تحلیل سینوپتیکی الگوهای گردشی بارش‌های موسمی جولای ۱۹۹۴ در ایران

دکتر بهلول علیجانی عضو هیئت علمی گروه جغرافیای دانشگاه تربیت معلم
دکتر زین العابدین جعفرپور عضو هیئت علمی دانشگاه تربیت معلم
دکترعباسعلی علی‌اکبری بیدختی عضوهیئت علمی گروه هواشناسی مؤسسه‌ژئوفیزیک دانشگاه تهران
عباس مفیدی دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی(گرایش اقلیم شناسی)، دانشگاه تربیت معلم

چکیده

به منظور درک سازوکار حاکم بر وقوع بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران روش سینوپتیکی- دینامیکی مبتنی بر تحلیل جریان اتخاذ گردید. بر این اساس، ابتدا داده‌های بارش روزانه تعداد ۱۵۲ ایستگاه هواشناسی برای یک دوره پایه ۳۴ ساله(۲۰۰۳-۱۹۷۰) موردپردازش قرار گرفت. در این رابطه منطقه بارشی شاخص در جنوب شرق ایران تعیین گردید و ضمن بررسی ویژگی‌های بارش تابستانه، بارش دهه اول جولای ۱۹۹۴ به عنوان بارش نمونه و فراگیر انتخاب شد.

جهت تعیین ساختار گردش جو و شناسایی الگوی سینوپتیکی حاکم در دهه اول جولای۱۹۹۴، داده‌های ترازهای ۷۰۰ ، ۸۵۰، ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین از نظر فشار و مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد بصورت میانگین روزانه از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا (NCEP/NCAR) تهیه شدند. به علاوه، شاخص‌های WY، OLR و مجموع بارش کل هند نیز مطالعه شده و مسیرهای سیکلونی ترسیم شدند.

یافته‌ها نشان داد که منطقه اصلی بارش جنوب شرق کشور، یک محدوده مثلثی شکل در ´۳۰، ۵۸ طول شرقی و ´۳۰، ۲۸ درجه عرض شمالی در استان سیستان و بلوچستان است که تقریباً هرساله دارای بارش می‌باشد. همچنین نتایج تحقیق بیانگر آنست که وردش‌های ماهانه و سال به سال بارش تابستانه جنوب شرق ایران با تغییرات شدت موسمی تابستانه جنوب آسیا، بویژه با فراوانی وقوع کم فشارهای موسمی در

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

منطقه دریای عرب ارتباطی بسیار نزدیک دارد. در دوره شدید موسمی سال ۱۹۹۴ ، تعداد کم فشارهای موسمی بطور محسوسی افزایش یافته، پرفشار جنب حاره قویتر و جریانات جنوب غربی دریای عرب و خلیج بنگال نیز به میزان قابل‌ملاحظه‌ای شدیدتر بوده است.

آرایش الگوهای گردشی اتمسفر در دهه اول جولای ۱۹۹۴ در جنوب شرق ایران با رعایت تقدم زمانی به شرح زیر می‌باشد: استقرار پرفشار جنب حاره تراز فوقانی، نفوذ ناوه امواج غربی بر غرب ایران، گسترش شرق سو و در عین حال مداری پرفشار جنب حاره ایران در ترازهای میانی تروپوسفر و کشیده‌شدن زبانه‌ای از پرفشار تا شمال هند، تشکیل کم‌فشار موسمی در خلیج بنگال، جابجایی غرب سوی کم‌فشار موسمی و استقرار آن بر نیمه شمالی دریای عرب، تقویت گردش سیکلونی و افزایش تاوایی مثبت در منطقه دریای عرب، تقویت و گسترش مرکز کم‌فشار در مرکز تا غرب ایران، ورود سیکلونی با منشأ کم‌فشار موسمی دریای عرب به منطقه جنوب شرق ایران، صعود همرفتی و وقوع بارش.

واژه‌های کلیدی: بارش، جنوب شرق ایران، کم‌فشار موسمی، پرفشار جنب‌حاره ایران، تحلیل جریان.

مقدمه

با آغاز دوره گرم سال وبواسطه شکل‌گیری بزرگترین «چشمه گرمایی» نیمکره شمالی در شمال هند و برفراز فلات تبت (Flohn,1957;Yeh,1981;1982;Schaack and Johnson,1994) و پدیدار شدن «چاهه گرمایی» در مناطق خشکِ غرب و جنوب غرب آسیا (He et al.,1987;Yanai et al.,1992;Webster et al.,1998)،گردش مداری بزرگ مقیاسی موسوم به«گردش شرقی- غربی تابستانه» یا «گردش موسمی متقاطع»[1] منطقه جنب حاره جنوب غرب آسیا را تحت تسلط خود قرار

1.Transverse Monsoon

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

می‌دهد (Krishnamurti,1971a;Yang et al.,1992;Webster,1994; Webster et al.,1998;Meehl,2003). صعود گسترده در جنوب آسیا و ظهور گردش مداری غرب سو (Krishnamurti,1971a; 1971b;Yang et al.,1992)، تشکیل و تقویت پرفشارهای ترازهای فوقانی و میانی را در جنوب و غرب آسیا بدنبال دارد (Rodwell and Hoskins,1996;2001;Liu et al.,2004a;2004b; Hoskins,1996). پرفشارهای جنب حاره مذکور، مؤلفه اصلی وبلافصل کنترل-کننده اقلیم منطقه جنوب غرب آسیا به شمارمی‌روند (Ziv et al.,2004). بر این اساس، در بررسی ساختار قائم گردش جو تابستانه در سرتاسر خشکی‌های جنوب و جنوب غرب آسیا، در ترازهای تحتانی تروپوسفر شاهد حضور مراکز همگرایی و کم‌فشار و در ترازهای فوقانی شاهد استقرار مراکز واگرایی و پرفشار هستیم (Krishnamurti,1971b;Wu and Liu,2003; Chen,2003;2005). نحوه ترکیب و آرایش این سامانه‌های فشاری، خصوصیات اقلیمی مناطق جنب حاره جنوب غرب آسیا، از جمله وقوع بارش تابستانه جنوب ایران را رقم می‌زند.

بارش بعنوان یکی از پرنمودترین پدیده‌های جوی، از تنوع زمانی و مکانی قابل‌ملاحظه‌ای در ایران برخوردار است. برهمکنش مداوم سیستم‌های گردش برون حاره، جنب حاره و حاره در ایران، در طول سال بطور برجسته و گسترده‌ای چنین تنوعی راموجب گردیده است (علیجانی،۱۳۷۴). وقوع بارش‌های شدیدو رگباری در دوره گرم و کم‌بارش تابستانی در منتهی‌الیه جنوب شرق کشور از مظاهر برجسته تنوع بارش و در عین حال از موضوعات بحث انگیز در حوزه مطالعات اقلیمی ایران محسوب می‌گردد. راماسوامی(۱۹۶۵) رژیم موسمی هند را دربارش سیل‌زای جولای ۱۹۵۶ در مناطق مرکزی و شمالی ایران دخیل دانسته وگسترش غرب سوی پرفشار تبت در تراز بالا و در پی آن گسترش غرب سوی

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

موسمی هند و انتقال رطوبت خلیج بنگال در ترازهای زیرین جو، بهمراه عمیق شدن یک ناوه شبه ایستا در غرب دریای خزر را از عوامل اصلی این سازوکار ذکر نموده است. اسنید(۱۹۶۸) در تعیین تیپ بارش‌های جنوب‌غرب پاکستان، وقوع بارش تابستانه منطقه بلوچستان پاکستان و سواحل جنوب شرقی ایران را در درجه اول ناشی از وقوع توفان‌های همرفتی و سپس ناشی از گسترش غرب سوی کم‌فشارهای موسمی هند دانسته است. اسنید همچون ساویر[1](۱۹۴۷) بر این باور بود که تقویت فعالیت همرفتی و افزایش میزان صعود رطوبت در زیر پرفشار جنب حاره، کف لایه وارونگی را به ارتفاع بالاتر انتقال داده و درنهایت به وقوع بارش‌های همرفتی منجرخواهد شد.

مطالعات اخیر ایران در رابطه با بارش‌های تابستانی جنوب و جنوب شرق در دو دسته اصلی طبقه‌بندی می‌شوند. محققین دسته اول وقوع بارش را مستلزم استقرار یک ناوه شبه ایستا در شمال ایران و شکل‌گیری جوی کژفشار و در پی آن پیدایش جبهه در مناطق شمالی بواسطه ریزش هوای سرد دانسته‌اند (تقی‌زاده، ۱۳۶۶؛ جوانبخش،۱۳۷۴؛ نجار سلیقه، ۱۳۷۷a؛۱۳۸۰؛ عربی،۱۳۷۹). در مقابل دسته دوم بر این باورند که بدنبال گسترش غرب سوی موسمی و افزایش فعالیت همرفتی و تقویت جریان صعودی، لایه وارونگی در منطقه جنوب شرق ایران در ترازهای تحتانی جو گسیخته شده و یا کف لایه وارونگی و بطورکلی پرفشار جنب حاره به ارتفاع بالاتر انتقال می‌یابد که در نهایت امکان صعودرطوبت و بارش فراهم می‌گردد(علیجانی، ۱۳۷۲؛ ۱۳۷۴؛ ۱۳۷۶؛ نجارسلیقه، ۱۳۷۷a؛۱۳۷۷b؛۱۳۸۲؛۱۳۸۵؛خوشحال،۱۳۷۸). بیشتر این مطالعات بدلیل

1.Sawyer

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

محدودیت دسترسی به داده‌های رقومی از تحلیل‌های کیفی استفاده نموده‌اند. اکنون که دسترسی به داده‌های رقومی آسان شده است، انجام یک بررسی کمّی و دقیق می‌تواند نتایج دقیق‌تر و جامع‌تری ارائه داده و بسیاری از ابهامات اقلیم شناسان را پاسخ دهد. بر این اساس، هدف اصلی پژوهش حاضر تبیین عوامل اصلی وقوع بارش تابستانه در منطقه جنوب شرق ایران می‌باشد. برای رسیدن به هدف اصلی، اهداف مرحله‌ای زیر دنبال خواهند شد:

۱- تحلیل زمانی و مکانی بارش تابستانه جنوب شرق ایران به منظور شناسایی یک دوره شاخص بارش موسمی در ایران.

