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران کم‌فشار گنگ است و این کم‌فشار در لایه‌های زیرین جو شکل می‌گیرد و از طرف دیگر بنا بر آنکه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز شدیداً تحت تأثیر عوامل حرارتی و توپوگرافی محلی سطح زمین قرار دارد، از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای الگوبندی استفاده شد. سپس، برای طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای با استفاده از نرم‌افزار Matlab آزمون خوشه‌بندی بر روی داده‌های شبکه‌ای انجام شد؛ به طوری که روزهای بارشی با محاسبه فواصل اقلیدسی و به روش ادغام وارد به صورت نمودار درختی گروه‌بندی شدند. سپس، بر اساس محاسبه ماتریس همبستگی درون گروهی و تحلیل خوشه‌ای، روزهایی که بیشترین همبستگی درون گروهی را داشتند به عنوان نماینده آن خوشه استخراج شدند. سرانجام، هار الگوی سینوپتیک برای بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران تشخیص داده شد؛ جدول ۱ مشخصات روزهای نماینده هر یک از این الگوها را نشان می‌دهد.

۱. علیجانی و همکاران، به دلیل تمرکز بارش‌های مونسون تابستانه و رخداد تقریباً هر ساله بارش در این محدوده، در بررسی بارش‌های مونسون در جنوب شرق ایران آن را منطقه شاخص تعیین کردند.

جدول ۱. ویژگی آماری الگوهای سینوپتیکی

الگوی سینوپتیکی	روز نماینده	تعداد رخداد	درصد رخداد	همبستگی درون گروهی
۱	۱ ژوئن ۲۰۰۷	۳۱	۳۹٫۷	٪۷۰
۲	۶ سپتامبر ۱۹۹۸	۲۱	۲۶٫۹	٪۷۹
۳	۲۲ ژولای ۲۰۰۵	۸	۱۰٫۳	٪۸۰
۴	۲۷ ژولای ۱۹۸۳	۱۸	۲۳٫۱	٪۷۴

در ادامه، برای بررسی شار رطوبت به درون سامانه‌های بارشی، از روش‌های دینامیکی و به صورت برنامه‌نویسی شده درون نرم‌افزار GrADS انجام شد. بدین منظور، واگرایی شار رطوبت در منطقه با استفاده از داده‌های مؤلفه بادمداری و نصف‌النهاری و همچنین داده‌های شبکه‌ای نم و ویژه در ترازهای مختلف جو صورت می‌گیرد. برای به‌دست‌آوردن واگرایی شار رطوبت، تغییرات جزئی مقادیر نم و ویژه (q) و مؤلفه‌های بادمداری (u) و نصف‌النهاری (v) در جهات x و y (طول و عرض جغرافیایی) به وسیله رابطه ۱- که موسوم به رابطه واگرایی افقی شار رطوبت است- محاسبه می‌شود.

$$HFD_{ij} = - \left[ u_{ij} \frac{q_{i+l_j} - q_{i-l_j}}{x_{i+l_j} - x_{i-l_j}} + v_{ij} \frac{q_{ij+1} - q_{ij-1}}{y_{ij+1} - y_{ij-1}} + q_{ij} \frac{u_{i+l_j} - u_{i-l_j}}{x_{i+l_j} - x_{i-l_j}} + q_{ij} \frac{v_{ij+1} - v_{ij-1}}{y_{ij+1} - y_{ij-1}} \right] \quad \text{رابطه ۱}$$

HFD<sup>۱</sup> واگرایی افقی شار رطوبت (علامت - برای مثبت کردن مقدار همگرا شده است)، q نم و ویژه، u مؤلفه بادمداری، v مؤلفه نصف‌النهاری باد، و  $\partial x$  و  $\partial y$  فاصله در جهات طول و عرض جغرافیایی است. مقادیر مثبت همگرایی شار رطوبت است و مقادیر منفی واگرایی شار رطوبت است (کریمی، ۱۳۸۶: ۴۲). مقادیر محاسبه‌شده مختص هر تراز است و فقط مقادیر مربوط به یک سطح را محاسبه می‌کند. بنابراین، برای به‌دست‌آوردن مقادیر واقعی شار رطوبت به محاسبه مجموع قائم آن نیاز است و باید مقدار آن را برای حد فاصل سطوح ارتفاع ژئوپتانسیل اتمسفر محاسبه کرد. بدین منظور، از رابطه ۲ استفاده می‌شود:

$$Q_{vi} = \int_{p^1}^{p^2} vq.dp \quad \text{رابطه ۲}$$

vq همان HFD است، p سطوح ارتفاع ژئوپتانسیلی اتمسفر و  $Q_{vi}$  مجموع قائم شار رطوبت است.

بنابراین، برای محاسبه واقعی شار رطوبت و همچنین محاسبه مجموع قائم واگرایی افقی شار رطوبت در مقطع عمودی اتمسفر این محاسبات برای حد فاصل ترازهای ۹۲۵ - ۱۰۰۰، ۸۵۰ - ۹۲۵، ۷۰۰ - ۸۵۰، ۶۰۰ - ۷۰۰، ۵۰۰ - ۶۰۰ هکتوپاسکال، ۴۰۰ - ۵۰۰، ۳۰۰ - ۴۰۰، و ۲۰۰ - ۳۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از رابطه‌های ۳ - ۱۰ محاسبه شد.<sup>۲</sup>

#### 1. horizontal flux divergence

۲. اغلب در محاسبات مربوط به رطوبت اتمسفر، به دلیل سرد بودن و در نتیجه ناچیز بودن مقدار رطوبت در ترازهای بالاتر از ۵۰۰ هکتوپاسکال، از میزان رطوبت در این ترازها چشم‌پوشی می‌شود. اما در این پژوهش با وجود ناچیز بودن میزان رطوبت در این سطوح ارتفاعی محاسبات برای ترازهای بالایی جو نیز انجام گرفته است.

