



Synoptic-dynamic analysis of extreme precipitation cases in Western and Southwestern Iran

Khani Temeliyeh, H.¹ | Gharaylou, M.¹ | Mirzaei, M.¹

1. Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: gharaylo@ut.ac.ir

(Received: 28 Feb 2026, Revised: 23 May 2026, Accepted: 30 June 2026, Published online: 5 Sep 2026)

Summary

Extreme precipitation refers to intense rainfall events in which the amount of precipitation far exceeds normal levels and shows significant statistical anomalies. These events often lead to destructive consequences such as flash floods, soil erosion, and severe damage to civil infrastructure. The southwest region of Iran, due to its natural structures and the presence of major constructions such as dams, is highly exposed to the hazards caused by these rainfall events. Therefore, understanding the synoptic and dynamic factors influencing the formation of such rainfall events can be of great importance. In this study, extreme precipitation events were identified using daily data from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) with a horizontal resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ for the western and southwestern regions of Iran over the ten-year period from 2013 to 2022. By setting the 95th percentile as the threshold for extreme precipitation, three case studies were selected based on the highest frequency and spatial coverage of grid points: November 23–25, 2014 (first), November 14–16, 2018 (second), and November 11–13, 2020 (third). In the next step, to conduct the synoptic and dynamic analysis of the three case studies, ERA5 reanalysis data with a horizontal resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ were used. For the synoptic analysis, maps of mean sea level pressure (MSLP), temperature, specific humidity, and wind vectors at the 700 hPa level, geopotential height along with wind vectors at the 500 hPa level, and wind vectors at the 200 hPa level were presented. The dynamic analysis was carried out using the quasi-geostrophic omega equation in the form of the Q vector, which includes three forcings for upward motions: Q -vector divergence, diabatic heating, and the beta effect. The effects of these forcings on vertical velocity at different atmospheric levels, including 700, 500, and 200 hPa, were analyzed.

The results of the synoptic analysis indicated that three elements—a deep cold trough, moisture transport from the south, and the strengthening of the subtropical jet stream—were present during the occurrence of extreme precipitation in all three case studies. Nevertheless, their synoptic patterns exhibit differences, particularly in the mechanisms of initiation. In the first and second case studies, the simultaneous intensification of surface low pressure and the upper-tropospheric jet acted as the main driver, whereas in the third case study, the removal of blocking through the breakdown of a surface high-pressure ridge served as the primary prerequisite for the integration of activating factors. Finally, in all three case studies, the breakdown stage of the system occurs through the rapid eastward displacement of activating factors and the disconnection from the moisture source. The results of the dynamic analysis also showed that at the 700 hPa level, for the first and second case studies, the diabatic heating term was dominant and played a fundamental role in dynamic ascent over southwestern Iran. At the 500 hPa level, strong ascent continued in all three case studies, with the roles of Q -vector divergence and diabatic heating being evident; however, in the third case study, the effect of Q -vector divergence was dominant.

Keywords: diabatic heating, extreme precipitation, omega equation, Q vector, vertical velocity.

Cite this article: Khani Temeliyeh, H., Gharaylou, M., & Mirzaei, M. (2026). Synoptic-dynamic analysis of extreme precipitation cases in Western and Southwestern Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 52(2), 375-395. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.411940.1007762>

E-mail: (1) h.khani717@ut.ac.ir | mirzaeim@ut.ac.ir



© Authors Retain the Copyright and Full Publishing Rights.

Publisher: University of Tehran Press.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.411940.1007762>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

تحلیل همدیدی-دینامیکی موردی بارش‌های فرین در منطقه غرب و جنوب غرب ایران

حسن خانی تملیه^۱ | مریم قرایلو^۱ ✉ | محمد میرزائی^۱

۱. گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: gharaylo@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۴/۱۲/۹، بازنگری: ۱۴۰۵/۳/۲، پذیرش نهایی: ۱۴۰۵/۴/۹، انتشار آنلاین: ۱۴۰۵/۶/۱۴)