۲- شناسایی الگوهای‌سینوپتیک‌ودینامیک گردش‌جو درمقیاس‌های سیاره‌ای و منطقه‌ای در زمان وقوع بارش‌های موسمی تابستانه جنوب شرق ایران.

مواد و روش

به منظور تبیین علل اصلی وقوع بارش‌های تابستانه در منطقه جنوب شرق ایران روش سینوپتیکی-دینامیکی مبتنی بر تحلیل جریان اتخاذ گردید. از منظر سینوپتیکی روش مطالعاتیِ«محیط به گردش» مبنای اصلی انجام بررسی‌ها در نظرگرفته‌شد(علیجانی،۱۳۸۱;Yarnal,1993). براین اساس مراحل زیرانجام شد:

الف- تعیین منطقه و دوره شاخص بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران:

۱- با بررسی پراکندگی مکانی و تغییرات زمانی بارش‌های تابستانه در یک دوره اقلیمی، منطقه شاخص بارش‌های موسمی تعیین گردید. جهت تعیین رژیم درازمدت بارش درفصل تابستان (ژوئن،جولای و اوت)، داده‌های بارش روزانه تعداد ۱۵۲ ایستگاه سینوپتیک و باران‌سنجی برای یک دوره پایه ۳۴ ساله (۲۰۰۳-

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

۱۹۷۰) از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد و موردپردازش قرار گرفت. به جهت وجود نقص آماری از ایستگاه‌های با دوره آماری ۱۰سال و بیشتر استفاده شد. بررسی‌ها نشان داد که بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران تقریباً هرساله در محدوده معینی از استان سیستان و بلوچستان بوقوع می‌پیوندد. بدین لحاظ با تولید و بررسی نقشه‌های بارش تابستانه برای تمامی سال‌ها در دورهٔ مذکور، محدوده‌ای در شرق َ۳۰، ۵۸ طول شرقی و جنوب عرض َ۳۰، ۲۸ شمالی بعنوان«منطقه شاخص» برای بارش جنوب شرق ایران تعیین گردید (شکلd۱). ازکل ایستگاه‌ها فقط تعداد۳۰ ایستگاه در منطقه شاخص قرار دارند. با استفاده از آمار بارش روزانهِ این ایستگاه‌ها متوسط بارش منطقه بعنوان شاخص تعیین شد.

۲- شدیدترین و فراگیرترین دوره بارش‌های موسمی تابستانه براساس شاخص‌های زیر تعیین شد:

- بر اساس تغییرات زمانی بارش تابستانه منطقه شاخص ماه جولای۱۹۹۴ بویژه دهه اول آن پربارانترین دوره شناسایی شد.
- شدت بارش موسمی دوره شاخص بر اساس شاخص‌های«وبستر-یانگ(WY)»، «بارش موسمی تابستانه کل هند (AISMR)» و«تابش زمینی (OLR)» شناسایی شد. براساس این شاخص‌ها، بارش ماه جولای۱۹۹۴ و بطور دقیق‌تر بارش دهه اول جولای ۱۹۹۴ بعنوان شدیدترین و فراگیرترین بارش موسمی در جنوب شرق ایران شناسایی شد. در شاخص‌های«WY»، «OLR» و «AISMR»، به ترتیب از مقادیر متوسط ماهانه مؤلفه باد مداری و باد نصف‌النهاری ترازهای۸۵۰ و۲۰۰ هکتوپاسکال، OLR و مجموع بارش کل هند برای یک دوره ۲۹ ساله (۲۰۰۴-۱۹۷۶) استفاده شد. در شاخصWY متوسط فصلی

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

ناهنجاری گردش بزرگ مقیاس موسمی تابستانهِ جنوب آسیا با استفاده از مقادیر انحراف از میانگین باد غربی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و باد شرقی تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال براساس معادله زیر محاسبه گردید (Webster et al.,1998;Wang and Fu,1999):

$$M = (U_{850mb} - \overline{U}_{850mb}) - (U_{200mb} - \overline{U}_{200mb})$$

براساس معادله فوق U مقدار متوسط ماهانه یا فصلی(JJA) مؤلفه باد مداری در عرض ۲۰-۰ درجه شمالی و طول ۱۱۰-۴۰ درجه شرقی می‌باشد. $\overline{U}$ متوسط دراز مدت مؤلفه باد مداری برای همان قطاع و برای همان تراز است. بدین ترتیب سرعت متوسط باد مداری هرماه یا هر فصل برای دو تراز ۸۵۰ و ۲۰۰هکتوپاسکال از سرعت متوسط دراز مدت مؤلفه U کم می‌شود. در این صورت اگر نتیجه حاصله خارج از محدوده $-1.5 < M < 1.5$ باشد با توجه به علامت نتیجه، موسمی تابستانه «قوی»($\geq +1.5$) یا «ضعیف»(≤ -1.5)خواهدبود(Webster and Yang,1992). جهت تعیین شدت موسمی تابستانه (JJA) بر اساس شاخص OLR، ابتدا مقادیر متوسط فصلی OLR برای عرض ۲۵-۱۰ درجه شمالی و طول۱۲۰-۷۰ درجه شرقی برای هر سال محاسبه گردید. سپس متوسط درازمدت OLR برای همان قطاع تعیین گردید و میزان انحراف از میانگین برای هر سال محاسبه شد. بر اساس این شاخص مقادیر انحرافات از میانگین فصلی برابر یا بیشتر از $+10\ W/m^2$ نشان‌دهنده‌موسمی تابستانه «قوی»($\geq +10$) ومقادیربرابریاکمتراز $-10\ W/m^2$ بیانگر موسمی«ضعیف»(≤ -10)خواهدبود(Li and Yanai,1996;Webster et al.,1998). شاخص AISMR بیانگر بارش متوسط‌گیری شده فصلی بر روی تمامی زیر بخش‌های هند در ماه‌های تابستانی است (Parthasarathy et al.,1992). محاسبه شاخص با استفاده از تعداد۳۰۶ ایستگاه باران سنجی که از توزیع مناسبی

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

بر روی تمامی زیربخش‌های هند برخوردارند انجام شد. در واقع شاخصAISMR نشاندهنده یک میانگین وزنی از مجموع مقادیر بارش ماهانه برای فصل تابستان (JJA یا JJAS) بر روی شبه قاره هند می‌باشد. در پژوهش حاضر جهت محاسبه شاخص AISMR، مقادیر بارش متوسط ماه‌های تابستان (JJA) از سایت دپارتمان هواشناسی هند (http://www.tropmet.res.in) تهیه شد. شایان ذکراست که میزان انحرافات درشاخص‌های OLR و AISMR به منظورمقایسه با شاخصWY و بارش جنوب شرق ایران به نمرهZ تبدیل گردیده است. دراین رابطه مقادیر نمرهZ برابر یا بیشتر از ۱/۵+ بیانگر موسمی تابستانه «قوی»(۱.۵+≤) و مقادیر برابر یا کمتر از ۱/۵- نشاندهنده موسمی «ضعیف»(۱.۵-≤) می‌باشد.

ب- شناسایی‌وتحلیل‌الگوی گردشی بارش‌های تابستانه‌جنوب‌شرق ایران:

۱- با استناد به نظر ریتر(۱۹۶۳) مبنی بر اهمیت و نقش الگوهای گردش هوا در ترازهای بالاترِ جو در بروز پدیده‌های جوی سطح زمین، به منظور بررسی ساختار گردش جو و الگوی سینوپتیکی حاکم در دهه اول جولای، داده‌های دوباره تحلیل شده مراکز ملی پیش‌بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش جوی آمریکا (NCEP/NCAR)، (Kalnay et al.,1996; Kistler et al.,2001) با تفکیک مکانی ۲/۵ درجه در فواصل زمانی ۶ساعته و میانگین روزانه به شرح زیر تهیه شد:

داده‌های فشار ترازهای ۷۰۰، ۵۰۰ و۲۰۰ هکتوپاسکال، مؤلفه‌های باد مداری (U) و باد نصف‌النهاری (V) ۱۲تراز استاندارد (۱۰۰۰ الی۱۰۰هکتوپاسکال).

