

اثر عوامل دورپیوندی و انتشار موج راسبی بر الگوهای جوی در بارش سیل‌آسای ایلام و پیش‌بینی‌پذیری آن با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF

تورج جمشیدی خزلی (دانشجوی دکتری هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران)

jamshidi.toraj@gmail.com

عباس رنجبر سعادت آبادی (دانشیار، گروه پیش‌آگاهی مخاطرات جوی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران،

نویسنده مسئول)

a-ranjbar@irimo.ir

محمد علی نصرافهانی (استادیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران)

mnasr@sku.ac.ir

سحر تاجبخش مسلمان (استادیار، گروه کاوش‌های جوی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران)

sahartajbakhsh@gmail.com

علیرضا محب‌الحججه (استاد فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران)

amoheb@ut.ac.ir

صص ۱۳۷ - ۱۱۳

چکیده

در دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۸۷ بارش بی‌سابقه‌ای در اکتبر ۲۰۱۵ در بازه زمانی ۷۲ ساعته به مقدار ۳۲۰ میلی‌متر در ایلام ثبت شد. این بارش سنگین از دیدگاه دورپیوندی، شار فعالیت موج راسبی و همچنین از نظر هم‌پیدی-دینامیکی مورد بررسی قرار گرفته است. برای بررسی کمیت‌های هواشناختی از داده‌های بازتحلیل ERA5 با تفکیک افقی ۲۵. درجه استفاده شده است. برای تعیین پیش‌بینی‌پذیری بارش فوق، مدل WRF برای سه حوزه تودرتو با تفکیک افقی به ترتیب ۳۶، ۱۲ و ۴ کیلومتر اجرا و سپس مقادیر بارش شبیه‌سازی با دیدبانی مقایسه شدند. نتایج نشان می‌دهد که براساس شار فعالیت موج راسبی، فعالیت این سامانه از عرض‌های میانی تأمین شده است. همچنین ترکیب دو سامانه کم‌فشار قوی سودان و مدیترانه، تأثیر توفان حاره‌ای چاپالا به عنوان عامل تزریق رطوبت مضاعف به منطقه، بن‌دال ایجادشده در سطوح میانی جو، پشته شکل‌گرفته در عرض‌های جنوبی ایران و

همچنین تأثیر رشته‌کوه زاگرس از عوامل تأثیرگذار بر این بارش سنگین است. نتایج بررسی دورپیوندی نشان داد که شاخه نزولی النینوی متوسط تا قوی مانع حرکت هسته همرفتی فاز ۲ و قوی MJO به سمت شرق بوده است. هنگامی که MJO در فاز ۲ قرار داشته، بر روی مناطق جنوبی ایران یک بندال و گسترش پشته در سطوح بالا رخ داده و هم‌زمان با فاز مثبت NAO نیز یک واگرایی در سطوح بالا بر روی دریای مدیترانه (شکل‌گیری چرخند در شرق دریای مدیترانه) مشاهده شده است. بر طبق نتایج شبیه‌سازی مدل WRF، ضریب همبستگی ۰.۸۸٪ با سطح معنی‌داری ۰.۹۵٪ و درصد خطای ۰.۸٪ بین مقدار بارش شبیه‌سازی با دیدبانی نشان‌دهنده توانایی مدل در پیش‌بینی این بارش است.

کلمات کلیدی: ایلام، بارش شدید، دورپیوند، تحلیل هم‌مدیدی-دینامیکی،

مدل WRF

۱. مقدمه

بارش‌های سنگین در کوتاه‌مدت آثار مخرب و گاه جبران‌ناپذیری را می‌توانند به همراه داشته باشد. ایران در نیمه سرد سال (پاییز و زمستان)، به‌خصوص در مناطق غربی بیشتر از سایر فصول، تحت تأثیر سامانه‌های باران‌زای غربی قرار دارد. دورپیوند از جمله عوامل تأثیرگذار بر کمیت‌های مختلف جوی در مقیاس‌های مکانی- زمانی مختلف است. مطالعاتی مبنی بر ارتباط بین بارش‌های رخ داده در ایران و تغییرات ایجادشده در الگوهای پیوند از دور مورد بررسی قرار گرفته است (فرج‌زاده اصل و همکاران، ۱۳۹۲). اثرات شاخص‌های دورپیوندی بر الگوها و همچنین کمیت‌های جوی مانند بارش، دما و فشار بر اساس تحقیقات مختلف در سطح وسیعی از جهان پذیرفته شده است (غلامی رستم و همکاران، ۱۳۹۷). از جمله دورپیوندهای تأثیرگذار در نیم‌کره شمالی می‌توان به نوسان جنوبی (ENSO)، نوسان مادر-جولیان (MJO) و نوسان اطلس شمالی (NAO) که در مقیاس‌های سالانه، فصلی، درون‌فصلی و ماهانه مناطق مختلفی را تحت تأثیر قرار می‌دهند، اشاره کرد. ایلام از جمله استان‌های واقع در غرب ایران است که به دلیل کوهستانی بودن، قرار داشتن در مسیر سامانه‌های باران‌زای غربی و وجود رشته‌کوه زاگرس، ناحیه مناسبی برای تقویت و گسترش

بارندگی است که گاه شدت و مقدار بارش‌ها منجر به جاری‌شدن سیل در آن می‌شود. در تاریخ ۲۸ تا ۳۰ اکتبر سال ۲۰۱۵ بارش سیل‌آسایی سراسر استان ایلام را فرا گرفت و ظرف مدت سه روز و با ثبت ۳۲۰ میلی‌متر بارندگی در شهر ایلام رکوردی بی‌سابقه در دوره آماری ۳۲ ساله ۱۹۸۷-۲۰۱۸ بر جای گذاشت.

هدف از این تحقیق بررسی دلایل رخداد بارش بی‌سابقه اکتبر ۲۰۱۵، از دیدگاه دورپیوندی، همدیدی-دینامیکی و همچنین انتشار موج راسبی است. همچنین به منظور بررسی میزان قابلیت مدل WRF^۱ در پیش‌بینی بارش‌های سنگین، سیل فوق با مدل WRF در سه حوزه تودرتو با تفکیک افقی به ترتیب ۳۶، ۱۲ و ۴ کیلومتر شبیه‌سازی شده است.

۲. پیشینه تحقیق

در ارتباط با بارش‌های سنگین منجر به سیلاب از دیدگاه دورپیوندی و همدیدی مطالعات زیادی انجام شده است. تأثیر برخی از نوسانات دورپیوندی بزرگ مقیاس بر بارش‌های سنگین بررسی شده است. نوسان جنوبی (ENSO^۲) یک پدیده بزرگ مقیاس جو-اقیانوس است که بر روی اقیانوس آرام شکل گرفته و بر روی بارش در مناطق مختلف تأثیر دارد (تارتاگلیون، اسمیت، و برین^۳، ۲۰۰۳، ص. ۲۹۲۶؛ پاگانو، ماهانی، ناظم‌السادات، و سروشیان^۴، ۲۰۰۳، ص. ۹۶؛ ژانگ، واند، و وو^۵، ۲۰۱۹، ص. ۴۰۶؛ ناسونو^۶، ۲۰۱۹، ص. ۱۰۰؛ تاکمی و اونوما^۷، ۲۰۱۹، ص. ۶۰). نوسان مادن-جولین (MJO^۸) با دوره فعالیت ۶۰-۳۰ روزه شرق‌سوی خود، بر تمامی مناطق حاره در مقیاس میان‌فصلی تأثیر می‌گذارد و منطقه همرفتی قوی بر روی اقیانوس هند و آرام به وجود می‌آورد (مادن^۹ و جولین^{۱۰}، ۱۹۷۱، ص. ۷۰۳). نوسان MJO از

1. Weather Research and Forecasting
2. El Nino–Southern Oscillation
3. Tartaglione, Smith & Brien
4. Pagano, Mahani, Nazemosadat & Sorooshian
5. Zhang, Wand & Wu
6. Nasuno
7. Takemi & Unuma
8. Madden–Julian Oscillation
9. Madden
10. Julian