$Qv_2 = 1/g \cdot \int_{925}^{850} vq dp$	رابطه ۴	$Qv_1 = 1/g \cdot \int_{1000}^{925} vq dp$	رابطه ۳
$Qv_4 = 1/g \cdot \int_{700}^{600} vq dp$	رابطه ۶	$Qv_3 = 1/g \cdot \int_{850}^{700} vq dp$	رابطه ۵
$Qv_6 = 1/g \cdot \int_{500}^{400} vq dp$	رابطه ۸	$Qv_5 = 1/g \cdot \int_{600}^{500} vq dp$	رابطه ۷
$Qv_8 = 1/g \cdot \int_{300}^{200} vq dp$	رابطه ۱۰	$Qv_7 = 1/g \cdot \int_{400}^{300} vq dp$	رابطه ۹

محاسبات بالا برای یک فاصله زمانی است. با توجه به اینکه داده‌های مورد استفاده در این تحقیق شش ساعته است، محاسبه نیز برای یک بازه زمانی شش ساعته انجام خواهد گرفت. اما، از سویی، چون بارش طی دوره یک یا چندروزه رخ می‌دهد و انتقال رطوبت به درون سامانه‌های بارشی هم چند روز قبل از شروع بارش می‌تواند انجام گیرد، محاسبات یادشده باید برای بازه زمانی چندروزه انجام گیرد؛ به طوری که این محاسبات را باید از یک یا چند روز قبل از بارش تا روز بارش انجام داد. بدین منظور، محاسبات برای هر مقطع قائم اتمسفر باید به صورت رابطه ۱۱ انجام گیرد.

$$Q_{vi} = \int_{t^1}^{t^2} \left( 1/g \cdot \int_{p^1}^{p^2} vq dp \right) dt \quad \text{رابطه ۱۱}$$

$t^1$  زمان شروع محاسبه و  $t^2$  زمان پایان محاسبه است. این محاسبه به معنی مجموع رطوبت در یک ناحیه مشخص در حد فاصل چند تراز اتمسفری مشخص و یک دوره زمانی معلوم است (کریمی، ۱۳۸۶: ۴۳). در ادامه، با استفاده از داده‌های برداشت شده از محاسبات مربوط به شار رطوبت، نیمرخ قائم شار رطوبت اتمسفر نیز برای تجزیه و تحلیل ترسیم شد. در پایان نیز می‌توان مجموع همگرایی در ترازهایی با شار همگرا و همچنین مجموع واگرایی در ترازهایی با شار واگرا در برش قائم اتمسفر یک منطقه را محاسبه کرد؛ به طوری که تفاضل این دو در صورت مثبت بودن صرف بارش یا افزایش رطوبت مطلق منطقه در آن بازه زمانی مشخص شده است و در صورت منفی بودن نیز بیانگر تبخیر از سطوح آبی یا کاهش رطوبت مطلق اتمسفر منطقه است که به سایر نواحی منتقل شده است.

### یافته‌های تحقیق

پس از انجام دادن محاسبات همگرایی و واگرایی شار رطوبت برای حد فاصل هر یک از ترازهای جوی، مشخص شد که در منطقه، در بازه زمانی روز قبل از بارش و روز بارش، در سطوح پایین اتمسفر همگرایی شار رطوبت و در سطوح میانی و بالایی اتمسفر واگرایی شار رطوبت حاکم بوده است. بنابراین، ترازهای اتمسفر به دو لایه، سطوح زیرین (ترازهای ۹۲۵ - ۱۰۰۰، ۸۵۰ - ۹۲۵، و ۷۰۰ - ۸۵۰) و بالایی (ترازهای ۶۰۰ - ۷۰۰، ۵۰۰ - ۶۰۰، ۴۰۰ - ۵۰۰، ۳۰۰ - ۴۰۰، و ۲۰۰ - ۳۰۰) تقسیم شد و مجموع همگرایی و واگرایی شار رطوبت سطوح هر یک از این دو لایه جو محاسبه و ترسیم شد.

### لایه زیرین جو

در شکل ۱ الف، آرایش سینوپتیکی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال الگوی ۱ آورده شده است. در این الگو، زبان‌های از کم‌فشار گنگ نیمه جنوبی ایران و از جمله جنوب شرق ایران را در بر گرفته است و منطقه تحت نفوذ پرفشار آزور در این تراز به شمال افریقا و حوضه دریای مدیترانه محدود شده است. اما، در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کم‌فشار گنگ به طور آشکارتری هسته‌ای از کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل خود را بر روی جنوب شرق ایران گسترش داده و اثر چندانی بر سایر مناطق جنوبی ایران ندارد.<sup>۱</sup> این شکل مجموع همگرایی / واگرایی شار رطوبت برای سطوح ارتفاعی ۹۲۵ - ۱۰۰۰، ۸۵۰ - ۹۲۵، و ۷۰۰ - ۸۵۰ هکتوپاسکال برای روز قبل از بارش و روز بارش را نیز نشان می‌دهد. در این الگوی سینوپتیکی، هسته‌ای از همگرایی شار رطوبت در جنوب شرق ایران قرار دارد که پیوسته رطوبت را از مناطق اطراف دریافت می‌کند. از سوی دیگر، سه هسته واگرایی شار رطوبت در پهنه‌های آبی منطقه شکل گرفته که رطوبت را از این پهنه‌های آبی به مناطق اطراف و از جمله به درون مرکز همگرایی شکل گرفته در جنوب شرق ایران تزریق می‌کنند. مهم‌ترین هسته واگرایی شار رطوبت بر روی شمال دریای عرب قرار دارد که هم وسعت بیشتر هم قدرت بیشتری نسبت به دو هسته دیگر دارد؛ به طوری که بیشترین میزان رطوبت را به هسته همگرایی شکل گرفته در جنوب شرق ایران می‌فرستد. دو هسته دیگر واگرایی شار رطوبت یکی بر روی غرب دریای عرب و دیگری بر روی خلیج فارس شکل گرفته است. هسته واگرایی غرب دریای عرب رطوبت را به حاشیه شرقی شبه‌جزیره عربستان و کشور عمان منتقل می‌کند که بخشی از آن از همین مسیر به جنوب شرق ایران نیز تزریق می‌شود. اما، نقش خلیج فارس در انتقال رطوبت به نواحی اطراف به مراتب کمتر از دو مرکز واگرایی یادشده دیگر است؛ به طوری که هسته‌ای ضعیف از واگرایی شار رطوبت بر روی خلیج فارس قرار گرفته است و به دلیل وجود ارتفاعات مرتفع زاگرس جنوبی و میانی توان انتقال رطوبت فراوان به درون فلات ایران را ندارد. از آنجا که بیشترین مقدار رطوبت و انتقال رطوبت در سطوح زیرین اتمسفر صورت می‌گیرد، رشته‌کوه زاگرس شار رطوبت در لایه‌های زیرین اتمسفر از خلیج فارس را محدود می‌کند و این مرکز در تأمین رطوبت جنوب شرق ایران اهمیت کمتری دارد و شمال دریای عرب مهم‌ترین تأمین‌کننده رطوبت بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران در این الگو است.