با استفاده از داده‌های فوق نقشه‌های ترکیبی فشار، خطوط جریان، باد برداری و نقشه‌های تاوایی نسبی جهت تعیین الگوی فشار در مقیاس‌های زمانی متفاوت و برای ترازهای مختلف جو در دوره بارش تهیه و مورد تجزیه و تحلیل

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

قرار گرفت. نقشه‌های خطوط جریان و نقشه‌های برداری باد جهت مطالعه مناطق همگرایی و واگرایی و سمت و سرعت باد و نقشه‌های تاوایی نسبی جهت تعیین نوع و شدت گردش هوا وگردش چرخندی و واچرخندی سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار تهیه و موردبررسی قرار گرفت. از جهت روش‌شناسی مبنای بکارگیری نقشه‌های فوق که در مطالعه حاضر تحت عنوان «نقشه‌های تحلیل جریان» از آنها نام برده خواهد شد، بر این دیدگاه استوار است که در دوره گرم سال, سرزمین ایران و بخش وسیعی از جنوب و جنوب غرب آسیا از جوی نسبتاً «فشاروَرد» برخوردار بوده و در چنین محیطی تغییرات فشار عمدتاً کم و ناچیز است. در چنین شرایطی، همانطوری که از دیر باز نتایج مطالعات پژوهشگران مناطق حاره نشان می‌دهد (Webster,1983)، تحلیل برخی از پدیده‌های جوی مهم و تأثیرگذار همچون مناطق وقوع همرفت، نحوه تشکیل و تکوین کم‌فشارهای موسمی، تعیین موقعیت تراف موسمی و بطورکلی مناطق همگرایی, واگرایی و الگوی جریان هوا با استفاده از نقشه‌های فشار معمولی بسیار مشکل بوده و در اغلب موارد امکان‌پذیر نمی‌باشد (Elfandy,1950;1952;Webster,1983). از سویی برخلاف عرض‌های میانی, پارامترکوریولیس در مناطق حاره به حداقل مقدار خود رسیده و شماره موج راسبی حتی در مقیاس‌های مکانی بزرگ از عرض‌های میانی بزرگتر بوده و تئوری شبه زمینگرد ارزش و اعتبار خود را از دست می‌دهد (Hoskins et al.,1999). بطوریکه الگوی جریان هوا و خطوط هم فشار همچون عرض‌های میانی ارتباط نزدیکی با هم نداشته و برای تحلیل وضعیت باد در نقشه‌های سینوپتیک مناطق حاره, ترسیم خطوط جریان از ارزش و اعتباری بیشتر از خطوط هم‌فشار برخوردار است (Oliver,1987). به همین علت در مطالعه حاضر، ترسیم خطوط جریان و تحلیل جریان هوا بعنوان مبنا و

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

اساس مطالعه، از نقشه‌های هوای معمولی مناسب تر است.

۲- با استفاده از مؤلفه‌های باد مداری و نصف‌النهاری ترازهای۸۵۰ و۷۰۰ هکتوپاسکال برای یک دوره۹۲روزه، تعدادکم‌فشارهای موسمی هند و مسیر روزانه آنها برای دوره بارشی دهه اول جولای و بطور کلی تابستان ۱۹۹۴ تعیین گردید.

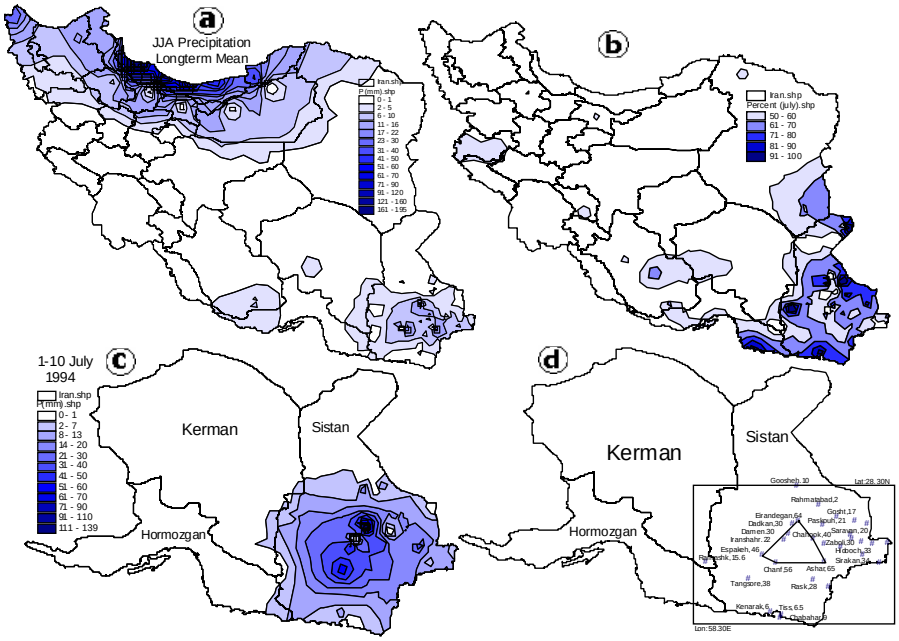
نتایج

الف- منطقه و دوره شاخص بارش موسمی جنوب شرق ایران

۱- پراکندگی مکانی و تغییرات زمانی بارش در جنوب شرق ایران

همانطوری که در شکل ۱a مشاهده می‌شود بارش تابستانه ایران در دو منطقه اصلی شامل نوار شمالی با مرکزیت سواحل جنوبی دریای خزر (حداکثر در انزلی با ۱۹۴میلی متر) و منطقه جنوب شرق کشور (حداکثر در آشار و ایرندگان با ۶۴میلی متر) فرو می‌ریزد. نقشه‌ها همچنین هسته‌های بارشی کوچکتری را بر روی جنوب استان فارس (حداکثر در لار با ۲۴میلی‌متر) و جنوب غرب استان کرمان(حداکثر در بافت ۱۴,۵میلی‌متر) نشان می‌دهند. نکته قابل‌توجه در رابطه با بارش‌های مناطق جنوبی، نقطه‌ای و محلی‌بودن مقادیر حداکثر بارش در دوره گرم سال می‌باشد. نکته دیگری که از بررسی داده‌ها آشکار می‌گردد آنست که در جنوب شرق کشور، در شرق ۳۰َ، ۵۸ طول شرقی و جنوب عرض ۳۰َ، ۲۸ عرض شمالی (شکل۱d)، بارش‌های تابستانه تقریباً هر ساله بوقوع می‌پیوندد. به طوری که منطقه اصلی بارش جنوب شرق محدوده مثلثی شکلی است که رأس آن را ایستگاه ایرندگان و قاعده آن را ایستگاه‌های چانف، اسپاکه و آشار با مقدار متوسط بارش تابستانی حدود۶۰ میلی متر تشکیل می‌دهند (شکل ۱aو۱d).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل۱. بارش تابستانه ایران. (a) مقدار متوسط بارش ایران برای یک دوره پایه۳۳ساله (۲۰۰۲-۱۹۷۰) در فصل تابستان(JJA). (b) درصد سهم بارش ماه جولای از مجموع بارش فصل تابستان. مقادیر کمتر از ۵۰٪ حذف شده است. (c) مقدار بارش دهه اول جولای ۱۹۹۴. (d) محدوده و ایستگاه‌های مورد مطالعه منطقه شاخص.

۲- دوره بارش

نتایج بررسی ماهانه بارش‌های تابستانه جنوب شرقی ایران نشان داد که سهم جولای از ماه‌های دیگر بیشتر است (شکلb۱). بررسی بارش‌های ماه جولای در طی دوره ۳۳ساله (۲۰۰۲-۱۹۷۰) نشان‌دهنده آنست که ماه جولای ۱۹۹۴

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

پرباران‌ترین ماه در جنوب شرق ایران بوده است (شکل۲a). بطوری که منطقه شاخص در۲۲روز از این ماه دارای بارش بوده(شکل۲c) و متوسط منطقه‌ای بارش به ۴۷ میلی متر در ماه بالغ گردیده است. این میزان بارش حدود ۴ برابر مقادیر متوسط درازمدت بارش جولای منطقه شاخص است (شکل۲b) و بالاترین مقدار بارشی است که از سال۱۹۷۰ تاکنون در این منطقه در فصل تابستان به ثبت رسیده است(شکل ۲a).

بارش از روز ۲۹ ژوئن در دو ایستگاه دهک و سیراکان واقع در منتهی الیه شرق منطقه (شکل۱d) آغاز گردیده و تا روز دهم جولای ادامه یافته است. در این میان روزهای۴ الی۱۰جولای بارشی فراگیرتر و شدیدتر از سایر روزهای ماه داشته، بطوری که حدود۸۰٪ مجموع بارش ماهانه را به خود اختصاص داده‌اند (شکل۲c). در روز چهارم جولای به یکباره مقدار و تعداد ایستگاه‌های دارای بارش افزایش یافته و تا پایان روز ششم این وضعیت تداوم یافته سپس در طی روز هفتم از مقدار و وسعت بارش بطور محسوسی کاسته شده اما در روزهای هشتم الی دهم جولای مجدداً میزان بارش افزایش یافته است (شکل۲c). با افزایش شدت بارش در طی روزهای۴ الی۱۰جولای، ایستگاه‌های ایرندگان، چانف، ایرانشهر، سیب سوران، چاهوک و دادکان در محدوده مثلث اصلی بارش جنوب شرق (شکل۱d) به ترتیب با ۵، ۱۳۸، ۸۴ ، ۲، ۸۲ ، ۷۰، ۶۸ و ۵۵/۵ میلی‌متر، بالاترین مقادیر بارش را بخود اختصاص داده‌اند (شکل۱c). حداکثر مطلق بارش روزانه نیز در طی روزهای دهم و هشتم جولای به میزان ۵۷ و ۵۱/۵ میلی متر به ترتیب در ایرانشهر و سیب سوران گزارش شده است.