طریق تغییرات گرمایی شدید با ایجاد الگوهای دورپیوندی بر روی مناطق جنب حاره تأثیر می‌گذارد (لائو و فیلیپس^{۱۱}، ۱۹۸۶، ص. ۱۱۶۵؛ ناتسون و ویکمن^{۱۲}، ۱۹۸۷، ص. ۱۴۰۷؛ فرانتی، پالمر، مولنتی، و لینکر^{۱۳}، ۱۹۹۰، ص. ۲۱۷۸؛ هیگنز و مو^{۱۴}، ۱۹۹۷، ص. ۲۲۳؛ کامیمر، موری یاماناکا، و سیامسودین^{۱۵}، ۲۰۱۲، ص. ۱۱۱؛ وو و همکاران، ۲۰۱۳، ص. ۸۰؛ تنگ، مولانت، و بارنز^{۱۶}، ۲۰۱۹، ص. ۵۳۲). نوسان اطلس شمالی (NAO^{۱۷}) یک نوسان نصف-النهاری بزرگ مقیاس بین سامانه کم فشار در منطقه ایسلند و سامانه پرفشار جنب حاره‌ای آزرز (والاس و گتزلر^{۱۸}، ۱۹۸۱، ص. ۷۸۵؛ بارنستون و لیوزی^{۱۹}، ۱۹۸۷، ص. ۱۰۸۴) و دارای دو فاز مثبت و منفی است. فاز مثبت NAO باعث جابه‌جایی شمال‌سوی توفان‌های واقع بر اقیانوس اطلس به سمت عرض‌های بالاتر می‌شود که این امر باعث کاهش رخداد و شدت چرخندهای غرب و مرکز مدیترانه می‌شود، ولی بر شدت چرخندهای واقع در شرق مدیترانه تأثیر کمتری دارد (ماهیراس، فلوکاس، پاتریکاس، و آناگنوستوپولو^{۲۰}، ۲۰۰۱، ص. ۱۰۹؛ آلپرت، زیو، و شفیر^{۲۱}، ۲۰۰۴، ص. ۱۰۰۱؛ نیسن، لکبوش، پینتو، آلبریچ، و آلبریش^{۲۲}، ۲۰۱۰، ص. ۱۳۹۸؛ فلوکاس^{۲۳} و همکاران، ۲۰۱۰، ص. ۵۲۴۳؛ کرونا و مونتالدو^{۲۴}، ۲۰۱۷، ص. ۴۸۵؛ وانگ و یانگ^{۲۵}، ۲۰۱۸، ص. ۶۴۳۳). یکی از مهم‌ترین مناطق تأثیرگذار بر بارش‌های جنوب غرب آسیا و ایران منطقه مدیترانه است که از توفان‌های تشکیل شده بر روی اطلس شمالی نیز تأثیر می‌پذیرد (هورل^{۲۶}، ۱۹۹۵، ص. ۶۷۷؛ هورل و وان^{۲۷}، ۱۹۹۷، ص. ۳۰۲؛ رودول، روول، و

11. Lau & Phillips
12. Knutson & Weickmann
13. Ferranti, Palmer, Molteni & Klinker
14. Higgins & Mo
15. Kamimera, Mori, Yamanaka & Syamsudin
16. Teng, Malonet & Barnes
17. North Atlantic Oscillation
18. Wallace & Gutzler
19. Barnston & Livezey
20. Maheras, Flocas, Patrikas & Anagnostopoulou
21. Alpert, Ziv & Shafir
22. Nissen, Leckebusch, Pinto, Ulbrich & Ulbrich
23. Flocas
24. Orona & Montaldo
25. Wang & Yang
26. Hurrell

فولاند^{۲۸}، ۱۹۹۹، ص. ۳۲۱). ردیابی توفان‌های اطلس شمالی و تأثیر آنها بر مناطق دوردست معمولاً با استفاده از شار فعالیت موج راسبی و شار ژئوپتانسیلی آزمینگرد که بخش مهمی از انتشار انرژی پیچکی را به خود اختصاص می‌دهد انجام می‌شود (اورلانسکی و کتزیفی^{۲۹}، ۱۹۹۱، ص. ۱۹۷۳؛ اورلانسکی . شلدون^{۳۰}، ۱۹۹۳، ص. ۲۹۳۰؛ چانگ^{۳۱}، ۱۹۹۳، ص. ۲۰۳۹).

علاوه بر شار فعالیت موج از خود کمیت فعالیت موج هم برای ردیابی مسیر توفان‌های اطلس شمالی استفاده می‌شود (پلامب^{۳۲}، ۱۹۸۶، ص. ۱۶۵۸؛ اسلر و هاینس^{۳۳}، ۱۹۹۹، ص. ۴۰۱۵؛ تاکایا و ناکامورا^{۳۴}، ۲۰۰۰، ص. ۶۰۹؛ دانیلسون، گیاکوم، و استراب^{۳۵}، ۲۰۰۶، ص. ۱۵۵۰). اثر مسیر توفان اطلس شمالی بر سامانه‌های ورودی ایران پیشتر با استفاده از کمیت فعالیت موج و شار انرژی موج بررسی شده است (اسعدی و همکاران، ۱۳۹۰: ۳۱؛ رضائیان و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۴۰؛ احمدی گیوی، نصر اصفهانی، و محب‌الحجه^{۳۶}، ۲۰۱۴، ص. ۷۵۴؛ نصر اصفهانی، احمدی گیوی، و محب‌الحجه^{۳۷}، ۲۰۱۱، ص. ۷۵۰؛ بهرامی، رنجبر سعادت‌آبادی، مشکوتی، و کمالی، ۱۳۹۷، ص. ۲). نتایج برخی مطالعات انجام‌شده بر روی شبیه‌سازی بارش‌های سنگین با استفاده از مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا، توانایی بالای مدل را در پیش‌بینی آنها نشان می‌دهد (شی^{۳۸} و همکاران، ۲۰۱۰، ص. ۲۲۴۶، کریم‌خانی، جمشیدی خزلی، آزادی، و فتاحی، ۱۳۹۶، ص. ۵۶).

۲۷. Hurrell & van
 ۲۸. Rodwell, Rowell & Folland
 ۲۹. Orlanski & Katzfey
 ۳۰. Orlanski & Sheldon
 ۳۱. Chang
 ۳۲. Plumb
 ۳۳. Esler & Haynes
 ۳۴. Takaya & Nakamura
 ۳۵. Danielson, Gyakum & Straub
 ۳۶. Ahmadi-Givi, Nasr-Esfahany & Mohebalhojeh
 ۳۷. Nasr-Esfahany, Ahmadi-Givi & Mohebalhojeh
 ۳۸. Shi

۳. روش‌شناسی تحقیق

۳.۱. منطقه مورد مطالعه

استان ایلام از استان‌های غربی کشور ایران در منطقه‌ای کوهستانی و نیمه‌گرم قرار دارد. میانگین اقلیمی دما، بارش و باد آن در ماه اکتبر به ترتیب ۱۹ درجه سلسیوس، ۳۸ میلی‌متر و ۲ متر بر ثانیه است. شکل ۱ موقعیت استان ایلام و ۸ ایستگاه همدیدی مورد مطالعه (ایلام، مهران، دهلران، ایوان، آبدانان، سرابله و دره‌شهر) را نشان می‌دهد.



شکل ۱. الف) موقعیت استان ایلام ب) ایستگاه‌های همدیدی مورد مطالعه

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۳.۲. داده‌های مورد استفاده

برای بررسی شاخص اقلیمی ENSO و NAO از اطلاعات مرکز NOAA^{۳۹} و برای شناسایی فازهای هشت‌گانه MJO از داده‌های مرکز هواشناسی استرالیا استفاده شده است. آنچه که در این پژوهش مورد استفاده قرار می‌گیرد داده‌های کنترل کیفی شده بارش تجمعی ۳ و ۲۴ ساعته سازمان هواشناسی کشور در دوره آماری ۱۹۸۷-۲۰۱۸ در ایستگاه‌های همدیدی استان ایلام است. از داده‌های بازتحلیل ERA5 با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه به منظور بررسی همدیدی و دینامیکی الگوهای جوی استفاده شده است. برای شبیه‌سازی پیش‌بینی سیل مورد مطالعه، مدل میان‌مقیاس WRF با پیکربندی ارائه‌شده در جدول ۱ اجرا شده است. شرایط مرزی و اولیه مدل از داده‌های پیش‌بینی سامانه مدل‌سازی تمام‌کره‌ای GFS^{۴۰} با تفکیک افقی ۰/۵ درجه استخراج شده است.