چکیده

در این پژوهش برای شناسایی بارش‌های فرین از داده‌های GPCP با تفکیک افقی $1^\circ \times 1^\circ$ برای منطقه غرب و جنوب غرب ایران طی دوره ده ساله ۲۰۱۳ تا ۲۰۲۲ استفاده شده است. با استفاده از آستانه صدک ۹۵، به ترتیب سه مورد مطالعاتی در ماه نوامبر سال‌های ۲۰۱۴، ۲۰۱۸ و ۲۰۲۰ بر مبنای بیشترین فراوانی و پوشش نقاط شبکه‌ای انتخاب شدند. برای انجام تحلیل همدیدی و دینامیکی، از داده‌های ERA5 با تفکیک افقی $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ استفاده شد. در تحلیل همدیدی، نقشه‌های فشار میانگین تراز دریا، دما، رطوبت ویژه و بردار باد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیلی به همراه بردار باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بردار باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال ترسیم شدند. تحلیل دینامیکی نیز با کمک معادله اُمگای شبه‌زمینگرد به صورت بردار Q انجام شد که شامل سه واداشت واگرایی بردار Q ، گرمایش بادررو و بتا است. اثر این واداشت‌ها بر سرعت قائم در ترازهای مختلف جو شامل ۷۰۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال تحلیل شدند. نتایج تحلیل همدیدی نشان داد که ناوه سرد عمیق، انتقال رطوبت جنوبی و تقویت جریان‌های جنب‌حاره‌ای در هر سه مورد حضور دارد. فروپاشی سامانه در هر سه مورد با حرکت شرق‌سو و قطع منابع رطوبت رخ می‌دهد. از نظر دینامیکی، در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، جمله گرمایش بادررو در مورد اول و دوم غالب بوده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نقش واگرایی بردار Q و گرمایش بادررو مشهودتر است، هرچند نقش واگرایی بردار Q در مورد سوم شاخص‌تر است.

واژه‌های کلیدی: بارش فرین، بردار Q ، سرعت قائم، گرمایش بادررو، معادله امگا.

۱. مقدمه

در ارتباط با بارش‌های فرین مطالعات زیادی انجام شده است که به برخی از آنها اشاره می‌شود. اگل و همکاران (۲۰۱۹) تحلیل دینامیکی از رخداد بارش شدید در شمال شرق ایالات متحده براساس الگوهای هواشناسی بزرگ‌مقیاس انجام دادند. آنها نشان دادند انتقال رطوبت یکپارچه، همگرایی رطوبت ترازهای زیرین و ردسپهر، کمر بند گرم انتقالی و واداشت شبه‌زمینگرد از عوامل مهم تفاوت بین روزهای با و بدون بارش شدید هستند. نی و فان (۲۰۱۹) از معادله اُمگای شبه‌زمینگرد برای مطالعه تأثیر واداشت‌های دینامیکی و بادررو بر شدت بارش‌های رویدادهای منطقه‌ای استفاده کردند. آنها دریافتند که برای رویدادهایی در جنوب شرقی ایالات متحده نقش فرارفت تاوایی در ترازهای زیرین و ردسپهر نسبت به فرارفت هوای

بارش فرین به بارندگی‌های شدیدی گفته می‌شود که در مدت‌زمان کوتاه، میزان آب حاصل از آنها بسیار بیشتر از حد معمول است و می‌تواند به سیل و خسارات جدی منجر شود (فاولر و همکاران، ۲۰۲۱). رویدادهای بارش فرین منطقه‌ای، در عرض‌های میانی و معمولاً با پریشیدگی‌های همدیدی خاصی مرتبط هستند که بر گردش‌های زمینه با تغییرات آهسته اعمال می‌شوند. این آشفتگی‌ها با ایجاد صعود دینامیکی، شرایط ناپایداری را در لایه‌بندی جو فراهم کرده و همرفت عمیق را تحریک می‌کنند. آزادسازی گرمای نهان حاصل از میعان بخار آب درون ابرها، انرژی لازم برای تداوم و تشدید این آشفتگی‌ها را فراهم می‌آورد و در نتیجه شدت و گستره بارش افزایش می‌یابد (نی و فان، ۲۰۱۹).