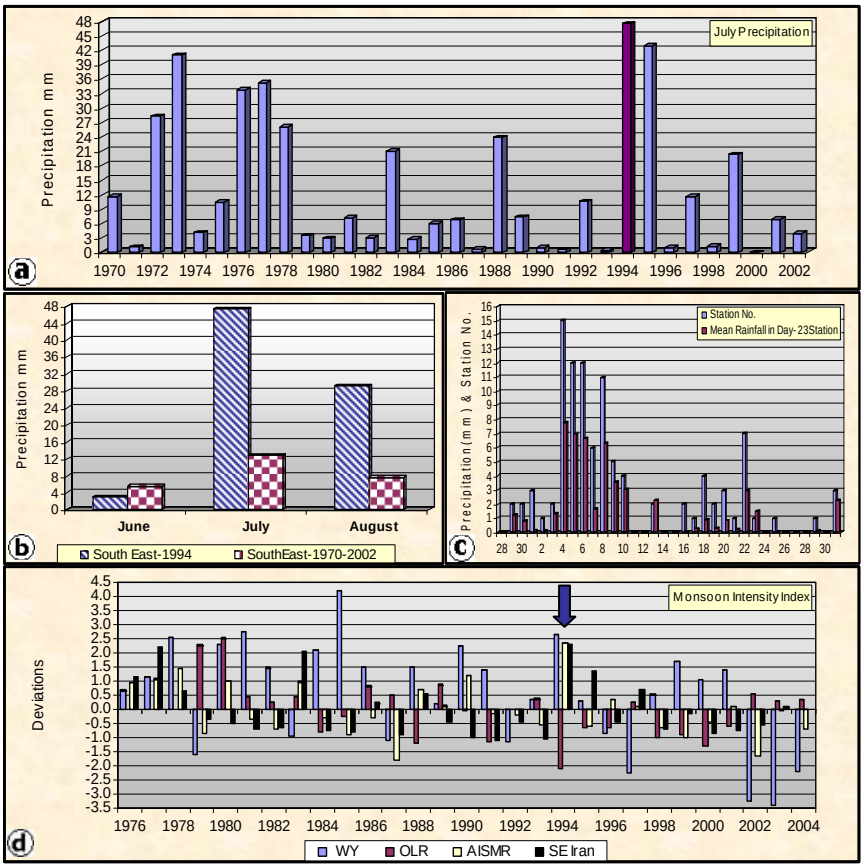
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

۳- شدت بارش های موسمی جولای ۱۹۹۴

بررسی تمام شاخص‌های محاسبه شدت موسمی اعم از شاخص دینامیکی «وبستر-یانگ» (WY)، شاخص «OLR»، و شاخص منطقه‌ای «بارش موسمی تابستانی کل هند»[1] (AISMR)، با هم دارای انطباق بسیارخوبی بوده و نشان دادند که موسمی تابستان ۱۹۹۴ یکی از شدیدترین موسمی‌های ۳۰ سال اخیر است (شکلd۲). برای این‌که اندازه این شاخص‌ها در تابستان ۱۹۹۴ به ترتیب ۶۳، ۲ و ۱۱، ۲- و ۳۲، ۲ می‌باشد. بارش جنوب شرق ایران با شاخص AISMR که یک شاخص منطقه‌ای جهت تعیین شدت موسمی برروی هند است (Parthasarathy et al.,1992) بیشترین همبستگی را به میزان ۶۰٪ نشان داده است. میزان همبستگی بین بارش جنوب شرق و شاخص‌های WY وOLR به ترتیب ۳۸٪ و۲۰٪- بدست آمده است. نتایج بررسی‌های فوق بیانگر آنست که وردش‌های زمانی و مکانی موسمی تابستانه بر روی هند ارتباط بسیار نزدیکی با وردش بارش در منطقه جنوب شرق ایران دارد.

1.All-India Summer Monsoon Rainfall [AISMR]

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل۲. ویژگی های بارش موسمی تابستان ۱۹۹۴ در منطقه شاخص. (a) تغییرات سال به سال مقدار متوسط منطقه‌ای بارش جولای. (b) مقایسه بارش ماهانه سال ۱۹۹۴ با متوسط درازمدت (۲۰۰۲-۱۹۷۰) همان ماه‌ها. (c) متوسط منطقه‌ای بارش روزانه به همراه تعداد ایستگاه‌های دارای بارش در هر روز در جولای ۱۹۹۴. (d) شدت موسمی تابستانه (ژوئن، جولای، آگوست) بر اساس شاخص‌های WY، OLR وAISMR برای یکدوره ۲۹ساله (۲۰۰۴-۱۹۷۶). ناهنجاری‌های بارش تابستانهِ منطقه شاخص در جنوب شرق ایران (SE) نیز جهت مقایسه، برای دوره مشابه (۲۰۰۳-۱۹۷۶) آورده شده است. شاخص OLR برای قبل از سال ۱۹۷۹ به جهت عدم وجود داده قابل محاسبه نبوده و برخلاف سایر شاخص‌ها، مقادیر منفی در این شاخص بیانگر وقوع موسمی قوی است.

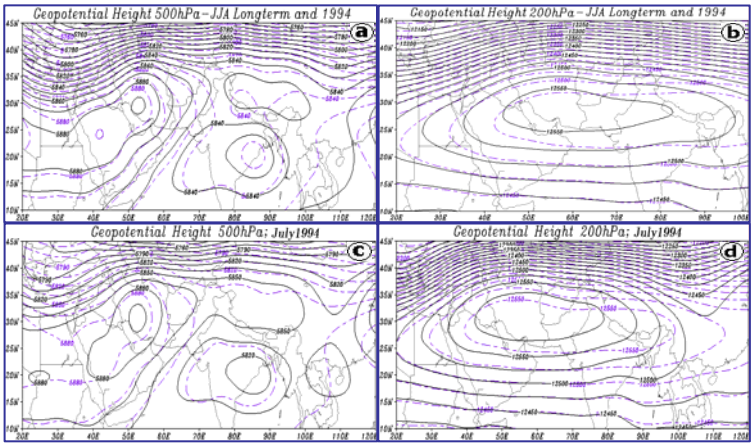
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

ب- الگوهای گردشی جو در دوره بارش موسمی

به منظور شناسایی نقش گردش مقیاس سیاره‌ای و منطقه‌ای در وقوع بارش جولای ۱۹۹۴، ابتداوضعیت سینوپتیکی حاکم درمقیاس فصلی وماهانه وهمچنین تعداد و مسیر کم‌فشارهای موسمی در تابستان ۱۹۹۴ موردبررسی قرار گرفته، سپس تحلیلی از الگوی گردش حاکم در مقیاس‌های زمانی پنج‌روزه و روزانه برای دوره بارشی دهه اول جولای ارائه می‌گردد.

۱- تحلیل سینوپتیکی در مقیاس فصلی و ماهانه

مقایسه نقشه‌های متوسط فصلی و ماهانه تابستان ۱۹۹۴ با متوسط درازمدت نشان می‌دهد که مرکز پرارتفاع در سطح ۲۰۰ هکتو پاسکال از روی فلات تبت به روی ایران جابجا شده و تقویت گردیده است (شکل۳bو۳d). در سطوح پایین‌تر هم پر ارتفاع‌ها بر روی ایران تقویت یافته و کم ارتفاع‌ها بر روی قاره هند و خلیج بنگال عمیقتر شده‌اند (شکل۳a و۳c).



شکل۳. وضعیت متوسط فصلی(JJA) و ماهانه فشار در تابستان ۱۹۹۴ و مقایسه آن با نرمال اقلیمی. (a)متوسط فصلی تراز۵۰۰ هکتوپاسکال، (b)متوسط فصلی تراز۲۰۰هکتوپاسکال. (c)متوسط ماهانه جولای تراز۵۰۰ هکتوپاسکال و(d) متوسط جولای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال. خط‌چین درشکل‌هاوضعیت متوسط فشارفصلی و ماهانه را برای یک دوره ۳۰ساله(۱۹۹۷-۱۹۶۸) نشان می‌دهد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

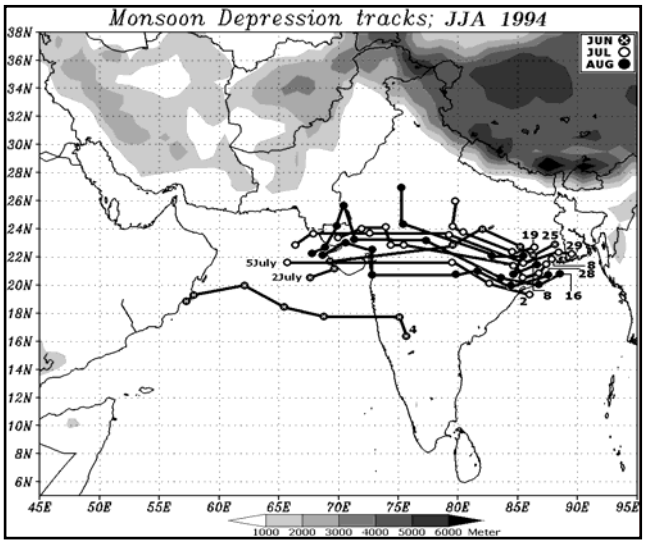
میانگین فشار جولای۱۹۹۴ نیز در مقایسه بامتوسط ۳۰ساله(۱۹۹۷-۱۹۶۸) شرایطی مشابه دارد، با این تفاوت که در نقشه‌های تراز۲۰۰ و۵۰۰ هکتوپاسکال، مرکز پرارتفاع مستقر برروی ایران نسبت به وضعیت متوسط فصلی قویتر بوده (شکل۳c و۳d) و بواسطه تقویت پرفشار در تراز۵۰۰ هکتوپاسکال، کنتور مرکزی آن در شمال خلیج فارس مقادیر ارتفاعی حدود۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر را نشان می‌دهد (شکل۳c). از دیگر ویژگی‌های بارز وضعیت متوسط فشار تراز۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه جولای۱۹۹۴ وجود کم‌ارتفاع و ناوه عمیق‌تر به ترتیب برروی جنوب آسیا و شرق مدیترانه است. کنتور بسته با مقادیر ارتفاعی۵۸۲۰ ژئوپتانسیل متر بر روی خلیج بنگال و بخش‌های مرکزی هند، بیانگر گردش موسمی قویتر همراه با کم‌فشارهای موسمی عمیق‌تر در طی ماه جولای ۱۹۹۴ بر روی جنوب آسیاست (شکل۳c).