39. National Oceanic and Atmospheric Administration

40. Global Forecast System

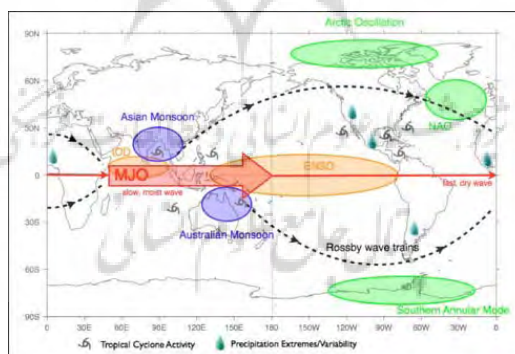
جدول ۱. پیکربندی مورد استفاده اجرای مدل WRF

مأخذ: آزادی و همکاران، ۱۳۹۳

| Configuration | Domain 1 | Domain 2 | Domain 3 |
|-------------------------|---|----------|----------|
| Resolution | 36 Km | 12 Km | 4 Km |
| Micro physics | (Lin <i>et al.</i> , 1983) Lin Schema | | |
| Convection | (Kain and Fritsch, 1990, 1993) Kain and Fritsch Schema | | |
| Boundary layer | (Mellor and Yamada, 1982) Mellor and Yamada Schema | | |
| Long wavelength | (Mlawer <i>et al.</i> , 1997) RRTM Schema | | |
| Short wavelength | (Chou, M. D. and Suarez, 1994) Govard schema | | |
| Start time and stop run | From UTC12 to the first day until UTC12 five days later | | |

۴. مبانی نظری تحقیق

در پژوهش حاضر، ابتدا بارش‌های ۲۴ ساعته ماه اکتبر در دوره آماری ۱۹۸۷-۲۰۱۸ بررسی می‌شود. سپس با استفاده از داده‌های اقلیمی، شرایط دورپیوندها (MJO، ENSO و NAO) در زمان رخداد سیل اکتبر ۲۰۱۵ ارزیابی می‌شوند. شکل ۲ طرحواره‌ای کلی از موقعیت دورپیوندهای جهانی ENSO، NAO و MJO و نحوه اثرگذاری آنها را نشان می‌دهد.



شکل ۲. طرحواره‌ای کلی از موقعیت دورپیوندهای جهانی (MJO و NAO، ENSO) و نحوه اثرگذاری

آنها

مأخذ: <https://confluence.ecmwf.int>

به منظور ردیابی مسیر توفان و تعیین مناطق گسیل و دریافت فعالیت موج که نحوه انتشار موج راسبی را نشان می‌دهد، نقشه‌های شار فعالیت موج راسبی و تابع جریان برای میانگین ۲۸ تا ۳۰ اکتبر ۲۰۱۵ و بی‌هنجاری اکتبر ۲۰۱۵ نسبت به دوره آماری ۳۲ ساله اکتبر ۲۰۱۸-۱۹۸۷ ترسیم می‌شوند.

برای بررسی شار فعالیت موج راسبی از فرمول‌بندی (تاکایا و ناکامورا، ۲۰۰۰، ص. ۶۰۹) که تعمیمی از کار (پلامب، ۱۹۸۶، ص. ۱۶۵۸) است، استفاده شده است که با رابطه (۱) بیان می‌شود.

$$\Psi^2 = \frac{g \cos^2 \theta}{2|H|} \left[\frac{w}{\alpha^2 \cos^2 \theta} \left[\left(\frac{\partial \phi^2}{\partial \lambda} \right)^2 \right] - \psi^2 \frac{\partial^2 \phi^2}{\partial \lambda^2} + \frac{V^2}{\alpha^2 \cos^2 \theta} \left[\frac{\partial \phi^2 \partial \phi^2}{\partial \lambda \partial \theta} - \psi^2 \frac{\partial^2 \phi^2}{\partial \lambda \partial \theta} \right] \right. \\ \left. \frac{w}{\alpha^2 \cos^2 \theta} \left[\frac{\partial \phi^2}{\partial \lambda} \frac{\partial \phi^2}{\partial \theta} - \psi^2 \frac{\partial^2 \phi^2}{\partial \lambda \partial \theta} \right] + \frac{V^2}{\alpha^2} \left[\left(\frac{\partial \phi^2}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi^2 \frac{\partial^2 \phi^2}{\partial \theta^2} \right] \right] \quad (1)$$

$$\frac{V^2}{\alpha^2} \left\{ \frac{w}{\alpha \cos^2 \theta} \left[\frac{\partial \phi^2}{\partial \lambda} - \psi^2 \frac{\partial^2 \phi^2}{\partial \lambda \partial \theta} \right] + \frac{V^2}{\alpha} \left[\frac{\partial \phi^2}{\partial \theta} \frac{\partial \phi^2}{\partial \theta} - \psi^2 \frac{\partial^2 \phi^2}{\partial \theta \partial \theta} \right] \right\}$$

در رابطه (۱) بالانویس e پریشیدگی از حالت میانگین را نشان می‌دهد، a شعاع زمین، λ و θ به ترتیب طول و عرض جغرافیایی و ψ^2 تابع جریان پریشیدگی هستند. در این رابطه u و v به ترتیب باد مداری و نصف‌النهاری است.

سپس برای بررسی همدیدی-دینامیکی در زمان رخداد سیل مورد مطالعه، الگوهای جوئی در اکتبر ۲۰۱۵ شامل کمیت‌های فشار میانگین تراز دریا، خطوط هم‌ارتفاع، دما و میدان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، رطوبت نسبی، سرعت قائم، خطوط هم‌ارتفاع و فرارفت دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، خطوط هم‌ارتفاع و فرارفت تاوایی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، جریان جتی تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، واگرایی افقی شار رطوبت در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، سطح مقطع قائم رطوبت نسبی و سرعت قائم تحلیل می‌شوند. در پژوهش حاضر واگرایی افقی شار رطوبت از رابطه (۲) محاسبه شده است:

$$V_q = -\frac{\partial}{\partial x} (uq) - \frac{\partial}{\partial y} (vq) \quad (2)$$

در رابطه فوق V_q واگرایی افقی شار رطوبت، $0x$ و $0y$ دیفرانسیل طول در جهات طول و عرض جغرافیایی، q رطوبت ویژه، u و v به ترتیب مؤلفه‌های سرعت در راستای مداری و نصف‌النهاری هستند. مقادیر مثبت (منفی) بیانگر شار رطوبت همگرا (واگرا) است.

در ادامه برای بررسی پیش‌بینی‌پذیری سیلاب مورد مطالعه، مدل WRF اجرا شد. به منظور ارزیابی عملکرد برون‌داد بارش مدل، ضریب همبستگی بین بارش کل دیدبانی شده و پیش‌بینی شده و همچنین مقدار درصد خطا برای میانگین بارش تجمعی ۲۴ ساعته تعیین گردید. برای درستی‌سنجی برون‌داد بارش مدل میان‌مقیاس WRF، بارش به چهار آستانه ۱۰، ۳۰، ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌متر طبقه‌بندی و با استفاده از جدول توافقی 2×2 کمیت‌های عددی PC و TS و همچنین امتیازهای مهارتی پیرس و هایدکه محاسبه شدند. در ادامه به طور خلاصه روش محاسبه کمیت‌های راستی‌آزمایی ارائه می‌شود. در جدول توافقی تعداد دفعاتی که بارش اتفاق افتاده و وقوع آن پیش‌بینی شده باشد a ، تعداد دفعاتی که بارش اتفاق نیفتاده ولی وقوع آن پیش‌بینی شده باشد b ، تعداد دفعاتی که بارش اتفاق افتاده ولی وقوع آن پیش‌بینی نشده باشد c و تعداد دفعاتی که بارش اتفاق نیفتاده و وقوع آن پیش‌بینی نشده باشد d در نظر گرفته شده‌اند (وارنر، ۲۰۱۱). روابط مربوط به کمیت‌های عددی نسبت صحیح (PC) و امتیاز تهدید (TS) و همچنین امتیازهای مهارتی هایدکه (HSS) و پیرس (PSS) در روابط ۳ تا ۶ ارائه شده است. در روابط ۳ و ۴ مقدار این کمیت‌ها، برای پیش‌بینی کاملاً درست یک و برای پیش‌بینی کاملاً نادرست صفر است و براساس امتیازهای مهارتی هایدکه و پیرس، برای پیش‌بینی کامل برابر با یک، پیش‌بینی برابر با پیش‌بینی مرجع برابر با صفر و برای پیش‌بینی‌های ضعیف‌تر از پیش‌بینی مرجع منفی خواهد شد.