استناد: خانی تملیه، حسن؛ قرایلو، مریم و میرزائی، محمد (۱۴۰۵). تحلیل همدیدی-دینامیکی موردی بارش‌های فرین در منطقه غرب و جنوب غرب ایران. مجله فیزیک زمین و

فضا، ۵۲(۳)، ۳۷۵-۳۹۵. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.411940.1007762>

رایانامه: (۱) mirzaeim@ut.ac.ir | h.khani717@ut.ac.ir



ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.411940.1007762>

جنوبی پرداختند. تحلیل آنها نشان داد که در هر دو رویداد، تغییرات باد (مؤلفه دینامیکی) نقش حیاتی ایفا کرده است که عمدتاً به جابه‌جایی شمال‌سو یا غرب‌سوی پرفشار جنب‌حاره‌ای نسبت داده می‌شود. از طرف دیگر، محتوای رطوبت (مؤلفه ترمودینامیکی) تقریباً ۳۰ درصد از بارندگی را فقط برای یک دوره تشکیل می‌دهد.

در ایران نیز مطالعات زیادی در مورد بارش‌های فرین انجام شده است که برای مثال، می‌توان به مطالعه میریان و همکاران (۱۳۹۹) اشاره کرد که به شناخت الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی بارش‌های سنگین فراگیر زمستانه ایران طی یک دوره خاص پرداخته بودند، آنها بر اهمیت دینامیک ترازهای میانی و زیرین وردسپهر برای تقویت حرکت‌های صعودی تأکید دارند و به‌طور خاص به افزایش تاوایی پتانسیلی در ترازهای ۵۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال اشاره می‌کنند. مرتضی‌پور و همکاران (۱۴۰۱) نیز مقادیر بردار Q و همگرایی آن در ترازهای فشاری مختلف را بررسی کردند و بر اهمیت تحلیل واگرایی بردار Q به‌عنوان عامل دینامیکی کلیدی برای رخداد بارش‌های سنگین تأکید دارند.

مطالعه بارش فرین از جنبه‌های متفاوت حائز اهمیت است و می‌توان آن را در مقیاس‌های مختلف هواشناسی از جمله بزرگ‌مقیاس، میان‌مقیاس و حتی منطقه‌ای مورد پژوهش قرار داد. بارش فرین می‌تواند آلاینده‌های میکروبی در رواناب را افزایش دهد و بر سلامت عمومی تأثیر بگذارد (پارکر و همکاران، ۲۰۱۰) و به محصولات کشاورزی آسیب وارد کند (روزنزویگ و همکاران، ۲۰۰۲). همچنین رواناب ناشی از بارش فرین می‌تواند آلاینده‌هایی مثل آفت‌ها، کودها و رسوبات را به مناطق آبی منتقل کند که منجر به کاهش کیفیت آب می‌شود و زندگی آبزیان را به‌خطر می‌اندازد (کارپنتر و همکاران، ۲۰۱۸). مطالعه این رویدادها در منطقه جنوب غرب ایران به‌علت وجود سدهای مختلف که هم می‌تواند از نظر تولید انرژی فرصت و هم از نظر سیلاب تهدید به‌شمار آید، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (پگاه‌فر و همکاران، ۲۰۲۲؛ احمدلو و همکاران، ۲۰۲۲؛ علی‌بیگی و همکاران، ۲۰۲۶). بارش‌های فرین

گرم غالب‌تر است. دای و نی (۲۰۲۰) با تفکیک معادله امگای شبه‌زمینگرد به مؤلفه‌های دینامیکی و بادررو، یک دیدگاه بازخورد بادررو به واداشت دینامیکی ارائه کردند. در این دیدگاه، گرمایش بادررو یک بازخورد مثبت به واداشت دینامیکی در مقیاس بزرگ حرکت قائم است. آنها تأکید داشتند که توزیع مکانی بارش به‌دلیل واداشت دینامیکی شبیه توزیع بارش شدید در عرض‌های میانی است.