کم‌فشارهای موسمی تابستان ۱۹۹۴

بررسی‌ها بیانگر آنست که عامل اصلی وقوع بارش‌های تابستانه در نیمه‌شرقی دریای عرب وبارش‌های تابستانه پاکستان، نتیجه جابجایی غرب‌سوی کم‌فشارهای موسمی خلیج بنگال و تقویت مجدد آنها در شمال شرق دریای عرب (Snead,1968;Ramamurthi,1972; Rasul et al.,2004;2005) و یا تشکیل و تکوین کم‌فشارهای تراز میانی بر روی دریای عرب (Ramage,1966;Desai,1967)، بویژه در ماه جولای می‌باشد. نتایج اغلب پژوهش‌ها نشاندهنده آنست که کم‌فشارهای موسمی هندبعنوان یکی از مؤلفه‌های مهم اقلیم تابستانه، نقش برجسته‌ای در وردش مکانی و زمانی بارش در بخش‌های غربی شبه قاره هند دارند (Mooley, 1973; Sikka, 1977; Das, 1986; 1987;)

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

(Keshavamurty and Rao,1992) و(Das,1986;Chen and Yoon,2000;Chen et al.,2005). شکل۴ محل تشکیل و مسیر روزانه کم‌فشارهای موسمی در تابستان ۱۹۹۴ را به تفکیک ماه وقوع نشان می‌دهد. با توجه به شکل۴a در تابستان ۱۹۹۴ تعداد ۹ کم فشار موسمی در محدوده شبه قاره هند تشکیل شده است، که از این تعداد ۸ مورد در خلیج بنگال و یک مورد در منطقه گات‌های غربی در عرض۱۶درجه شمالی در جنوب غرب هند شکل گرفته‌اند. این تعداد کم فشار در مقایسه با تعداد متوسط ۲ الی ۴ کم‌فشار موسمی در تابستان (Mooley,1973;Sikka,1977;Das,1986;Chen et al.,2005) بسیار قابل ملاحظه بوده و اهمیت و برجستگی فصل موسمی ۱۹۹۴ را نشان می‌دهد.



شکل۴. محل تشکیل و مسیر جابجایی کم‌فشارهای موسمی در تابستان۱۹۹۴ به تفکیک ماه. اعداد سمت راستِ هر مسیر بیانگر روز تشکیل و دوایر نشان‌دهنده موقعیت مرکز کم‌فشار در هر روز خاص پس از شروع می‌باشد. روز پایانی برای کم‌فشارهای دهه اول جولای ۱۹۹۴ نیز بر روی دریای عرب مشخص گردیده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

بررسی بارش‌های تابستان ۱۹۹۴ در منطقه جنوب شرق کشور نشان می‌دهد که تقریباً همزمان با ورود تمامی کم‌فشارهای موسمی از شبه قاره هند به منطقه دریای عرب (غرب ایالت راجستان و گُجرات) در منطقه شاخص واقع در جنوب شرق کشور بارش بوقوع پیوسته است. همان‌طوری که در ادامه شرح داده خواهد شد کم‌فشارهایی که در روزهای۲ و۵ جولای در منطقه دریای عرب به پایان رسیده‌اند (شکل۴)، بارش‌های شدید و فراگیری را در جنوب شرق ایران (دهه اول جولای۱۹۹۴) بدنبال داشته‌اند (شکل۲C). بر این اساس، وقوع بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران با شکل‌گیری وگسترش غرب سوی کم‌فشارهای موسمی هند و فراوانی وقوع آنها در منطقه دریای عرب در ارتباط می‌باشد.

۲- تحلیل الگوی گردش جو در مقیاس پنج روزه و روزانه

بررسی مطالعات انجام شده در رابطه با تکوین گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی مناطق حاره و جنب حارهٔ آسیا نشان‌دهنده آنست که استفاده از تحلیل‌های پنج روزه با توجه به پایداری نسبی سیستم‌های گردش جو تابستانه، امکان شناسایی و تحلیل نحوه تغییر و تکوین گردش غالب بزرگ مقیاس را در ترازهای میانی و فوقانی تروپوسفر بخوبی فراهم می‌آورد. این امر در بسیاری از پژوهش‌های کلاسیکی که گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه را بر روی آسیا مورد توجه قرار داده‌اند مشاهده می‌گردد (Yin,1949;Staff Members, 1957; 1958; Dao and Chen,1957;Yeh,1959;He et al.,1987; Yanai et al.,1992;Hsu et al.,1999) . به همین علت، جهت بررسی الگوی گردش مسلط در زمان وقوع بارش‌های دهه اول جولای ۱۹۹۴ در جنوب شرق ایران، درگام نخست، مهم‌ترین مؤلفه‌های بزرگ مقیاس در تراز میانی تروپوسفر بصورت متوسط پنج روزه به

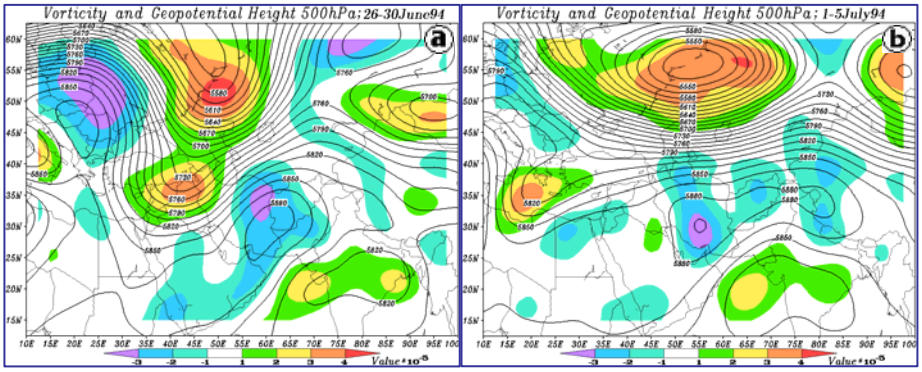
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

ترتیب برای دوره قبل ازشروع بارش (۲۶ الی۳۰جون) و دوره آغازبارش‌های شدید و فراگیر (۱ الی۵ جولای ۱۹۹۴) موردبررسی قرار گرفت. شکل‌های ۵a و۵b به ترتیب وضعیت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را برای دوره پنج‌روزه قبل از شروع بارش (۳۰-۲۶ ژوئن) و دوره آغاز بارش‌های فراگیر (۱ الی ۵ جولای) در جنوب شرق ایران نشان می‌دهند. بررسی دوره پنج روزه قبل از بارش، نشانگر تسلط پدیده «بندآئی» (بلوکینگ) در عرض‌های میانی و در منطقه اوراسیا بواسطه مقادیر پائین شاخصِ چرخه در امواج غربی است. نتیجه استقرار چنین الگویی عمیق‌شدن قابل ملاحظه ناوه امواج راسبی برون حاره در ترازهای میانی تروپوسفر بر روی شرق مدیترانه و نیمه شرقی ترکیه و نفوذ آن تا شمال شبه جزیره عربستان است (شکل۵a). متعاقب آن همانطوری که در شکل‌های ۵a مشاهده می‌شود، پرفشار جنب حاره بر روی خاورمیانه به سمت شرق جابجا شده و مرکز پرفشار/پرارتفاع درحدفاصل شرق ایران و غرب افغانستان و پاکستان جای گرفته است. بررسی نقشه متوسط تراز۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به دوره قبل از شروع بارش(۵b) نشاندهنده نفوذ ناوه امواج غربی در طول جغرافیایی۴۰ درجه شرقی است که این امر ضمن افزایش شیب فشار مداری و ایجاد حداکثر شیب تاوایی در جانب غرب- شمال غرب پشته جنب حاره مستقر بر روی ایران، جابجایی شرق سوی مرکز پرارتفاع ایران را در پی داشته است. چنین الگویی نتیجه استقرار پشته‌ای با کنتور بسته مرکزی ۵۸۶۵ ژئوپتانسیل متر در غرب دریای سیاه و شکل‌گیری جریانات شمالی- جنوبی بر روی غرب خاورمیانه می‌باشد. ویژگی برجسته نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بسته‌شدن پربند۵۸۲۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شبه قاره هند و وجود یک نوار تاوایی مثبت بر روی بخش مرکزی هند می‌باشد که دو مرکز اصلی

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

تاوایی آن با مقادیر حداکثر ۰,۰۰۰۰۳ برثانیه به ترتیب بر روی خلیج بنگال و دریای عرب جای گرفته‌اند (شکل۵a).

در طی دوره پنج روزه نخستِ ماه جولای ۱۹۹۴ که با بارش‌های فراگیر و شدید در جنوب شرق ایران همراه بوده است، در ترازهای میانی، همزمان با مداری‌شدن و کاهش چشمگیر دامنه امواج غربی برون حاره در منطقه اروپا و آسیا، پرفشار جنب حاره در مقایسه با روزهای پایانی ماه ژوئن، گسترش مداری قابل‌ملاحظه‌ای پیدا نموده و در عین حال بطور چشمگیری تقویت گردیده است (شکل۵b). از جمله مهم‌ترین تغییرات مشاهده شده می‌توان به گسترش شرقی-غربی پرفشار جنب حاره ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اشاره کرد.