$$PC = \frac{a+d}{n} \quad (3)$$

$$TS = \frac{a}{a+b+c} \quad (4)$$

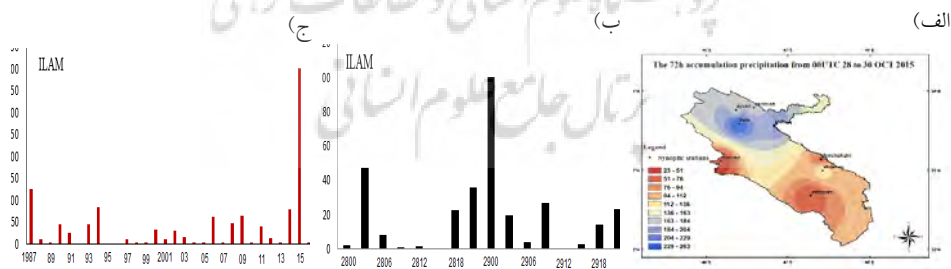
$$HSS = \frac{2(a-d)}{(a+c)+(b+d)} \quad (5)$$

$$PSS = \frac{a-d}{(a+c)(b+d)} \quad (6)$$

۵. یافته‌های تحقیق

۱.۵. توزیع بارش

شکل ۳ الف و ب توزیع تجمعی بارش ۷۲ ساعته در استان ایلام و سری زمانی بارش در ایستگاه همدید ایلام از ساعت ۰۰ روز ۲۸ام تا ساعت ۱۸ روز ۳۰ام اکتبر ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد. بیشینه مقدار بارش تجمعی با مقدار ۲۶۳/۹ میلی‌متر در ایستگاه ایلام دیده می‌شود. با توجه به شکل ۳ ب بیشترین مقدار بارش در ایستگاه ایلام در ساعت ۰۰ UTC روز ۲۹ام با مقدار ۹۹/۹ میلی‌متر و کمترین مقدار در ساعت ۱۵ UTC روز ۲۸ام مشاهده شده است. مقایسه بارش اکتبر ۲۰۱۵ (۳۲۰ میلی‌متر) با میانگین بلندمدت ماه اکتبر نشان می‌دهد که بارش به میزان ۹۳٪ بی‌هنجاری مثبت داشته است. شکل ۳ ج میانگین بارش ماهانه اکتبر در دوره آماری ۳۲ ساله را نشان می‌دهد. با توجه به شکل بارش‌های ماه اکتبر ۲۰۱۵ برابر با ۴۰۱/۶ میلی‌متر است که در مقایسه با سال‌های دیگر که رکورد بیشینه بعد از سال ۲۰۱۵ مربوط به سال ۱۹۸۷ با مقدار ۱۲۵/۶ میلی‌متر در حدود ۲۲٪ بی‌هنجاری مثبت داشته است. با بررسی آماری دوره برگشت، به احتمال ۰/۹۹۵ درصد در دوره دوپست ساله مقدار ۱۹۶ میلی‌متر بارش و برای دوره یک‌ساله به احتمال ۳٪ درصد بارش معادل ۱۹ میلی‌متر برآورد شده است. بنابراین مشاهده می‌شود که در طول دوره ۲۰۰-۱ ساله هیچ مقدار بارشی در حد رخداد بارش ۷۲ ساعته اکتبر ۲۰۱۵ ایلام پیش‌بینی نمی‌شود. همین امر با توجه به سوابق داده‌های آماری بلندمدت بیان می‌کند که رخداد بارش ۲۰۱۵ در نوع خود بی‌سابقه بوده است.



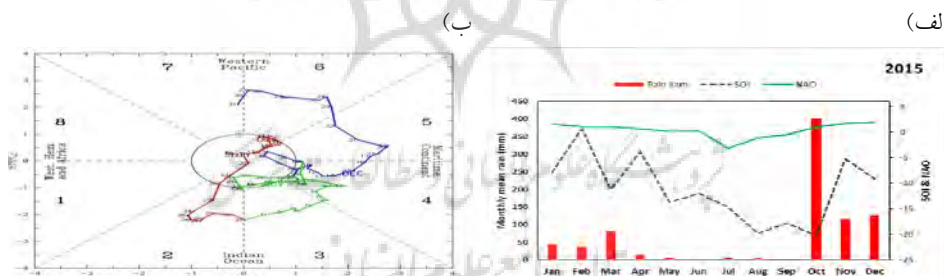
شکل ۳. الف) توزیع تجمعی ۷۲ ساعته بارش در استان ایلام، ب) سری زمانی بارش در ایستگاه همدید

ایلام و ج) میانگین بارش ۳۰ ساله اکتبر (۱۹۸۷-۲۰۱۶) در ایستگاه همدید ایلام

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۲.۵. بررسی دورپیوندی

جدول ۲ و شکل ۴ وضعیت شاخص‌های اقلیمی ENSO، MJO، NAO و بارش ماه اکتبر سال ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد. براساس شاخص ماهانه^{۴۱} SOI^{۴۱} النینو متوسط تا قوی (-۲۰)، MJO در روز ۲۸ تا ۳۰ اکتبر در فاز ۲ و بحرانی با مقدار ۲/۴ و مقدار میانگین ماهانه شاخص NAO نیز در وضعیت مثبت و بحرانی و ۱ بوده است. با توجه به روند افزایشی هم‌زمان شاخص ماهانه SOI، فاز مثبت NAO نسبت به ماه سپتامبر و همچنین موقعیت قوی و بحرانی MJO در روزهای ۲۸-۳۰ اکتبر شرایط دینامیکی برای شکل‌گیری چرخند در شرق مدیترانه فراهم شده است. شرایط دینامیکی بارش فوق می‌تواند به دلیل فعالیت قوی النینو باشد که شرایط چرخندزایی در شرق مدیترانه را فراهم کرده است. دلایل احتمالی شکل‌گیری شرایط دینامیکی بارش سنگین فوق را می‌توان به تأثیر فعالیت سه نوسان النینوی قوی (تقویت شرایط چرخندزایی در شرق مدیترانه)، موقعیت MJO در فاز ۲ و بحرانی که با یک همگرایی و بندال در سطوح بالا و بر روی روسیه همراه بوده، و همچنین فاز مثبت و بحرانی NAO که با واگرایی در سطوح بالا و بر روی غرب و مرکز دریای مدیترانه و شکل‌گیری چرخند همراه بوده، نسبت داد.



شکل ۴. الف) میانگین ماهانه شاخص NAO، شاخص SOI و بارش ماهانه ایستگاه همدید ایلام در ماه

اکتبر، ب) شاخص روزانه MJO، اکتبر (قرمز)، نوامبر (سبز) و دسامبر (آبی)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

جدول ۲. مقادیر شاخص‌های دورپیوندی برای ENSO (سال ۲۰۱۵) و برای MJO و NAO (اکتبر سال

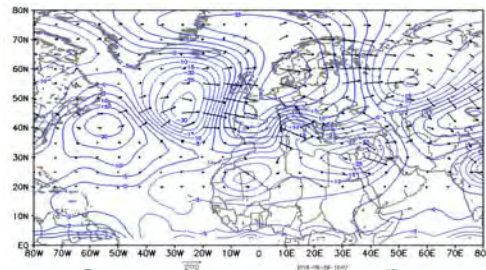
۲۰۱۵)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

| ENSO | | MJO | | NAO | |
|----------|--------------|-------|-------|-------|-------|
| SST | SOI | Phase | Index | Phase | Index |
| خیلی قوی | متوسط تا قوی | ۲ | ۲/۴ | + | ۰/۹۹ |

۳.۵. بررسی شار فعالیت موج راسبی

شکل ۵ نشان‌دهنده منطقه وسیعی از گسیل موج (چشمه موج) بر روی غرب و مرکز اقیانوس اطلس است. غرب این اقیانوس، درگیر واگرایی شدیدی از امواج در محدوده طول جغرافیایی ۶۰-۵۰ درجه غربی و ۴۵-۳۵ درجه شمالی است. شار موج از مرکز این واگرایی در دو راستای شمال شرقی، شرق و جنوب شرقی با انتشار به سمت خارج یک زوج قوی از همگرایی-واگرایی بر روی شرق اطلس و غرب آفریقا مشاهده می‌گردد که تأمین‌کننده انرژی برای این مناطق است. بنابراین محدوده عرض جغرافیایی ۸۰-۳۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۱۵ درجه غربی تا ۴۰ درجه شمالی نیز تحت تأثیر واگرایی شدید موج قرار می‌گیرند. موج راسبی از این مرکز واگرایی، در دو راستای شرق، جنوب و جنوب شرق گسیل می‌شود. شاخه شرقی به سمت سیبری رفته و شاخه جنوب-جنوب شرقی، با گذر از روی مرکز و شرق مدیترانه و سپس شمال و مرکز دریای سرخ تقویت شده و بر روی غرب ایران ایجاد یک زوج واگرایی-همگرایی بسیار قوی می‌کند. محل ایجاد زوج واگرایی-همگرایی، مکان پیشینه دریافت موج است. بنابراین در این بازه زمانی، دریای سرخ، صحرای عربستان، غرب ایران و ترکیه دریافت‌کننده پیشینه فعالیت این امواج هستند. با توجه به نقشه دیدبانی شده بارش، این محدوده پیشینه بی‌هنجاری مثبت بارش را نسبت به سه دهه گذشته داشته است. بنابراین ایجاد زوج واگرایی-همگرایی در محدوده وسیع طول جغرافیایی ۱۵ درجه غربی تا ۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۰-۳۰ درجه شمالی، تأمین‌کننده انرژی مورد نیاز برای منطقه مورد مطالعه می‌باشد که موجب ورود فعالیت موج راسبی از سمت غرب به ایران شده و شرایط مساعد از نظر بارشی را برای مناطق غرب کشور فراهم ساخته است.