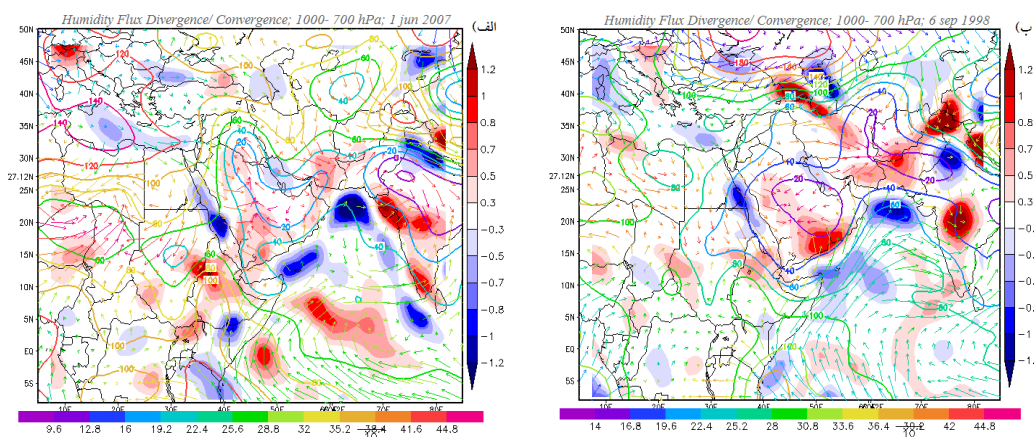
در الگوی ۲ زبانه کم‌فشار گنگ بیشتر منطقه را در بر گرفته و هسته‌ای از کمینه فشار آن بر روی شبه‌جزیره عربستان و هسته‌ای دیگر بر روی شرق ایران قرار گرفته است (شکل ۱ ب). اما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مرکز اصلی این زبانه کم‌فشار بر روی شرق و جنوب شرق ایران قرار دارد. بررسی نقشه مراکز واگرایی و همگرایی شار رطوبت لایه زیرین اتمسفر (شکل ۱ ب) همچنان هسته‌ای از همگرایی شار رطوبت شکل گرفته بر روی جنوب شرق ایران را نمایش می‌دهد که بیانگر ورود رطوبت از مناطق اطراف به جنوب شرق ایران است. در این الگو نیز سه هسته واگرایی شار رطوبت بر روی شمال دریای عرب، غرب دریای عرب، و خلیج فارس شکل گرفته است؛ این سه هسته رطوبت را به نواحی اطراف و از جمله جنوب شرق ایران تزریق می‌کنند. در این الگو از قدرت مراکز واگرایی شار رطوبت، به‌ویژه خلیج

۱. به علت تعداد زیاد نقشه‌ها، از آوردن نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال خودداری و فقط به آرایش سینوپتیکی مراکز فشار اشاره شد.

فارس، قدری کاسته شده، اما همچنان شمال دریای عرب مهم‌ترین تأمین‌کننده رطوبت بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران است.

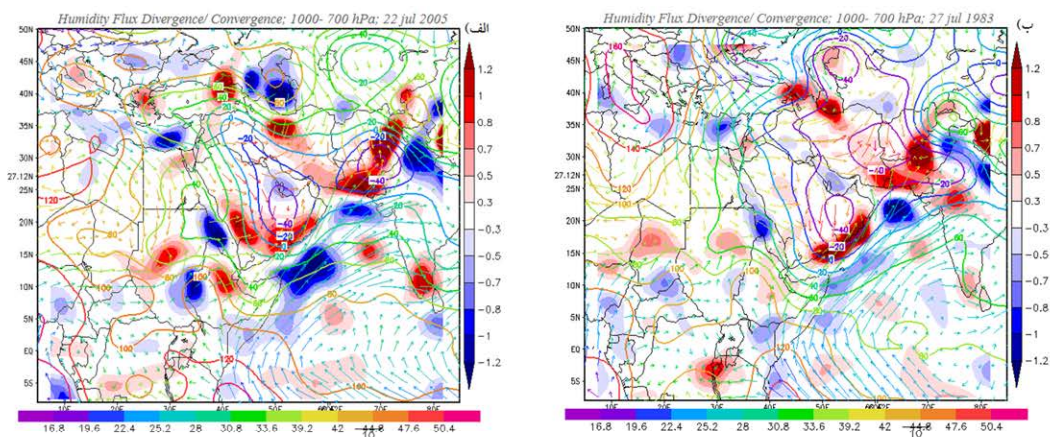
در الگوهای ۳ و ۴ (شکل ۲) نیز زبانه کم‌فشار گنگ در تراز ۱۰۰۰ ه.پ بر روی منطقه نفوذ کرده و دو مرکز کمینه فشار آن یکی بر روی شبه‌جزیره عربستان و دیگری بر روی پاکستان قرار گرفته است که جنوب و جنوب شرق ایران را نیز در بر گرفته‌اند. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مرکز کمینه شبه‌جزیره عربستان ماهیت خود را از دست داده، اما هسته شکل‌گرفته بر روی پاکستان ماهیت خود را حفظ کرده و جنوب شرق ایران را نیز تحت تأثیر قرار داده و در الگوی ۴ نفوذ آن بر ایران بسیار بیشتر بوده است. در این دو الگو نیز هسته‌ای از همگرایی شار رطوبت جنوب شرق ایران را فراگرفته و سبب تجمع و دریافت رطوبت از نواحی اطراف به این منطقه می‌شود. سه هسته واگرایی شار رطوبت در شمال دریای عرب، غرب دریای عرب، و خلیج فارس نیز انتقال رطوبت به نواحی اطراف را انجام می‌دهند. فقط در الگوی ۴ از قدرت هسته واگرایی شار رطوبت در شمال دریای عرب نسبت به هسته غرب دریای عرب کاسته شده است. این موضوع به قدرت‌گرفتن هسته غرب دریای عرب مربوط می‌شود، زیرا بیشتر رطوبت خود را به درون هسته شمال دریای عرب می‌ریزد و از آنجا نیز این رطوبت به جنوب شرق ایران، پاکستان و هند فرستاده می‌شود.