شکل۵. نقشه‌های ترکیبی متوسط پنج روزه تراز ۵۰۰هکتوپاسکال. (a) دوره پنج روزه قبل از شروع بارش(۲۶ الی۳۰ژوئن۱۹۹۴). (b)دوره پنج روزه دارای بارش فراگیر(۱ الی۵ جولای۱۹۹۴). در نقشه‌ها تاوایی نسبی برحسب $s^{-1}\times 10^{-5}$ و ارتفاع ژئوپتانسیل برحسب متر می‌باشد. در شکل‌ها از نشان تاوایی ۱- الی ۱+ ($s^{-1}\times 10^{-5}$) صرفنظر گردیده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در مقایسه با دوره ۵ روزه پایان ژوئن، مرکز پرفشار جنب حاره کمی به سمت غرب جابجا شده و در مرکز به میزان ۱۵ ژئوپتانسیل متر تقویت گردیده است. بطوری که کنتور مرکزی ۵۸۹۵ ژئوپتانسیل متر همراه با مقادیر حداکثر تاوایی منفی بر جانب شمالی خلیج فارس و برروی استان فارس جای گرفته است (شکل۵b). برجسته‌ترین ویژگی نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در مقایسه با دوره پنج روزه قبلی، گسترش شرق سوی پرفشار جنب حاره مستقر بر روی ایران تا طول۹۰درجه شرقی وافزایش شیب فشار و شیب تاوایی نصف‌النهاری در شمال شبه قاره هند است (شکل۵b). این وضعیت تا پایان دوره بارشی بر شمال شبه قاره هند تسلط داشته و حتی از جهت شیب تاوایی، بواسطه افزایش تاوایی منفی در پنج روز دوم ماه جولای، تقویت نیز گردیده است. نکته مهم دیگر، تداوم نوار تاوایی مثبت بر روی غرب هند و استقرار منطقه حداکثر تاوایی مثبت (به میزان ۰,۰۰۰۰۳ بر ثانیه) بر روی بخش مرکزی دریای عرب می‌باشد که نشان‌دهنده وجود کم فشار موسمی در نزدیک‌ترین فاصله با منطقه جنوب شرق ایران است (شکل۵b). بررسی نقشه متوسط تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای دوره پنج روزه دومِ ماه جولای ۱۹۹۴، تفاوت عمده‌ای را در مقایسه با ۵ روز اول ماه نشان نداده و حاکی از تداوم الگوی روزهای آغازین ماه جولای است.

به منظوربررسی‌دقیق‌ترنحوه وقوع بارش در دهه اول جولای۱۹۹۴، نقشه‌های ترکیبی خطوط جریان و تاوایی نسبی به صورت ۶ ساعته و متوسط روزانه برای ترازهای۸۵۰ و۷۰۰هکتوپاسکال و همچنین نقشه‌های تاوایی در نیمرخ قائم جو تهیه شده و موردتجزیه و تحلیل قرارگرفت. شکل‌های ۶a الی۶i و ۷a الی ۷h نحوه تکوین گردش تروپوسفری را در طی دهه اول جولای ۱۹۹۴ بر روی منطقه موردمطالعه نشان می‌دهد. بررسی‌های اولیه خطوط جریان و تاوایی در ترازهای

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

تحتانی ومیانی تروپوسفر، پیچیدگی سازوکارحاکم بروقوع بارش‌هاراآشکارمی‌سازد. بطوری که در برخی از موارد، تفاوت قابل‌ملاحظه الگوی گردش ترازهای تحتانی (۱۰۰۰ و۸۵۰هکتوپاسکال) با تراز میانی (۷۰۰ هکتوپاسکال) تحلیل سینوپتیکی بارش‌ها را دشوار می‌سازد.

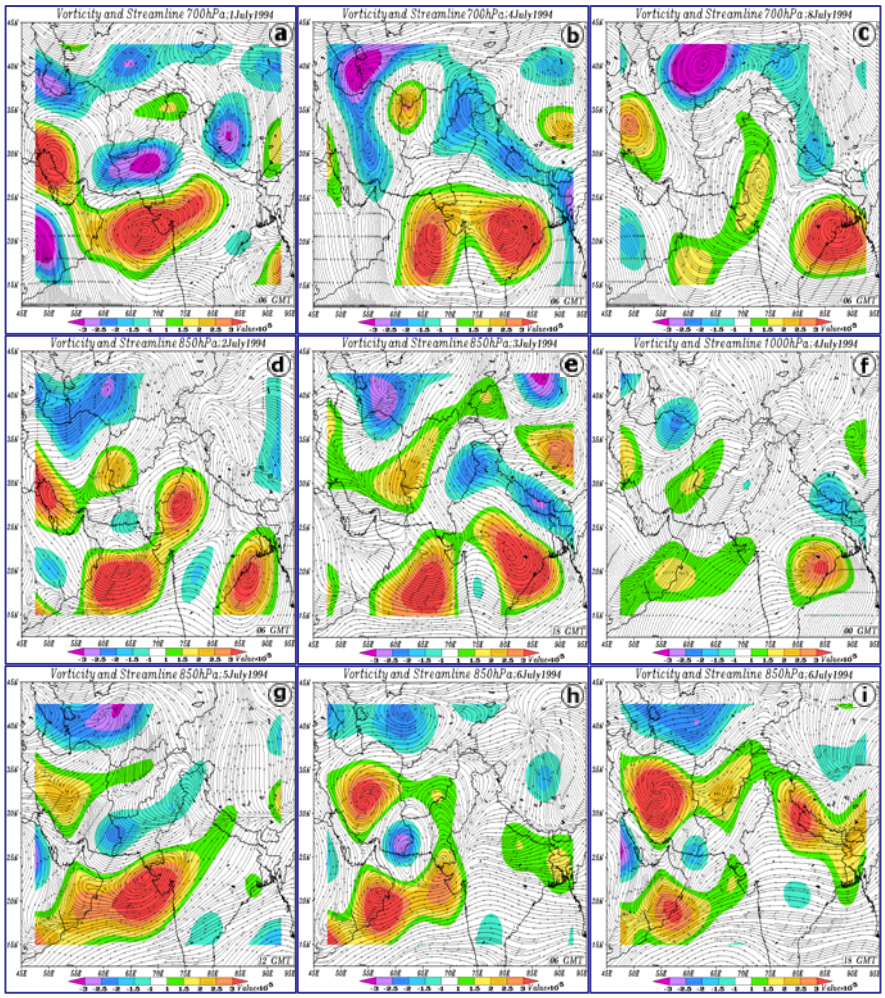
در بررسی خطوط جریان و تاوایی تراز۷۰۰هکتوپاسکال در۱۰روز نخست ماه جولای ۱۹۹۴، می‌توان مؤلفه‌های گردشی این تراز را به سه دسته اصلی تقسیم نمود. مؤلفه اول مرکز گردش سیکلونی با تاوایی مثبت بیش از ۰,۰۰۰۰۲ بر ثانیه در جانب شمالی خلیج فارس است. مؤلفه دوم کم‌فشارهای موسمی با مقادیر بالای تاوایی مثبت در مرکز خود می‌باشند که بخصوص در پنج روز نخست ماه جولای در بخش‌های شمالی دریای عرب حضوری دائم داشته‌اند. مؤلفه سوم مرکز گردش آنتی‌سیکلونی نسبتاً بزرگی است که تاوایی منفی در مرکز آن واقع در شمال شرق ایران، به حدود ۰,۰۰۰۰۳- برثانیه رسیده و در اغلب ساعات و روزها، بویژه در طی۳ روز اول و روزهای ۷ و۸ جولای با مرکز آنتی‌سیکلونی دیگری در مرزهای شرقی ایران همراه بوده است. بررسی نقشه‌ها بیانگر آنست که در طی روزهای اول تا سوم جولای یک مرکز واگرایی با گردش آنتی‌سیکلونی نسبتاً گسترده و تاوایی ۰,۰۰۰۰۳- برثانیه مناطق شرقی و جنوب شرقی کشور را تحت تسلط خود داشته و کم‌فشار موسمی را که در طی روزهای اول تا چهارم جولای به منطقه دریای عرب واردشده(شکل۴a) به سمت عرض‌های جنوبی منتقل نموده است (شکل۶a). در طی ساعات اولیه روز چهارم جولای و در نتیجه عقب‌نشینی شمال سو و غرب سوی مرکز آنتی‌سیکلونی، منطقه جنوب شرق ایران در تراز۷۰۰هکتوپاسکال تحت تأثیر گردش سیکلونی کم‌فشار موسمی قرار گرفته است (شکل۶b). این وضعیت تا اواسط روز ششم جولای یعنی زمانی که مجدداً

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

گردش آنتی‌سیکلونی مناطق شرق و جنوب شرق ایران را تحت تسلط خود قرار داده، تداوم داشته است. در اواسط روز هشتم جولای در نتیجه جابجایی شمال سوی مرکز پرفشار، بخش‌های مرکزی و جنوبی ایران و تمامی شبه قاره هند تحت تسلط گردش سیکلونی قرار گرفته است (شکل۶c).