شکل ۵. شار فعالیت موج ($10^6 \frac{m^2}{s^2}$) و تابع جریان میانگین (۳۰ تا ۲۸ اکتبر ۲۰۱۵)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۵. بررسی همدیدی-دینامیکی

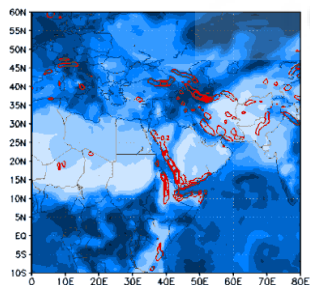
نقشه فشار میانگین تراز دریا (شکل ۶ الف) نشان می‌دهد که از روز ۲۸ اکتبر یک کم‌فشار بر روی سودان و عربستان و سامانه کم‌فشار دیگری در قسمت شمالی روسیه تشکیل شده که زبانه‌های آن به سمت مناطق شمالی و غربی ایران نیز کشیده شده است. همچنین سامانه کم‌فشار دیگری موسوم به توفان چاپالا بر روی اقیانوس هند شکل گرفته است. نقشه‌های سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهند همراهی کم‌ارتفاع سطوح بالا با کم‌فشار سطحی که بر روی عراق و دریای مدیترانه تشکیل شده است و همچنین نفوذ تاوه قطبی با هسته سرد بر روی دریای مدیترانه که زبانه آن در حال نفوذ به سمت عرض‌های پایین به خصوص مرزهای غربی و جنوب غربی ایران است، منجر به عمیق شدن کم‌فشار سطحی تشکیل شده بر روی عربستان و سودان می‌شوند. وجود ارتفاع زیاد و بن‌دال شکل گرفته بر روی نیمه شرقی ایران به عنوان یک مانع برای حرکت شرق‌سوی ناوه از روی ایران عمل می‌کند و باعث ماندگاری و فعالیت بیشتر آن می‌شود. میدان‌های دما و باد در نقشه ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۶ ب) نشان می‌دهد که هوای گرم و مرطوب از روی دریای عمان، دریای سرخ و خلیج فارس به سمت نواحی جنوب غرب و غرب ایران در حال گسیل است. با توجه به اینکه خطوط هم‌دما و هم‌ارتفاع در جنوب غرب ایران همدیگر را با زاویه‌ای حدود ۹۰ درجه‌ای قطع کرده است، نشان از بیشترین مقدار فرارفت هوای گرم از عرض‌های پایین به سمت غرب ایران و ایلان

دارد. با توجه به شکل ۶ ج ملاحظه می‌شود که مقادیر قابل توجهی رطوبت نسبی بر روی غرب ایران متمرکز شده و سرعت قائم در این ناحیه بیشینه است.

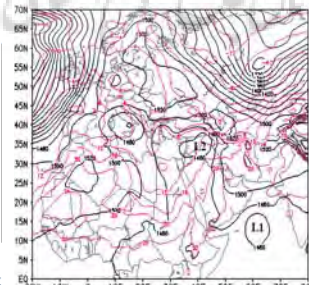
نقشه فرارفت دمای ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵۶) به خوبی موقعیت حرکت و قرار گرفتن هسته گرم به سمت جنوب غرب و غرب ایران را نشان می‌دهد. همچنین در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال گسترش زبانه کم ارتفاع به سمت عرض‌های پایین بیانگر ریزش هوای سرد در بخش شرقی ناوه آن است. ریزش هوای سرد از سطوح بالا و نفوذ هوای گرم از سطوح پایین باعث تشدید ناپایداری و فعالیت بیشتر سامانه حاکم بر غرب ایران شده است. نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵۶) به دلیل وجود ناوه قوی (۵۵۵ ژئوپتانسیل دکامتر) و جهت باد به خوبی ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی به سمت عرض‌های جنوبی (حتی بر روی سودان و عربستان با پربند ۵۷۵ ژئوپتانسیل دکامتر) را نشان می‌دهد.

نزدیک شدن نصف‌النهاری جریان جتی قطبی (عامل شکل‌گیری کم ارتفاع بریده) و جریان جتی جنب حاره باعث تقویت حرکات صعودی سطوح زیرین، تقویت باد و تقویت کم فشار سطحی در این روز شده است (شکل ۶ و). با توجه به میدان باد در نقشه ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۶ ب) و وجود فرارفت هوای گرم در سطوح پایین جو و همچنین فرارفت تاوایی (شکل ۶ د) قابل توجه در میانه و ردسپهر (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) سبب تشدید ناپایداری در منطقه مورد مطالعه (غرب ایران و استان ایلام) می‌شود. با توجه به موقعیت قرارگیری درب ورودی جت قطبی بر روی نیمه غربی کشور شدیداً افت فشار در سطح شکل می‌گیرد. وجود چند هسته جت قطبی باعث تشدید آشفتگی در سطوح بالا شده است.

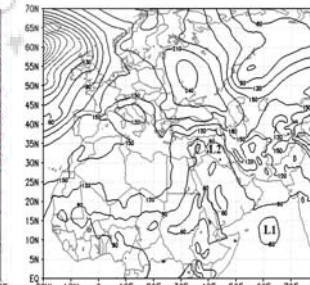
ج) تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

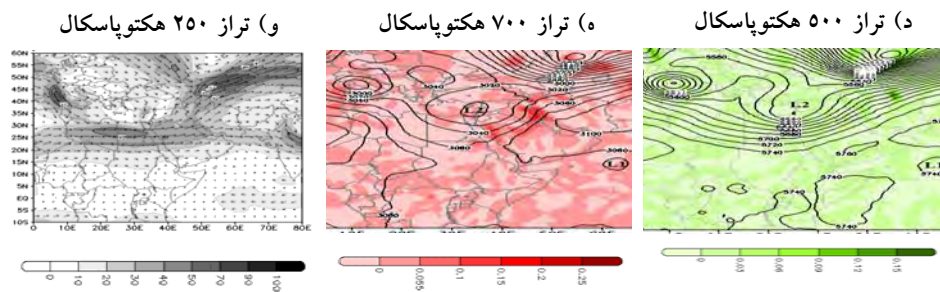


ب) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال



الف) فشار میانگین تراز دریا





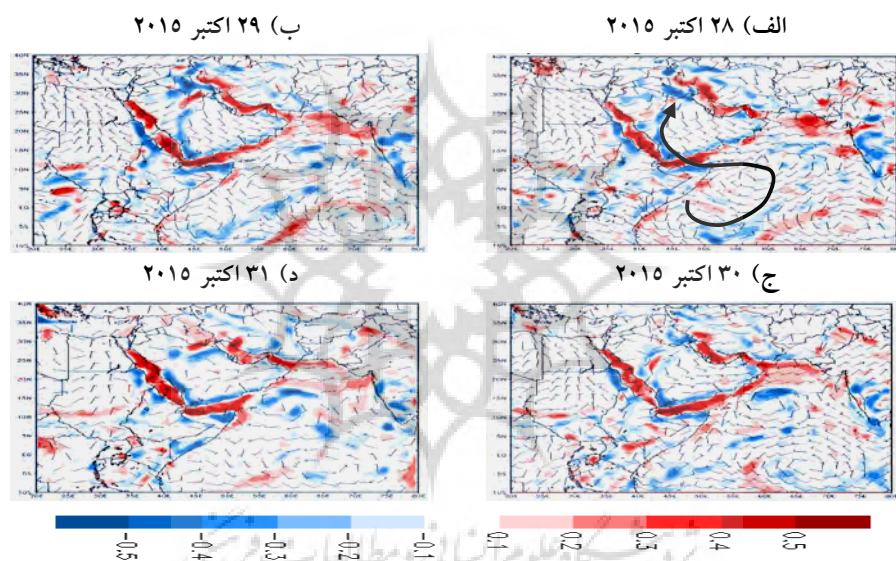
شکل ۶. نقشه الف) فشار میانگین تراز دریا، ب) خطوط هم ارتفاع و دما، ج) رطوبت نسبی، سرعت قائم، خطوط هم ارتفاع، د) خطوط هم ارتفاع و فرارفت تاوایی، ه) فرارفت دما و و) جریان جتی در ساعت