بنابراین، جبران بخشی از واگرایی شار رطوبت در شمال دریای عرب به وسیله تزریق رطوبت از هسته غرب دریای عرب سبب شده تا هسته شمال دریای عرب قدرتی به مراتب کمتر از الگوهای دیگر را به نمایش بگذارد و می‌توان تفاوت این الگو با سایر الگوها را تنها قدرتمندتر شدن هسته واگرایی غرب دریای عرب دانست و نه کاهش قدرت هسته واگرایی شمال دریای عرب. مانند سایر الگوها، خلیج فارس نیز در شار رطوبت نواحی اطراف و از جمله جنوب شرق ایران نقش ضعیفی ایفا می‌کند.



شکل ۱. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی (C<sup>0</sup>) تراز ۱۰۰۰ ه.پ؛ هسته‌های همگرایی و واگرایی شار رطوبت ( $10^{-5} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) مجموع ترازهای ۹۲۵ - ۱۰۰۰، ۸۵۰ - ۹۲۵، و ۷۰۰ - ۸۵۰ ه.پ؛ مجموع یک روز قبل از بارش و روز بارش؛ شکل ۱ الف. الگوی ۱، ۱ ژوئن ۲۰۰۷؛ شکل ۱ ب. الگوی ۲، ۶ سپتامبر ۱۹۹۸



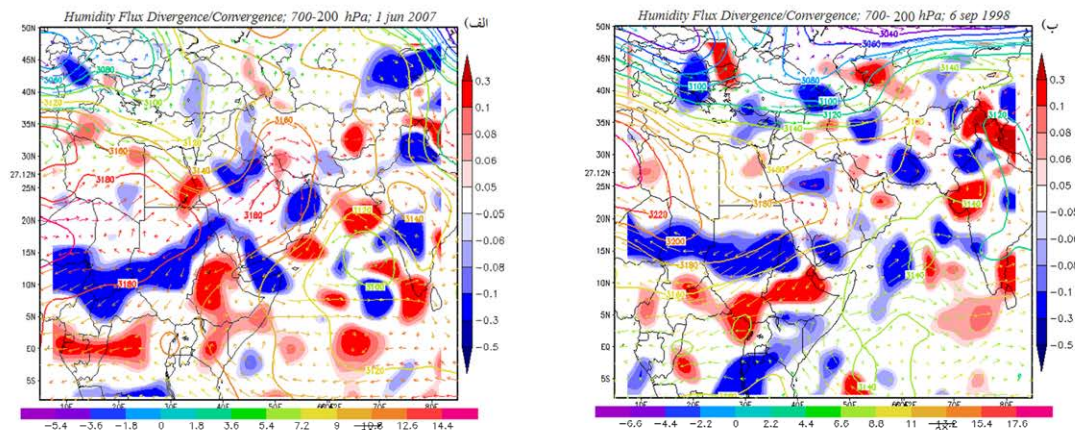


شکل ۲. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی ( $C^{\circ}$ ) تراز ۱۰۰۰ ه.پ؛ هسته‌های همگرایی و واگرایی شار رطوبت ( $10^{-5} g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ )  
 (۱) مجموع ترازهای ۹۲۵ - ۱۰۰۰، ۸۵۰ - ۹۲۵، و ۷۰۰ - ۸۵۰ ه.پ؛ مجموع یک روز قبل از بارش و روز بارش؛ شکل ۲ الف.  
 الگوی ۳، ۲۲ ژوئای ۲۰۰۵؛ شکل ۲ ب. الگوی ۴، ۲۷ ژوئای ۱۹۸۳