بررسی نقشه‌های تراز۸۵۰ و۱۰۰۰هکتوپاسکال در طی روزهای اول تا چهارم جولای، نشان‌دهنده شکل گیری یک مرکز همگرایی کوچک مقیاس است که در روز دوم جولای از کم فشار موسمی مستقر بر نیمه شمالی دریای عرب جدا گشته و در طی ساعات اولیه روز سوم جولای به مناطق جنوبی پاکستان(شکل ۶d) جابجا شده است. در پایان روز سوم و ساعات اولیه روز چهارم مرکز همگرایی کم عمق همراه با تاوایی مثبت در بالاسوی جریان به جنوب شرق ایران کشیده شده است (شکل۶e و۶f). این مرکز همگرایی کوچک مقیاس، عامل اصلی انتقال رطوبت و وقوع بارش در طی روزهای چهارم الی ششم جولای ۱۹۹۴ در جنوب شرق ایران محسوب می‌گردد. در زمان استقرار این مرکز همگرایی بر روی جنوب شرق ایران، تنها تغییر مشاهده شده در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، تغییر الگوی گردش از آنتی‌سیکلونی به سیکلونی، بدون شکل‌گیری مرکزهمگرایی و یا پیدایش تاوایی مثبت بوده است (شکل۶b). این امر بیانگر آنست که بارش‌های روزهای نخست جولای ۱۹۹۴ در نتیجه استقرار یک مرکز همگرایی کم‌عمق با گردش سیکلونی محدود و با تاوایی کمتر از ۰,۰۰۰۰۲ بر ثانیه بوقوع پیوسته است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل۶. نقشه‌های ترکیبی خطوط جریان و تاوایی نسبی برای دهه اول جولای ۱۹۹۴. (a،b و c) تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال. (d، e، g،h و i)تراز۸۵۰ هکتوپاسکال و f تراز۱۰۰۰ هکتوپاسکال. مقادیر تاوایی نسبی بر حسب $s^{-1}\times 10^{-5}$ بوده و از نشان‌دادن مقادیر تاوایی بین۱- الی ۱+ ($s^{-1}\times 10^{-5}$) صرفنظرگردیده است. ساعات وقوع در سمت راست و حاشیه پائین هر نقشه ذکر گردیده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

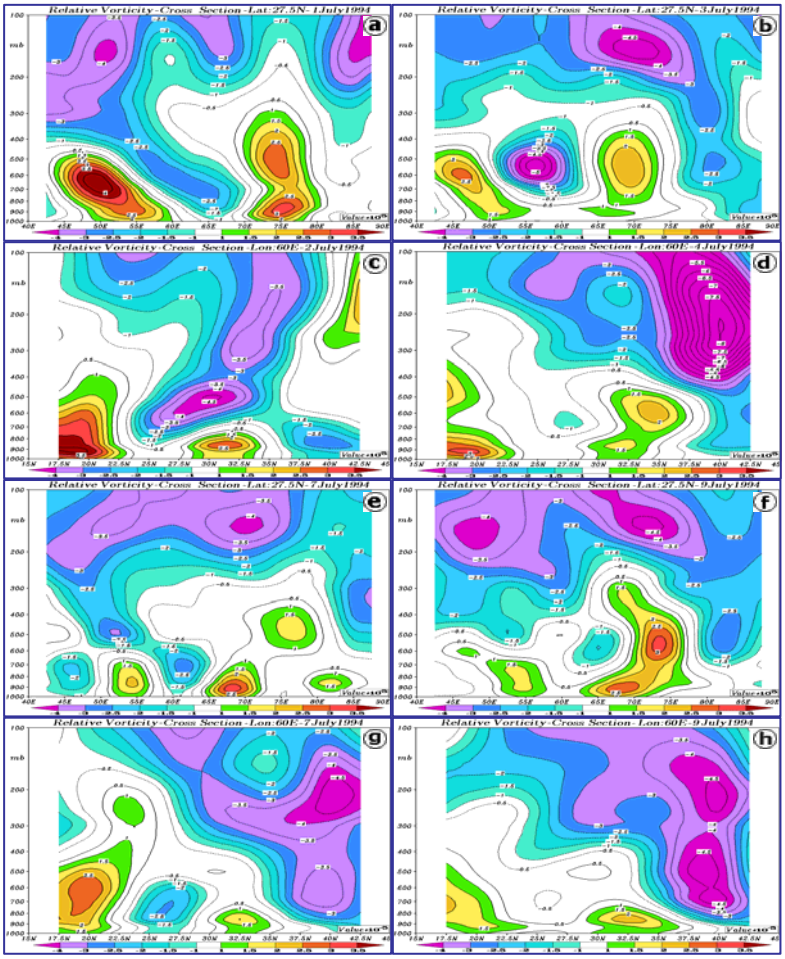
جهت درک بهتر ساختار گردشی حاکم، شکل‌های ۷a الی۷d، نیمرخ قائمِ مقادیر تاوایی را در امتداد عرض ۲۷,۵ درجه شمالی (شکل ۷a و۷b) و طول۶۰ درجه شرقی (شکل ۷c و۷d) به ترتیب برای روزهای قبل از بارش و زمان آغاز بارش در منطقه شاخص نشان می‌دهند. بررسی نقشه‌ها نشان‌دهنده آنست که علیرغم وجود یک کم‌فشار موسمی عمیق در شرق و یک مرکز کم‌فشار عمیق با تاوایی مثبت ۰,۰۰۰۰۴ بر ثانیه در غربِ منطقه مورد مطالعه، امکان صعود و وقوع بارش تا اواسط روز سوم جولای امکان‌پذیر نبوده است. طی ساعات پایانی روز سوم جولای، در نتیجه انتقال مرکز تاوایی منفی و گردش آنتی‌سیکلونی به بالاتر از تراز ۷۰۰هکتوپاسکال و جابجایی غرب سوی مرکز همگرایی با تاوایی مثبت ۰,۰۰۰۰۱ برثانیه به منطقه جنوب شرق ایران(شکل۷b)، امکان صعود و بارش در منطقه شاخص فراهم گردیده است. در این رابطه به نظر می‌رسد قرارگیری مراکز گردش سیکلونی با مقادیر تاوایی مثبت قابل‌ملاحظه در چهار سوی مرکز پرفشار (شکل۷a و۷b)، نقش‌عمده‌ای درتضعیف گردش‌آنتی‌سیکلونی‌وتغییرگردش‌وتاوایی در ترازهای زیرین جو در منطقه جنوب شرق ایران داشته است (شکل۷b و۷d).

ساز وکار حاکم در زمان وقوع بارش‌های هفتم الی دهم جولای ۱۹۹۴، همان‌طوری که شکل‌های ۶g الی ۶i و نیمرخ های ۷e الی ۷h نشان می‌دهند، با بارش‌های روزهای نخست ماه جولای کمی متفاوت می‌باشد. در طی روز دوم جولای ۱۹۹۴ کم‌فشاری بر جانب شمال غربی خلیج بنگال تشکیل شده است (شکل۶d). این کم‌فشار موسمی در جابجایی غرب سوی خود، تنها ظرف مدت ۳ روز خود را به نیمه شمالی دریای عرب رسانده(شکل۶a) و بواسطه تسلط جریانات آنتی‌سیکلونی بر روی شمال شبه قاره هند و پاکستان به سمت جنوب غرب منحرف شده و در نهایت در روز پنجم جولای بر روی بخش مرکزی دریای عرب

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

استقرار یافته است (شکلg۶). در این زمان منطقه شاخص در جنوب شرق ایران، همچنان متأثر از مرکز همگرایی کم‌عمق دارای بارش بوده است. از اواسط روز پنجم تا اواسط روز ششم جولای، کم‌فشار موسمی مستقر بر روی دریای عرب بواسطه کشیدگی غرب سو به دو سلول مجزا تقسیم می‌گردد، بطوری که سلول اصلی کم‌فشار بر ساحل شرقی شبه جزیره عربستان و سلول نسبتاً کوچک‌تر بر غرب شبه قاره هند و جنوب شرق پاکستان استقرار می‌یابد (شکلg۶ وh۶). در طول روز ششم جولای، سلول کم‌فشار بر روی کشور عمان تقویت شده و مقادیر تاوایی مثبت در جانب جنوبی آن به ۰,۰۰۰۰۳ بر ثانیه بالغ گردیده است. همزمان مرکز همگرایی واقع در مرکز ایران نیز بطور قابل‌ملاحظه‌ای تقویت شده و گردش سیکلونی گسترده‌ای را در بخش‌های مرکزی و جنوبی کشور ایجاد نموده است. تقویت وگسترش کم‌فشار مستقر بر روی ایران، ضمن ایجاد یک جریان جنوب-جنوب غربی گسترده بر روی مناطق شمالی شبه جزیره عربستان، شرق خلیج فارس، دریای عمان و بخش‌های جنوبی و جنوب شرقی کشور، جابجایی شمال سوی سلول کم‌فشار شرق عربستان و ادغام آن با کم‌فشار ایران را در پی داشته، که در نهایت موجب تقویت مجدد و عمیق شدن کم‌فشار مستقر بر روی ایران گردیده است (شکلh۶ وi۶).کم فشار عمیق مستقر بر روی ایران، بویژه با مساعدشدن شرایط در طی روزهای هشتم الی دهم جولای، ضمن انتقال مداوم رطوبت دریای عمان به مناطق جنوب شرقی کشور، بارش‌های رگباری و شدیدِ روزهای پایانی دهه اول جولای را موجب گردیده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل۷. نیمرخ قائم تاوایی نسبی با استفاده از داده‌های۱۲ تراز فشاری، برحسب $s^{-1}\times 10^{-5}$ برای روزهای دهه اول جولای ۱۹۹۴. (**a**، **b**، **e** و **f**) نیمرخ قائم در امتداد عرض۲۷٫۵ درجه شمالی و (**c**، **d**، **g** و **h**) نیمرخ قائم در امتداد طول۶۰ درجه شرقی. در شکل‌ها از نشان‌دادن مقادیر تاوایی بین $-0/5\times 10^{-5}\,s^{-1}$ و $0/5\times 10^{-5}\,s^{-1}$ صرف‌نظر شده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