۱۲UTC روز ۲۹ اکتبر

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

شکل ۷ واگرایی افقی شار رطوبت در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و شار رطوبت (بردار) در ساعت ۱۲UTC روز الف) ۲۸، ب) ۲۹، ج) ۳۰ و د) ۳۱ اکتبر ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد که در شکل فوق رنگ آبی بیانگر واگرایی شار رطوبت و رنگ قرمز نشان‌دهنده همگرایی شار رطوبت است. مسیر حرکت رطوبت در شکل ۷ الف که با پیکان مشکی مشخص شده، نشان‌دهنده آن است که رطوبت در حدود ۲۷۵۰ کیلومتر منتقل شده است. نقشه‌های واگرایی شار رطوبت و شار رطوبت وجود دو مرکز واچرخندی بر روی اقیانوس هند (۶۵ درجه شرقی، ۵ درجه جنوبی و دیگری ۴۲ درجه شرقی و ۳ درجه جنوبی) و یک مرکز چرخندی بر روی دریای عمان (۶۰ درجه شرقی، ۱۲ درجه شمالی) را نشان می‌دهد. با توجه به حرکت مخالف این دو مرکز که به عنوان یک منبع رطوبتی قوی عمل کرده‌اند، شار رطوبتی حاصل از برآیند میدان باد این دو مرکز توسط مرکز ارتفاع زیادی که بر روی نواحی جنوبی ایران قرار دارد به موازات مدار ۲۵ درجه شمالی به سمت نواحی جنوبی و جنوب‌غربی ایران رانده می‌شود. در همین زمان چرخندی که بر روی دریای مدیترانه تشکیل شده و به سمت عرض‌های پایین در حال حرکت است با واچرخند جنوب ایران هم‌سو شده‌اند و در راستای نصف‌النهاری و به سمت غرب ایران در حال شارش هستند. با توجه به این که بردار برآیند شار رطوبتی حاصل از این مراکز چرخندی و واچرخندی به خوبی توسط منابع دریایی گرم و

مرطوب تغذیه شده‌اند مقادیر قابل توجهی رطوبت به سمت نواحی غربی ایران گسیل شده است. در شکل ۷ منابع (چشمه) رطوبتی با رنگ قرمز و چاه‌های رطوبتی با رنگ آبی نمایش داده شده‌اند. همان‌طور که دیده می‌شود اقیانوس هند و دریای عمان که به عنوان مراکز چرخندی و واچرخندی اصلی این شارش رطوبت شناخته می‌شوند بیشتر به مثابه موتور محرک برای ایجاد عامل انتقال رطوبت از روی دریای سرخ و خلیج فارس به سمت نواحی غربی ایران (ایلام) عمل کرده‌اند. قابل ذکر است از مجموع رطوبت موجود بر روی مناطق ذکر شده حجم عظیمی از رطوبت به سمت غرب ایران (ایلام) هجوم برده است.



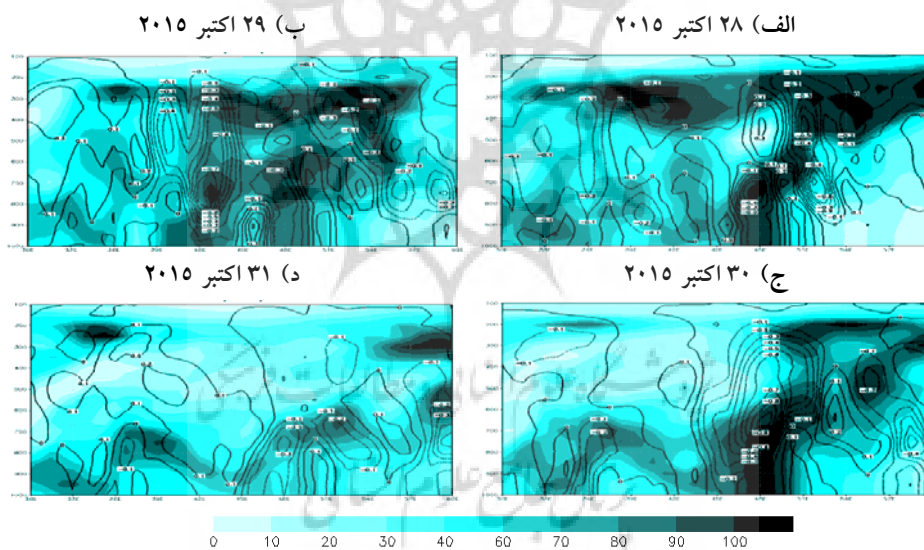
شکل ۷. واگرایی افقی شار رطوبت ($kgm^{-1}s^{-1}$) و شار رطوبت (بردار) روز الف (۲۸، ب (۲۹، ج (۳۰

و د (۳۱

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

شکل ۸ سطح مقطع قائم رطوبت نسبی و سرعت قائم در عرض جغرافیایی ایستگاه همدیدی ایلام در ساعت ۱۲ UTC روز الف (۲۸، ب (۲۹، ج (۳۰ و د (۳۱ اکتبر ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد. سطح مقطع قائم رطوبت نسبی نشان می‌دهد، دامنه فعالیت یاخته‌های توفان در روزهای ۲۸م و ۲۹م بسیار گسترده‌تر و وسیع‌تر از روزهای ۳۰م و ۳۱م است. رطوبت نسبی

برای روز ۲۸م در طول ۴۸ درجه تا طول ۵۱ درجه شرقی به طور کامل از سطح زمین تا سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال و در لایه‌های بالای وردسپهر نفوذ کرده است. بیشترین سرعت قائم صعودی مربوط به طول ۵۱ درجه شرقی در سطح حدود ۵۰۰ هکتوپاسکال اتفاق افتاده است. این میزان عمق نفوذ رطوبت تا این سطح نشان از قوی بودن سامانه است. در روز ۲۹م بیشترین مقدار ریزش در محدوده طول ۳۰ درجه تا ۳۷ درجه شرقی بوده است (با توجه به مقادیر مثبت سرعت قائم). بر روی ایلام (۴۶ درجه شرقی) با توجه به بارش قابل توجه همچنان حرکات صعودی (بیشینه مقدار $-۰/۶ \text{ pa s}^{-1}$) دیده می‌شود. در روز ۳۰م میزان رطوبت تا ترازهای بالا در حال کاهش بوده به طوری که در روز ۳۱م فقط در مناطق کمی (در محدوده ۴۶ درجه شرقی تا ۵۴ درجه شرقی) حرکات صعودی قائم داشته ولی در سایر مناطق حرکات نزولی و در حال تضعیف است و وردسپهر زیرین تقریباً از رطوبت خالی شده است.



شکل ۸. سطح مقطع رطوبت نسبی و سرعت قائم (pa s^{-1}) در ایلام در روز الف (۲۸، ب (۲۹، ج (۳۰ و

د (۳۱)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۵.۵. شبیه‌سازی سیل مورد مطالعه با استفاده از مدل WRF

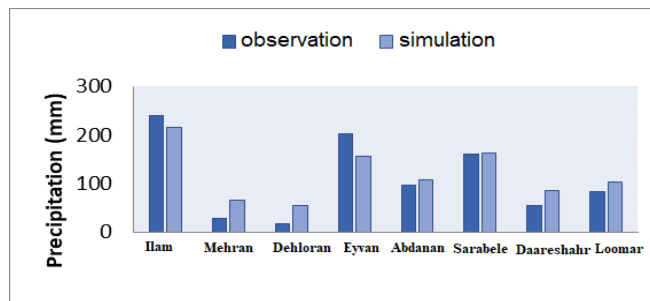
در این بخش، عملکرد مدل WRF در شبیه‌سازی سیل ایلام در تاریخ ۲۸ تا ۳۰ اکتبر ۲۰۱۵ بررسی می‌شود. با توجه به اهمیت رخداد سیل در منطقه، بیشتر بر خروجی بارش مدل تمرکز شده است. از آنجایی که افزایش تفکیک افقی می‌تواند توانایی مدل را برای پیش‌بینی بارش ارتقاء بخشد، در اینجا برای درستی‌سنجی بارش مدل از حوزه سوم مدل با تفکیک افقی ۴ کیلومتر استفاده شده است. ضریب همبستگی بین بارش دیدبانی و پیش‌بینی شده برابر با ۰/۸۸ است، با استفاده از آزمون t مشخص شد که عدد فوق در سطح ۰/۹۵ معنی‌دار است. این امر نشان‌دهنده همبستگی قوی بین دو بارش بوده و بیان می‌کند که مدل کارایی مناسبی در پیش‌بینی بارش‌های سنگین در استان ایلام داشته است. جدول ۳ مقادیر بارش دیدبانی شده و پیش‌بینی شده مدل WRF برای ۸ ایستگاه همدید در استان ایلام را نشان می‌دهد.