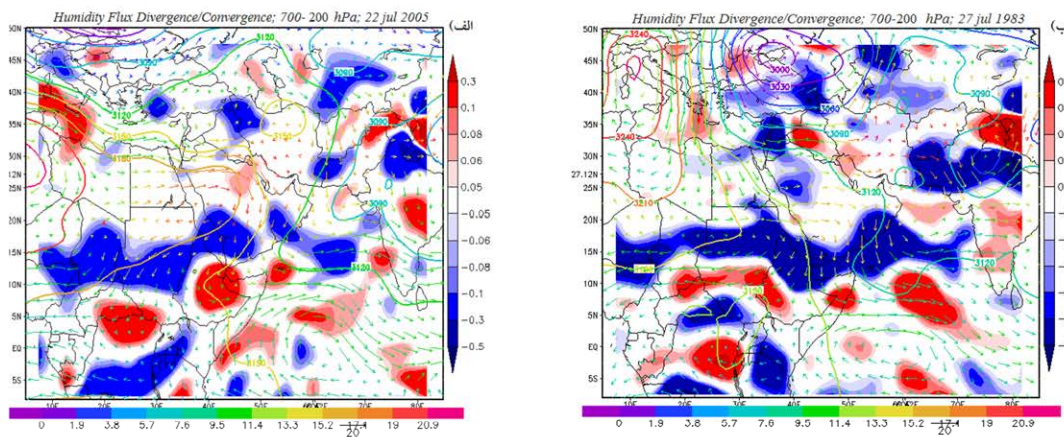
### لایه بالایی جو

شکل ۳ الف ارتفاع ژئوپتانسیل و بردارهای باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و مجموع همگرایی/ واگرایی شار رطوبت ترازهای ۲۰۰ - ۳۰۰، ۳۰۰ - ۴۰۰، ۴۰۰ - ۵۰۰، ۵۰۰ - ۶۰۰ و ۶۰۰ - ۷۰۰ ه.پ الگوی ۱ را نشان می‌دهد. در این تراز، زبانه پرفشار آזור فلات ایران را تحت تأثیر قرار داده است، اما نواحی شرقی کمتر از آن متأثرند. مرکز اصلی کم‌فشار گنگ در این تراز بر روی جنوب دریای عرب قرار گرفته و کم‌فشار واقع در ترازهای زیرین نواحی شرقی ایران فقط توانسته قدری پرفشار آזור را از این منطقه در تراز ۷۰۰ ه.پ دور کند که بالطبع به سبب فعال‌نبودن شرایط نزول هوای این پرفشار در جنوب شرق ایران شرایط صعود و ایجاد بارش در منطقه فراهم شده است. هسته‌ای ضعیف از واگرایی شار رطوبت از تراز ۷۰۰ ه.پ تا لایه‌های بالایی اتمسفر در این الگو بر روی جنوب شرق ایران شکل گرفته و سه هسته واگرایی لایه زیرین اتمسفر در شمال و غرب دریای عرب و خلیج فارس جای خود را به مراکز از همگرایی شار رطوبت داده‌اند. بردارهای باد نیز، که در ترازهای زیرین در منطقه مورد مطالعه حالت همگرا داشتند، در این تراز (۷۰۰ ه.پ) حالت واگرا یافته‌اند.

در الگوهای ۲، ۳، و ۴ (شکل ۳ ب و ۴) نیز هسته‌هایی از واگرایی شار رطوبت با شدت و ضعف بر روی جنوب شرق ایران شکل گرفته‌اند که بیانگر قطع شدن انتقال رطوبت به اتمسفر منطقه از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به بالاست.



شکل ۳. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی ( $C^0$ ) تراز ۷۰۰ ه.پ؛ هسته‌های همگرایی و واگرایی شار رطوبت ( $10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$ ) مجموعه ترازهای ۶۰۰ - ۷۰۰، ۵۰۰ - ۶۰۰، ۴۰۰ - ۵۰۰، ۳۰۰ - ۴۰۰، ۲۰۰ - ۳۰۰ ه.پ؛ یک روز قبل از بارش و روز بارش؛ شکل ۳ الف. الگوی ۱، ۱ ژوئن ۲۰۰۷؛ شکل ۳ ب. الگوی ۲، ۶ سپتامبر ۱۹۹۸

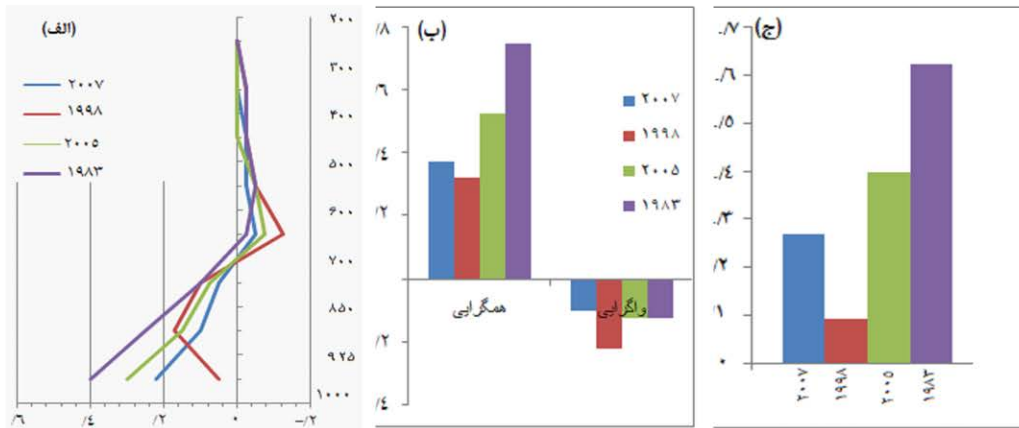


شکل ۴. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی ( $C^0$ ) تراز ۷۰۰ ه.پ؛ هسته‌های همگرایی و واگرایی شار رطوبت ( $10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$ ) مجموعه ترازهای ۶۰۰ - ۷۰۰، ۵۰۰ - ۶۰۰، ۴۰۰ - ۵۰۰، ۳۰۰ - ۴۰۰، ۲۰۰ - ۳۰۰ ه.پ؛ یک روز قبل از بارش و روز بارش؛ شکل ۴ الف. الگوی ۳، ۲۲ ژوئای ۲۰۰۵؛ شکل ۴ ب. الگوی ۴، ۲۷ ژوئای ۱۹۸۳

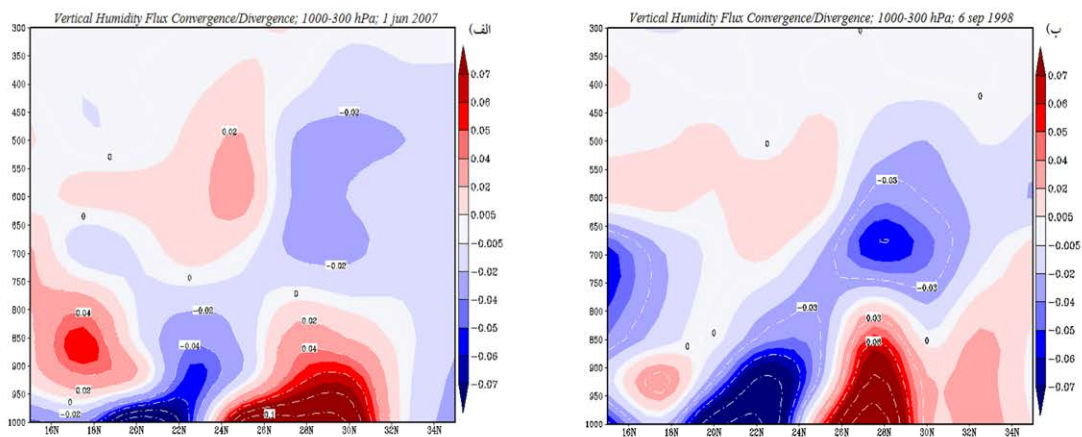
بر روی پهنه‌های آبی شمال دریای عرب و خلیج فارس نیز اغلب هسته‌های ضعیف از همگرایی شار رطوبت شکل گرفته، اما غرب دریای عرب واگرایی شار رطوبت خود را حفظ کرده که این رطوبت به داخل مناطق استوایی تزریق می‌شود و تأثیری در منطقه مورد مطالعه این تحقیق ندارد. در این الگوها، زبانه پُرفشار آזור نیز در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال تا حدودی از جنوب شرق ایران عقب‌نشینی و شرایط صعود هوای لایه‌های زیرین را فراهم کرده است.