بررسی نیمرخ قائم تاوایی، امکان درک بهتر نحوه توزیع بارش در طی روزهای پایانی دهه اول جولای ۱۹۹۴ را فراهم می‌نماید. همانطوری که در شکل ۲c مربوط به توزیع بارش متوسط روزانه در منطقه شاخص مشاهده گردید، در روز هفتم جولای، بارش در منطقه شاخص بطور قابل‌ملاحظه‌ای کاهش یافته و متعاقب آن در روز هشتم مجدداً بطور چشمگیری افزایش پیدا نمود. بررسی نیمرخ قائم تاوایی در طی روزهای پایانی دهه اول جولای، نشان‌دهنده استقرار گردش آنتی‌سیکلونی بخصوص در طی روزهای ششم و هفتم جولای بر روی منطقه شاخص می‌باشد. نکته جالب اینکه، علیرغم استقرارگردش آنتی‌سیکلونی همراه با تاوایی ۰,۰۰۰۰۳- برثانیه (شکل۶h)، بارش‌های شدید و گسترده‌ای در روز ششم جولای درجنوب شرق ایران بوقوع پیوسته، که با توجه به استقرار الگوی گردشی فوق، تحلیل سازوکارحاکم بروقوع بارش روز ششم را مشکل ساخته است.

اما در روز هفتم جولای بواسطه استقرارگردش آنتی‌سیکلونی بر روی منطقه شاخص که با توجه به شکل‌های ۷e تمام نیمرخ جو را از سطح زمین تا تراز۵۰۰ هکتوپاسکال دربرگرفته، امکان صعود رطوبت و وقوع بارش کاهش یافته است (شکل۲c). با توجه به اینکه محور اصلی نزول بزرگ مقیاس هوا در طی روزهای هفتم و هشتم به عرض۴۰ درجه شمالی جابجا شده (شکل۷g و۷h)، گردش آنتی‌سیکلونی فوق، عامل تقویت خود را در طی روزهای هفتم و هشتم از دست داده و در عین حال از چهار سو توسط مراکز گردش سیکلونی با تاوایی مثبت قابل‌ملاحظه و با عمق‌های متفاوت (شکل۷e و۷g) محصور گردیده است. نتیجه مستقیم استقرار چنین شرایطی، همانطوری که شکل‌های ۷f و۷h نشان می‌دهند، تضعیف شدید گردش آنتی‌سیکلونی و جایگزین‌شدن گردش سیکلونی نسبتاً

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

عمیق (حدود ۳۰۰۰متر) در طی روزهای هشتم الی دهم جولای می‌باشد. این امر افزایش چشمگیر بارش روز هشتم جولای را به خوبی توجیه می‌نماید.

نتیجه‌گیری و جمع‌بندی

یافته‌های تحقیق ویژگی‌های زیررا دررابطه با بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران و سازوکار حاکم بر وقوع آن نشان می‌دهد:

منطقه اصلی بارش جنوب شرق (منطقه شاخص)، یک محدوده مثلثی شکل در شرق ´۳۰، ۵۸ درجه طول شرقی است که تقریباً هرساله دارای بارش بوده، اما ازجهت مقداربارش، وردش سال به سال بسیاربالایی را از خود به نمایش می‌گذارد (شکلa۲). رأس این محدوده مثلثی شکل را عمدتاً ایستگاه ایرندگان و قاعده آن را ایستگاه‌های چانف، اسپاکه و آشار با مقدار متوسط بارش تابستانی حدود ۶۰ میلی‌متر تشکیل می‌دهند (شکلd۱). بررسی توزیع ماهانه بارش‌ها نشان‌دهنده آن است که این منطقه بالغ بر۵۰٪ متوسط بارش تابستانه خود را تنها در ماه جولای دریافت می‌کند (شکلb۱). همچنین نحوه توزیع هسته‌های بارشی در ماه جولای و مقایسه آن با الگوی فصلی، نشان‌دهنده اهمیت بارش‌های این ماه در شکل‌گیری الگوی کلی توزیع بارش تابستانی در مناطق جنوبی کشور می‌باشد (شکل۱).

مطالعه گردش جو در فصل تابستان۱۹۹۴ نشان داد که ارتباط نزدیکی بین تعداد کم‌فشارهای موسمی منطقه دریای عرب، شدت موسمی تابستانه، موقعیت و شدت پرفشار جنب حاره تراز فوقانی و جریانات جنوب غربی ترازهای تحتانی دریای عرب و خلیج بنگال وجود دارد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

منابع:

۱- تقی‌زاده، ح.، ۱۳۶۶، تحلیلی بر بارندگی امرداد ماه سال ۱۳۶۶، *رشدآموزش زمین‌شناسی*، ۱۰: ۳۷-۲۶.

۲- علیجانی، ب.، ۱۳۷۲، مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، *مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم*،۱ دوره جدید: ۱۰۱-۸۵ .

۳- علیجانی، ب.، ۱۳۷۶، *آب و هوای ایران*، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۲۲۱صفحه.

۴- عربی، ز.، ۱۳۷۹، *تحلیل و ارائه الگوهای سینوپتیکی بارش‌های شدیدو فراگیر فصل تابستان ایران*، رساله دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

۵- خوشحال، ج.، ۱۳۷۸، تأثیرپرفشارجنب حاره بر بارش‌های موسمی جنوب شرق و سواحل جنوبی ایران، *مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان*، دوره دوم، ۱۹-۱۸: ۱۶۴-۱۳۷.

۶- نجارسلیقه، م.، ۱۳۷۷b، بررسی سینوپتیکی بارش مردادماه ۱۳۷۴ در جنوب شرق ایران، *رشد آموزش جغرافیا*، ۱۳ : ۱۷-۱۳.

۷- نجارسلیقه، م.، ۱۳۸۵، مکانیزم‌های بارش درجنوب شرق‌ایران، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ۵۵: ۱۳-۱.

8- Chen, T-C. 2003. Maintenance of Summer Monsoon Circulations: A Planetary-Scale Perspective, *Journal of Climate*, 16: 2022-2037.

9- Chen, T-C. and Yoon, J-H. 2000. Some remarks on the Westward propagation of the Monsoon depression, *Tellus*, 52A (5): 487-499.

10- Chen, T-C. Yoon, J-H. and Wang, S-Y. 2005. Westward Propagation of the Indian Monsoon depression, *Tellus*, 57A(5): 758-769.

11- Dao, S.Y. and Chen, L.S. 1957. The Structure of general circulation over continent of Asia in summer, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 35: 215-229.

12- Das, P.K. 1986. *Monsoons*,WMO, No.613: 155p.

13- Das, P.K. 1987. Short-and Long-range monsoon prediction in India, In: *Monsoons*, Edited by J.S.Fein and P.L.Stephens, John Wiley and Sons, New York, 549-576.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

14- Desai, B.N. 1967. The Summer Atmospheric Circulation over the Arabian Sea, *Journal of the Aatmospheric Sciences*, 24: 216-220.

15- Dotty, B. 1996. The Grid Analysis and Display System (GrADS), V1.5.1.12, 145p. [http://www. iges.org/grads/gadoc/users.html].

16- Elfandy. M.G. 1950. Troughs in the upper westerlies and cyclonic Developments in the Nile valley, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 76: 166-172.

17- Elfandy. M.G. 1952. Forecasting Thunderstorms in the Red Sea, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 33(8): 332-338.

18- Flohn, H.H. 1957. Large-Scale aspects of the "Summer Monsoon"in south and East Asia, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 35: 180-186.

19- He, H. et al. 1987. Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Monthly Weather Review*, 115: 1966-1995.

20- Hoskins, B. 1996. On the existence and strength of the summer Subtropical Anticyclones, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6): 1287-1292.

21- Hoskins, B. et al. 1999. Aspects of the Large-scale tropical atmospheric circulation, *Tellus*, 51A-B(1): 33-44.

22- Hsu, H.H. et al. 1999. Evolution of Large-Scale Circulation and Heating during the First Transition of Asian Summer Monsoon, *Journal of Climate*, 12: pp.793-810.

23- Kalnay, E. and 21Co-authors, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-471.

24- Keshavamurty, R.N. and Rao, M.S. 1992. *The Physics of Monsoons*, Allied Publishers Limited, 39-57.

25- Kistler, R. and 13Co-authors, 2001. The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82: 246-267.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

26- Krishnamurti, T.N. 1971a. Tropical east-west circulations during the northern summer, *Journal of the Aatmospheric Sciences*, 28: 1342-1347.
27- Krishnamurti, T.N. et al. 1971b. Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer, *Journal of Applied Meteorology*, 10: 1066-1096.
28- Li, C. and Yanai, M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast, *Journal of Climate*, 9: 358-375.
29- Liu,Y. and Wu, G. 2004a. Progress in the study on the formation of the Summertime Subtropical Anticyclone, *Advances in Atmospheric Sciences*, 21(3): 322-342.
30- Liu, Y. et al. 2004b. Relationship between the Subtropical Anticyclone and diabatic heating, *Journal of Climate*, 17: 682-698.
31- Meehl. G. 2003. Dynamics of the tropical atmosphere, In: *Handbook of Weather, Climate,and Water*, Edited by T.D.Potter and B.R.Colman, John Wiley&Sons, 57-68.
32- Mooley, D.A. 1973. Some aspects of Indian monsoon depressions and the associated rainfall, *Monthly Weather Review*, 101(3): 271-280.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]