جدول ۳. مقایسه بارش دیدبانی شده و پیش‌بینی شده مدل WRF

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

| Date and Station | 28 October 2015 | | 29 October 2015 | | 30 October 2015 | |
|------------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|------------|
| | Observation | simulation | Observation | simulation | Observation | simulation |
| Ilam | 50 | 72 | 188 | 130 | 2 | 14 |
| Mehran | 14 | 24 | 5 | 12 | 9 | 29 |
| Dehloran | 14 | 30 | 0.8 | 7 | 0.9 | 18 |
| Eyvan | 60 | 44 | 111 | 92 | 32 | 21 |
| Abdanan | 28 | 34 | 59 | 62 | 10 | 12 |
| Sarabeleh | 32 | 38 | 88 | 55 | 40 | 70 |
| Darre shahr | 15 | 10 | 26 | 70 | 13 | 5 |
| Loomar | 15 | 26 | 41 | 35 | 26 | 42 |

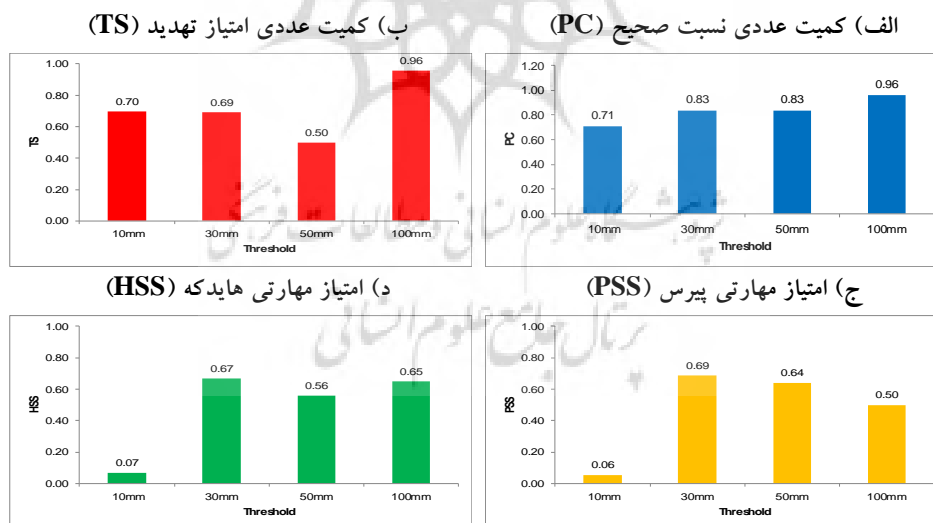
شکل ۹ بارش تجمعی ۷۲ ساعته ۸ ایستگاه همدید در استان ایلام بین داده‌های دیدبانی شده و پیش‌بینی شده مدل WRF را نشان می‌دهد. میانگین بارش دیدبانی شده و پیش‌بینی شده به ترتیب برابر با ۳۶/۶۵ و ۳۹/۶۶ میلی‌متر است. درصد خطای میانگین کل بارش تجمعی ۷۲ ساعته دیدبانی شده و خروجی مدل در حدود ۸٪ است.



شکل ۹. مقایسه بارش تجمعی ۷۲ ساعته داده‌های مشاهده‌ای و مدل WRF

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

شکل ۱۰ کمیت‌های عددی PC و TS و امتیازهای مهارتی پیرس و هایدکه برای چهار آستانه بارشی ۱۰، ۳۰، ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌متر را برای ۳ روز همراه با بارش و برای ۸ ایستگاه همدید در استان ایلام نشان می‌دهد. با توجه به تعاریف کمیت‌های عددی، می‌توان مشاهده کرد که برای همه آستانه‌های بارشی مدل پیش‌بینی مطلوبی ارائه کرده است و برای آستانه بالاتر از ۱۰۰ میلی‌متر از سایر آستانه‌ها دقت بالاتری داشته است.



شکل ۱۰. شاخص‌های درستی سنجی برای آستانه‌های بارشی مختلف

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۶. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

نتایج حاصل از بررسی بارش سنگین ۷۲ ساعته اکتبر ۲۰۱۵ استان ایلام بر اساس شاخص‌های دورپیوندی، الگوهای همدیدی-دینامیکی و همچنین شار فعالیت موج راسبی را می‌توان به صورت زیر ارائه کرد. شاخه نزولی النینوی قوی مانع از حرکت هسته همرفتی فاز ۲ MJO به سمت شرق شده است. هنگامی که MJO در فاز ۲ قرار داشته یک بندال در سطوح بالا و همزمان با رخداد فاز مثبت NAO یک واگرایی در سطوح بالا بر روی دریای مدیترانه (شکل‌گیری چرخند در شرق دریای مدیترانه) مشاهده شده است. بررسی شار فعالیت موج راسبی نشان داد که تشکیل زوج واگرایی-همگرایی در محدوده وسیع طول جغرافیایی ۱۵ درجه غربی تا ۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۶۰-۳۰ درجه شمالی، تأمین‌کننده انرژی مورد نیاز برای منطقه مورد مطالعه است که منجر به ورود فعالیت موج راسبی از سمت غرب به ایران شده و به شرایط مساعد بارشی برای مناطق غرب کشور شده است. وجود سامانه‌های کم‌فشار سودان و عربستان، سامانه کم‌فشار واقع بر روی اقیانوس هند (توفان موسوم به چاپالا) و همچنین سامانه کم‌ارتفاع بریده دیگر بر روی دریای مدیترانه همزمان با نزدیک شدن دو جت جنب حاره و قطبی بر روی نیمه غربی ایران، منجر به ناپایداری شدید در منطقه شده است. زبانه‌های کم‌فشار سودان و دریای عمان ضمن عبور از روی دریای سرخ و خلیج فارس رطوبت زیادی را جذب و به وسیله میدان باد ضمن حرکت به سمت مناطق جنوب غرب و غرب ایران باعث تقویت سامانه مؤثر بر غرب ایران (سامانه مدیترانه‌ای) شده است. دو سامانه واچرخند تشکیل شده بر روی اقیانوس هند و سامانه چرخندی واقع بر روی شمال اقیانوس هند (توفان چاپالا) باعث شده که شار رطوبتی حاصل از برآیند میدان باد این مراکز فشاری توسط مرکز ارتفاع زیادی که بر روی نواحی جنوبی ایران قرار داشته است، به موازات مدار ۲۵ درجه شمالی به سمت نواحی جنوبی و جنوب غربی ایران رانده شود. اقیانوس هند و دریای عمان، شبیه به یک موتور محرک، حجم عظیمی از رطوبت را توسط میدان باد برآیند حاصل از فعالیت این سامانه‌ها از روی دریای سرخ و خلیج فارس به سمت نواحی غربی ایران (ایلام) انتقال داده است. میدان‌های شار رطوبتی حاصل از چرخند مدیترانه که به سمت عرض‌های پایین در حال حرکت است با شار رطوبتی حاصل از واچرخند جنوب ایران که به

سمت عرض‌های بالا در حرکت است، هم‌سو شده‌اند و در راستای نصف‌النهاری به سمت جنوب غرب و غرب ایران کار انتقال رطوبت را انجام داده‌اند. با توجه به منابع رطوبتی غنی اقیانوس هند، دریای عمان، دریای سرخ و خلیج فارس در جنوب و همچنین دریای مدیترانه در غرب ایران، وجود همگرایی افقی در ایلام به سبب نزدیک بودن به کوهستان و اثرات کوهساری و کاهش جریان‌ات، تلفیق این شرایط در شرق دریای سرخ، ناپایداری شدیدی را برای مناطق غربی و جنوب غربی ایران به‌خصوص استان ایلام به‌وجود آورده است. پراارتفاع و بندال قرار گرفته بر نیمه شرقی ایران به عنوان یک مانع و سد برای حرکت بندال کم‌ارتفاع بریده در غرب ایران به سمت شرق و خروج این سامانه از منطقه عمل کرده است و همین امر باعث کندی حرکت و ماندگاری چندروزه این سامانه در منطقه شده است. هم‌زمانی عوامل مورد بررسی شرایط سیل ایلام را فراهم کرده‌اند. شبیه‌سازی سیل مورد مطالعه نشان داد همبستگی قوی بین بارش دیدبانی و شبیه‌سازی (ضریب همبستگی ۰.۸۸٪) با سطح معنی‌داری ۹۵٪ و درصد خطای میانگین کل بارش تجمعی ۷۲ ساعته در حدود ۸٪ بیانگر کیفیت مطلوب مدل WRF در پیش‌بینی بارش است. همچنین استفاده از شاخص‌های درستی‌سنجی (کمیت‌های عددی و امتیازهای مهارتی) نشان داد که مدل در پیش‌بینی بارش بسیار شدید با آستانه ۱۰۰ میلی‌متر کاملاً درست عمل کرده است. با توجه به نتایج ارائه شده می‌توان از اثرات و ارتباط این سه دورپیوند در بازه‌های زمانی مختلف برای پیش‌بینی به موقع بارش‌های سنگین در مناطق غرب و جنوب غرب کشور بهره برد.