## نیمرخ قائم جو

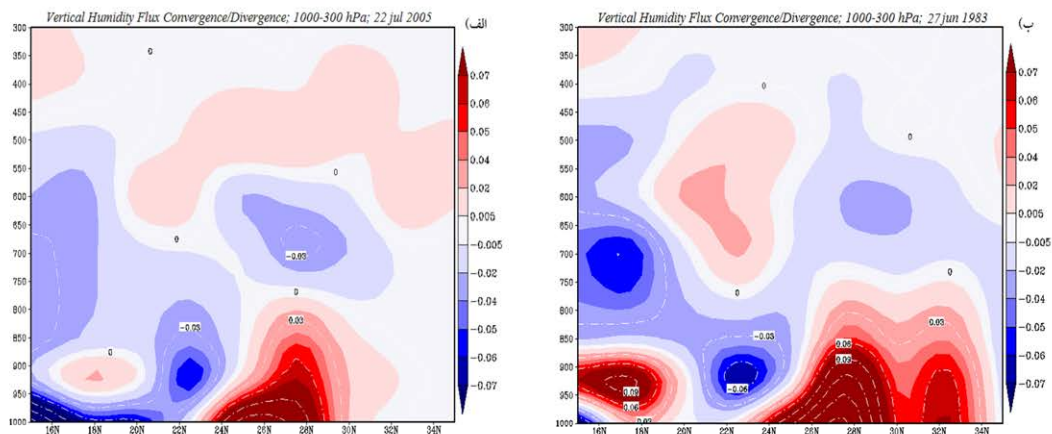
در ادامه این پژوهش، به بررسی نیمرخ قائم اتمسفر منطقه با مرکزیت ایستگاه سینوپتیک ایرانشهر از نظر وضعیت شار رطوبت اقدام شد. میزان همگرایی یا واگرایی شار رطوبت از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا تراز ۲۰۰ ه.پ برای الگوهای چهارگانه سینوپتیکی بارش‌های جنوب شرق ایران در بازه زمانی روز قبل از بارش و روز بارش محاسبه شد و به صورت نمودار آورده شد (شکل ۵). همان‌گونه که در این نمودار (شکل ۵ الف) آشکار است، در اتمسفر ایستگاه مذکور از سطح زمین تا تراز ۷۵۰ هکتوپاسکال همگرایی شار رطوبت رخ داده است و در همه الگوها (به استثنای الگوی ۲) این همگرایی با افزایش ارتفاع در اتمسفر کاهش می‌یابد. بیشترین همگرایی شار رطوبت در حد فاصل تراز ۱۰۰۰ ه.پ تا ۹۲۵ ه.پ صورت گرفته است. از طرف دیگر، از تراز ۷۰۰ ه.پ تا ترازهای بالایی اتمسفر واگرایی شار رطوبت رخ داده و بیشترین واگرایی شار رطوبت نیز در پایین‌ترین تراز این مقطع از اتمسفر، یعنی تراز ۷۰۰ تا ۶۰۰ ه.پ، رخ داده است. از تراز ۵۰۰ ه.پ به بالا نیز، به دلیل سرمای اتمسفر و ناچیزبودن ظرفیت رطوبتی هوا، شار رطوبت به صفر نزدیک شده و در تراز ۳۰۰ ه.پ عملاً در همه الگوها شار رطوبت صفر شده است. بنابراین، اتمسفر روزهای بارشی تابستانه جنوب شرق ایران را می‌توان به دو مقطع عمودی تقسیم کرد؛ به طوری که در لایه‌های پایین در آن همگرایی شار رطوبت صورت می‌گیرد و در لایه‌های بالاتر واگرایی شار رطوبت رخ می‌دهد و از تراز ۵۰۰ ه.پ به بالا نیز اتمسفر منطقه در شار رطوبت نقشی ناچیز ایفا می‌کند. تفاضل بین شار همگرا و شار واگرای یک منطقه نیز بیانگر میزان ورود یا خروج رطوبت به یک منطقه است؛ این فاکتور را می‌توان با کسر کردن میزان واگرایی شار رطوبت ترازهای میانی و بالایی اتمسفر (۳۰۰ - ۷۰۰ ه.پ) از میزان شار همگراشده رطوبت در ترازهای پایین اتمسفر (۷۵۰ - ۱۰۰۰ ه.پ) محاسبه کرد. این میزان در صورت مثبت بودن بیانگر میزان رطوبت خالصی است که به منطقه وارد شده و می‌تواند صرف بارش و یا افزایش رطوبت مطلق اتمسفر شود. این محاسبات نیز برای منطقه مورد مطالعه با مرکزیت ایستگاه سینوپتیک ایرانشهر صورت گرفته است؛ شکل ۵ ب و ج آن را نشان می‌دهد. شکل ۵ ب مجموع واگرایی شار رطوبت لایه بالایی اتمسفر و مجموع همگرایی شار رطوبت لایه پایینی اتمسفر را برای الگوهای چهارگانه نمایش می‌دهد. شکل ۵ ج نیز تفاضل میزان رطوبت همگراشده و واگراشده را نشان می‌دهد. در این نمودار در همه الگوها میزان شار همگراشده در لایه زیرین اتمسفر بیشتر از میزان شار رطوبت واگراشده در لایه بالایی اتمسفر است. این موضوع بیانگر تجمع رطوبت و پتانسیل اتمسفر منطقه برای بارش از نظر رطوبتی است و باید با عامل صعود هوا نیز همراهی شود. باید یادآور شد که همه این بیلان خالص شار رطوبت صرف بارش نمی‌شود، زیرا عامل صعود در هر سامانه بارشی متفاوت است و بیلان خالص رطوبت می‌تواند صرف بارش یا افزایش رطوبت مطلق منطقه شود. شکل ۶ و ۷ نیز شار رطوبت منطقه از عرض  $35^{\circ} N$  -  $15^{\circ}$  بر روی نصف‌النهار  $60^{\circ} E$  و از تراز ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ ه.پ برای الگوهای چهارگانه سینوپتیکی مورد مطالعه را نشان می‌دهد. در این شکل‌ها نیز در همه الگوها هسته اصلی همگرایی شار رطوبت بر روی عرض‌های  $30^{\circ} N$  -  $25^{\circ}$  (جنوب شرق ایران) قرار گرفته و گاهی تا مناطق شمالی‌تر نیز نفوذ کرده است. در این نقشه‌ها نیز به‌خوبی می‌توان مشاهده کرد که بیشترین شار همگرایی در لایه‌های زیرین اتمسفر منطقه صورت گرفته و این همگرایی حداکثر تا تراز ۷۵۰ ه.پ شکل گرفته است. از تراز ۷۰۰ ه.پ به بالا نیز هسته‌ای از واگرایی شار رطوبت بر روی منطقه قرار گرفته است.



شکل ۵ الف. نیمرخ قائم شار رطوبت ( $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) اتمسفر منطقه با مرکزیت ایستگاه سینوپتیک ایران شهر؛ شکل ۵ ب. مجموع شار رطوبت ( $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) لایه پایینی اتمسفر (همگرایی؛  $+750 - 1000 \text{hPa}$ ) و لایه بالایی اتمسفر (واگرایی؛  $200 - 700 \text{hPa}$ )؛ شکل ۵ ج. تفاضل مجموع شار واگراشده رطوبت در لایه بالایی اتمسفر از مجموع شار همگراشده در لایه پایینی اتمسفر ( $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ). در بازه زمانی روز قبل از بارش و روز بارش، الگوهای چهارگانه سینوپتیکی



شکل ۶. نیمرخ قائم همگرایی/ واگرایی شار رطوبت ( $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) یک روز قبل از بارش؛ تراز  $300 - 1000 \text{hPa}$ ، عرض جغرافیای  $35^{\circ} \text{N} - 15^{\circ}$  بر روی نصف‌النهار  $60^{\circ} \text{E}$ ؛ شکل ۶ الف. الگوی ۱، ۱ ژوئن ۲۰۰۷؛ شکل ۶ ب. الگوی ۲، ۶ سپتامبر ۱۹۹۸



شکل ۷. نیمرخ قائم همگرایی / واگرایی شار رطوبت ( $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) یک روز قبل از بارش؛ تراز ۳۰۰ - ۱۰۰۰ ه.پ، عرض جغرافیایی  $35^{\circ} \text{N} - 15^{\circ} \text{N}$  بر روی نصف‌النهار  $60^{\circ} \text{E}$ ؛ شکل ۷ الف. الگوی ۳، ۲۲ ژوئای ۲۰۰۵؛ شکل ۷ ب. الگوی ۴، ۲۷ ژوئای ۱۹۸۳

### نتیجه‌گیری

در این پژوهش با مطالعه بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران طی دوره ۱۹۸۲ - ۲۰۱۰ و دسته‌بندی این روزها در چهار الگو و مطالعه روزهای نماینده هر الگوی سینوپتیکی مشخص شد زبانهای از کم‌فشار گنگ در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ ه.پ در فلات ایران و شبه‌جزیره عربستان نفوذ کرده است، اما در تراز ۷۰۰ ه.پ اثر مشخصی از این کم‌فشار در منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده نیست و کم‌فشار سطوح زیرین آتمسفر فقط توانسته سلطه زبانه پرفشار آژور در تراز ۷۰۰ ه.پ را در منطقه کاهش دهد و شرایط صعود و شکل‌گیری بارش‌های منطقه را فراهم آورد. نتایج حاصل از این پژوهش با یافته‌های کریمی (۱۳۸۶: ۱۵۷) منطبق است. علاوه بر آن، به طور مشخص شمال دریای عرب را مهم‌ترین منبع تأمین رطوبت منطقه در این سامانه‌های بارشی معرفی می‌کند؛ به طوری که در همه الگوها هسته‌ای از همگرایی شار رطوبت از سطح زمین تا تراز ۷۵۰ ه.پ در جنوب شرق ایران شکل گرفته و سه هسته واگرایی شار رطوبت بر روی شمال دریای عرب، غرب دریای عرب، و خلیج فارس انتقال رطوبت به نواحی اطراف را انجام می‌دهند؛ از این میان، هسته واگرایی شار رطوبت شمال دریای عرب و در مرتبه بعدی غرب دریای عرب مهم‌ترین منبع تأمین رطوبت منطقه‌اند و هسته واگرایی خلیج فارس کمترین نقش را ایفا می‌کند؛ این موضوع تا حدود زیادی ناشی از وجود ارتفاعات رشته‌کوه زاگرس میانی و جنوبی است که انتقال رطوبت از خلیج فارس به درون فلات ایران را محدود می‌کند. در مرکز و شرق دریای عرب هسته‌های مشخصی از واگرایی شار رطوبت وجود ندارد. از طرف دیگر، با توجه به جهت وزش بادها در این مناطق، که غربی‌اند و به درون شبه‌قاره هند می‌وزند، این پهنه‌های آبی اثر آشکاری در جنوب شرق ایران ندارند. بر روی دریای عمان نیز هسته‌ای از واگرایی شار رطوبت برای انتقال رطوبت به مناطق اطراف وجود ندارد. از سوی دیگر، حرکت پادساعت‌گرد هوا در دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه هیمالیا در ترازهای زیرین آتمسفر فقط در الگوی ۴ (شکل ۲ ب) و به طوری ضعیف‌تر در الگوی ۳ (شکل ۲ الف) مشاهده شد؛ به دلیل فاصله زیاد از جنوب شرق ایران و شکل‌گیری مرکزی قوی از همگرایی شار رطوبت در شمال و مرکز پاکستان، چرخش یادشده در دامنه جنوبی هیمالیا به درون مرکز همگرایی

شکل گرفته در مرکز پاکستان می‌ریزد. بنابراین، عملاً چنین سازوکاری در تأمین رطوبت بارش‌های جنوب شرق ایران در سامانه‌های مورد مطالعه نمی‌تواند نقشی داشته باشد. اتمسفر منطقه در همه‌الگوها را می‌توان به دو بخش زیرین (ترازهای ۷۵۰ - ۱۰۰۰ ه.پ) و بالایی (۳۰۰ - ۷۰۰ ه.پ) تقسیم کرد؛ در لایه زیرین اتمسفر همگرایی شار رطوبت و در لایه بالایی واگرایی شار رطوبت در منطقه صورت می‌گیرد. سرانجام، باید به این موضوع نیز اشاره کرد که طوفان‌های حاره‌ای نیز بخشی از سیستم بارشی مونسون تابستانه هند به‌شمار می‌روند و در موارد نادری چون طوفان گونو (۷ ژوئن ۲۰۰۷) می‌توانند این منطقه از ایران را متأثر کنند؛ مطالعات بیشتر در این زمینه به درک بهتری از سازوکار بارشی منطقه منجر می‌شود.