کتاب‌نامه

۱. اسعدی، ع.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س.، & محب‌الحجه، ع. ر. (۱۳۹۰). بررسی دینامیک مسیر توفان مدیترانه از دیدگاه شار فعالیت موج راسبی. *مجله ژئوفیزیک ایران*، ۴، ۴۵-۳۱.
۲. بهرامی، ف.، رنجبر سعادت آبادی، ع.، مشکوتی، ا. ح.، & کمالی، غ. ع. (۱۳۹۷). مطالعه توفان های اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه بر مبنای شار فعالیت موج راسبی در دوره های خشک و تر بهاره ۱۳۸۷ و ۱۳۹۷ در ایران. *نشریه هواشناسی و علوم جو*، ۱، ۲۰-۱.
۳. رضائیان، م.، محب‌الحجه، ع. ر.، احمدی گیوی، ف.، & نصر اصفهانی، م. ع. (۱۳۹۲). تحلیل آماری-دینامیکی رابطه بین مسیر توفان مدیترانه و نوسان اطلس شمالی بر مبنای فرایافت فعالیت

- موج. مجله فیزیک زمین و فضا، ۲، ۱۵۲-۱۳۹.
۴. غلامی رستم، م.، ساداتی نژاد، س. ج.، & ملکیان، آ. (۱۳۹۷). بررسی مطالعات انجام شده درباره تأثیر الگوهای دورپیوندی بر اقلیم ایران (۱۳۷۸-۱۳۹۳). *مجله علمی ترویجی نیوار*، ۱۰۲-۱۰۳، ۷۸-۷۳.
۵. فرج‌زاده اصل، م.، احمدی، م.، علیجانی، ب.، قویدل رحیمی، ی.، مفیدی، ع.، & بابائیان، ا. (۱۳۹۲). بررسی وردایی الگوهای پیوند از دور و اثر آنها بر بارش ایران. *نشریه پژوهش‌های اقلیم شناسی*، ۱۵-۱۶، ۳۱-۴۵.
۶. کریم‌خانی، م.، جمشیدی خزلی، ت.، آزادی، م.، & فتاحی، ا. (۱۳۹۶). اثر تفکیک افقی مدل WRF بر روی بارش در حوضه‌های آبریز کرخه و کارون. *مجله اکویولوژی تالاب*، ۳۴، ۵۵-۷۴.
7. Ahmadi-Givi, F., Nasr-Esfahany, M. A., & Mohebalhojeh, A. R. (2013). Interaction of North Atlantic baroclinic wave packets and the Mediterranean storm track. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 754 - 765.
8. Alpert, P., Ziv, B., & Shafir, H. (2004). Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the eastern Mediterranean climate change. *International Journal of Climatology*, 24(8), 1001 - 1011.
9. Barnston, A. G., & Livezey, R. E. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115(6), 1083 -1126.
10. Chang, E. K. M. (1993). downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *Journal of the atmospheric sciences*, 50, 2038-2053.
11. Corona, R., & Montaldo, N. (2017). On the Role of NAO-Driven Interannual Variability in Rainfall Seasonality on Water Resources and Hydrologic Design in a Typical Mediterranean Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 19, 485-498.
12. Danielson, R. E., Gyakum, J. R., & Straub, D. N. (2006). A case study of downstream baroclinic development over the North Pacific Ocean. Part II: diagnoses of eddy energy and wave activity. *Monthly. Weather. Review*, 134, 1549-1567.
13. Esler, J. G., & Haynes, P. H. (1999). Baroclinic wave breaking and internal variability of the tropospheric circulation. *Journal of the atmospheric sciences*, 56, 4014-4031.
14. Ferranti, L., Palmer, T. N., Molteni, F., & Klinker, E. (1990). Tropical-extratropical interaction associated with the 30-60-day oscillation and its

- impact on medium and extended range prediction. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(18), 2177-2199.
15. Flocas, H. A., et al. (2010). On cyclonic tracks over the eastern Mediterranean. *Journal of Climate*, 23(19), 5243-5257.
16. Higgins, R. W., & Mo, K. C. (1997). Persistent North Pacific circulation anomalies and the tropical intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, 10(2), 223-244.
17. Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
18. Hurrell, J. W., & van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301-326.
19. Kamimera, H., Mori, S., Yamanaka, M. D., & Syamsudin, F. (2012). Modulation of Diurnal Rainfall Cycle by the Madden-Julian Oscillation Based on One-Year Continuous Observations with a Meteorological Radar in West Sumatera. *Scientific online letters on the atmosphere*, 8, 111-114.
20. Knutson, T. R., & Weickmann, K. M. (1987). 30-60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Monthly Weather Review*, 115(7), 1407-1436.
21. Lau, K. M., & Phillips, T. J. (1986). Coherent Fluctuations of Extratropical Geopotential Height and Tropical Convection in Intraseasonal Time Scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(11), 1164-1181.
22. Madden, R. A., & Julian, P. R. (1971). Detection of a 40-50-day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(5), 702-708.
23. Maheras, P., Flocas, H. A., Patrikas, I., & Anagnostopoulou, C. H. R. (2001). A 40-year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*, 21(1), 109-130.
24. Nasr-Esfahany, M. A., Ahmadi-Givi, F., & Mohebalhojeh, A. R. (2011). An energetic view of the relation between the Mediterranean storm track and the North Atlantic Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 749-756.
25. Nasuno, T. (2019). Moisture Transport over the Western Maritime Continent during the 2015 and 2017 YMC Sumatra Campaigns in Global Cloud-System-Resolving Simulations. *Scientific online letters on the atmosphere*, 15, 99-106.
26. Nazemosadat, M. J., & Ghasemi, A. R. (2004). Quantifying the ENSO-Related Shifts in the Intensity and Probability of Drought and Wet Periods in Iran. *Journal of Climate*, 17, 4005-4018.
27. Nissen, K., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., Ulbrich, S., & Ulbrich, U. (2010). Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends

- and links to large-scale patterns. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(7), 1379-1391.
28. Orlanski, I., & Katzfey, J. J. (1991). The life cycle of a cyclone wave in the southern hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, 1972-1998.
29. Orlanski, I., & Sheldon, J. P. (1993). A case of downstream baroclinic development over western North America. *Monthly. Weather. Review*, 121, 2929-2950.
30. Pagano, T. C., Mahani, S. H., Nazemosadat, M. J., & Sorooshian, S. (2003). Review of Middle Eastern hydroclimatology and Seasonal teleconnections. *Iranian journal of science and technology*, 27, 95-109.
31. Plumb, R. A. (1986). Three-dimensional propagation of transient quasigeostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 1657-1678.
32. Rodwell, M. J., Rowell, D. P., & Folland, C. K. (1999). Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320-323.
33. Shi, J. J., Tao, W. K., Matsui, T., Cifelli, R., Hou, A., Lang, S., Tokay, A., Wang, N. Y., Peters-Lidard, C., Skofronick-Jackson, G., & Petersen, W. (2010). WRF simulations of the 20-22 January 2007 snow events over eastern Canada: Comparison with in situ and satellite observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(11), 2246-2266.
34. Takaya, K., & Nakamura, H. (2000). A formulation of a phase-independent wave activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 608-627.
35. Takemi, T., & Unuma, T. (2019). Diagnosing Environmental Properties of the July 2018 Heavy Rainfall Event in Japan. *Scientific online letters on the atmosphere*, 15, 60-65.
36. Tartaglione, C. A., Smith, S. R., & O'Brien, J. J. (2003). ENSO impact on hurricane landfall probabilities for the Caribbean. *Journal of Climate*, 17, 2925-2931.
37. Teng, K. C., Malonet, E., & Barnes, E. (2019). The Consistency of MJO teleconnection patterns: An explanation using linear rossby wave theory. *Journal of Climate*, 32(2), 531-548.
38. Wallace, J. M., & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109(4), 784-812.
39. Wang, Z., & Yang, S. (2018). Teleconnection between Summer NAO and East China Rainfall Variations: A Bridge Effect of the Tibetan Plateau. *Journal of Climate*, 31, 6433-6444.
40. Wu, P., Arbain, A. A., Mori, S., Hamada, J. I., Hattori, M., Syamsudin, F., & Yamanaka, M. D. (2013). The Effects of an Active Phase of the Madden-

- Julian Oscillation on the Extreme Precipitation Event over Western Java Island in January 2013. *Scientific online letters on the atmosphere*, 9, 79-83.
41. Zhang, P., Wand, B., & Wu, Z. (2019). Weak ElNiño and winter climate in the Mid -to High latitudes of Eurasia. *Journal of Climate*, 32(2), 405-421.