## منابع

- تقی‌زاده، حبیب (۱۳۶۶). تحلیلی بر بارندگی امرداد سال ۱۳۶۶، *رشد زمین‌شناسی*، ۱۰: ۲۶ - ۳۷.
- رضایی‌بنفشه، مجید؛ ساری‌صراف، بهروز؛ جعفری‌شندی، فاطمه و حسین‌علی‌پور، فرشته (۱۳۹۲). *تحلیل منابع رطوبتی مؤثر در بارش‌های سنگین شمال غرب ایران*، طرح پژوهشی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- علیجانی، بهلول؛ (۱۳۷۴). آب و هوای ایران، انتشارت پیام نور، تهران، ایران.
- علیجانی، بهلول؛ خسروی، محمود و اسماعیل‌نژاد، مرتضی (۱۳۸۹). تحلیل هم‌دید بارش سنگین ششم ژانویه ۲۰۰۸ در جنوب شرق ایران، *پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، ۳ و ۴: ۱ - ۱۲.
- علیجانی، بهلول؛ جعفرپور، زین‌العابدین؛ اکبری بیدختی، علی و مفیدی، عباس (۱۳۹۰). الگوهای گردش بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران در ماه ژوئیه ۱۹۹۴، *نشریه علوم جغرافیایی*، ۷(۱۰): ۲۰۵ - ۲۲۷.
- کریمی، مصطفی (۱۳۸۶). تحلیل منابع رطوبت بارش‌های ایران، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- نجان‌سلیقه، محمد (۱۳۸۰). الگوهای سینوپتیکی بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۶۲: ۱۱۴ - ۱۲۵.
- نجان‌سلیقه، محمد (۱۳۸۵). مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق کشور، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ۵۵: ۱ - ۱۳.
- Alijani, B. (1995). *Climatology of Iran*, Payamnoor Publication, Tehran, Iran.
- Alijani, B.; Jaefarpour, Z.; Bidokhti, A.A. and Mofidi, A. (2011). Circulation patterns of summer precipitation in Iran's southeast in July 1994, *Journal of Geographic Sciences*, 10: 205-227 (In Persian).
- Alijani, B.; Khosravi, M. and Esmailnejhad, M. (2010). Synoptical Analysis of heavy rainfall, sixth of January 2008 in Iran southeast, *Journal of Climate Research*, 3, 4: 1-12 (In Persian).
- Flohn, H. (1960). Recent investigations on the mechanism of the summer Monsoon of Southern and Eastern Asia. Proc. Symp. Monsoons of the World, New Delhi, *Hind Union Press*, 75-88.
- Godbole, R. (1973). The composite structure of the monsoon depression, *Tellus*, 29: 25-40.
- Goswami, B.N.; Ajayamohan, R.S.; Xavier, P.K. and Sengupta, D. (2003). Clustering of synoptic activity by Indian summer monsoon intraseasonal Oscillations, *Geophysical Research Letters*, 30: 1-13. doi: 10.1029/2002GL016734.
- Hahn, D.G. and Manabe, S. (1975). The Role of Mountains in the South Asia Monsoon Circulation, *J. of Atmospheric Sci*, 32: 1515-1541.
- Hurley, John V. and Boos W.R. (2015). A global climatology of monsoon low-pressure systems, *Q. J. R. Meteorol. Soc*, 141: 1049-1064. doi:10.1002/qj.2447.
- <http://www.esrl.noaa.gov>.
- <http://www.tropmet.res.in>.

- Karimi, M. (2007). Analysis of the Moisture Supplying Sources of Iran's Precipitation, PhD Thesis on Climatology, Tarbiat Modares University **(In Persian)**.
- Krishnamurthy, V. and Ajayamohan, R. S., (2008). The Composite Structure of Monsoon Low Pressure Systems, COLA Technical Report 270, November 2008.
- Mooley, D.A. (1973). Some aspects of Indian monsoon depressions and the associated rainfall, *Mon. Wea. Rev.*, 101: 271-280. doi: 10.1175/1520-493(1973)101<0271: SAOIMD>2.3.CO;2.
- Najarsalighe, M. (2001). Synoptic patterns of summer precipitation of south east Iran, *Quarterly Geographical Research*, 62: 114-125 **(In Persian)**.
- Najarsalighe, M. (2006). Mechanisms of precipitation in the southeast of the country, *Geographical researches*, 55: 1-13 **(In Persian)**.
- Panchawagh N.V. and Vaidya, S.S. (2011). Link between break/active phases of summer monsoon over India and China, *Current Science*, 101(2): 194-201.
- Raghavan, S. and Rajesh, S. (2003). Trends in tropical cyclone impact: A study in Andhra Pradesh, *India. Bull. Amer. Met. Soc.*, 84, 635-644. doi: 10.1175/BAMS-84-5-635.
- Ramaswamy, C. (1962). Breaks in the Indian summer monsoon as a phenomenon of interaction between the easterly and the subtropical westerly jet streams, *Tellus*, 14A: 337-349.
- Rangarajan, S. (1963). Thermal effects of the Tibetan Plateau during the Asia Monsoon Season, *Aust. Meteor. Mag.*, 42: 24-34.
- Rezaeibanafsheh, m.; Sarisaraf, B.; Jaefarishendi, F. and Hosseinalipour, F. (2013). *Analysis of effective water resources in Iran's northwest heavy precipitation*, Research project, Tabriz University, Tabriz, Iran **(In Persian)**.
- Taghizadeh, H. (1987). Analysis of the August rainfall 1987, *Geological growth*, 10: 26-37 **(In Persian)**.