با توجه به این که ترکیب جملات در معادله امگا تا حدودی همدیگر را خنثی می‌کنند، معادله امگا بر مبنای بردار Q تعریف می‌شود که شامل سه واداشت واگرایی بردار Q ، گرمایش بادررو و بتا است (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). محاسبه بردار Q و تهیه محصولات خروجی آن می‌تواند برای پیش‌بینی‌های جوی و اعلام هشدارهای مربوط به بارش‌های سنگین جوی بسیار کاربردی باشد (بلواشتاین، ۱۹۹۲). پارک و همکاران (۲۰۲۱) نقش ناوه کژفشار در واداشت حرکت‌های قائم در طی رخداد‌های بارش سنگین تابستانی در کره جنوبی را مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که اهمیت نسبی واداشت‌های واگرایی بردار Q و بادررو در هدایت حرکت قائم در مرحله توسعه بارش‌های سنگین قابل مقایسه هستند. با این حال، واداشت بادررو در مرحله بلوغ چرخند با افزایش سریع گرمای نهان اهمیت بیشتری دارد. میگلیتا و داوولیو (۲۰۲۲) واداشت‌های دینامیکی مربوط به بارش‌های سنگین ایتالیا را مورد پژوهش قرار دادند، آنها با استفاده از مدل‌های مفهومی و از طریق شناسایی ویژگی‌های بازگشتی میان‌مقیاس دریافتند که همگرایی در ترازهای زیرین وردسپهر باعث ایجاد همرفت بر روی دریا می‌شود. آیو و همکاران (۲۰۲۴) نشان دادند که رخداد‌های بارش شدید در مناطق مختلف می‌توانند تحت تأثیر سازوکارهای متفاوتی مانند سرعت قائم، آب بارش شو و انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی قرار گیرند. این نتیجه بر اهمیت بررسی هم‌زمان عوامل دینامیکی و ترمودینامیکی در تحلیل بارش‌های فرین تأکید دارد. اوه و همکاران (۲۰۲۴) به شناسایی سهم دینامیکی و ترمودینامیکی در دو رویداد عمده بارندگی شدید در کره

حداقل ۱۰ و حداکثر ۳۱ درصد از بارش های سالانه را در گستره غرب ایران تشکیل می دهند که مقادیر حداقل آن بر منطقه آذربایجان و مقادیر حداکثر بر جنوب استان های ایلام و لرستان منطبق می باشد (جهانبخش اصل و همکاران، ۱۳۹۹). با توجه به رخداد چنین بارش هایی، واکاوی این پدیده ها از دیدگاه دینامیکی و همدیدی و شناخت عوامل مؤثر در شکل گیری آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. در این پژوهش با بررسی بارش های رخ داده در غرب و جنوب غرب ایران طی دوره ده ساله ۲۰۱۳ تا ۲۰۲۲، چند مورد بارش فرین انتخاب می شود. سپس برای این موارد، تحلیل همدیدی و دینامیکی با استفاده از صورت بردار Q معادله امگا ارائه می شود. وجه تمایز این پژوهش، محاسبه واداشت گرمایش بادررو ناشی از آزاد شدن گرمای نهان است که نقش غالب تری نسبت به سایر واداشت های معادله امگا بر سرعت قائم در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال دارد. ساختار مقاله حاضر به این صورت است که در بخش دوم روش انجام پژوهش، در بخش سوم نتایج و در بخش چهارم نتیجه گیری پژوهش ارائه می شود.

۲. روش انجام پژوهش

۱-۲. شناسایی رخداد های فرین

به منظور تعیین بارش های فرین در منطقه غرب و جنوب غرب ایران، از داده های GPCP با تفکیک افقی $1^\circ \times 1^\circ$ طی دوره ده ساله ۲۰۱۳-۲۰۲۲ استفاده شد. این داده ها با تلفیق برآوردهای ماهواره ای و مشاهدات باران سنجی، یکی از منابع معتبر جهانی برای تحلیل تغییر پذیری بارش و رخداد های حدی محسوب می شوند و در مطالعات متعدد برای بررسی بارش های روزانه و فرین به کار رفته است (برای مثال، هافمن و همکاران، ۲۰۰۹؛ آدلر و همکاران، ۲۰۱۸؛ کیان جم و همکاران، ۲۰۲۶). برای تعیین رخداد های بارش فرین در هر نقطه شبکه ای منطقه مورد نظر با مختصات جغرافیایی 34°N - 25°N و 46°E - 54°E صدک ۹۵ بارش روزانه به عنوان آستانه بارش فرین در نظر گرفته شد. به نحوی که مقادیر بارش روزانه بیش از این

آستانه، بارش فرین در هر نقطه شبکه ای را نشان می دهد. بعد از مشخص شدن روز هایی دارای بارش فرین، به کمک تحلیل های آماری ماهانه، فصلی و سالیانه برای دو حالت با و بدون احتساب نقاط شبکه ای سه مورد مطالعاتی بارش فرین بر اساس معیارهای سه گانه: ۱) بالاترین فراوانی رخداد، ۲) بیشترین پوشش جغرافیایی نقاط شبکه ای و ۳) تداوم زمانی رویداد انتخاب شدند: مورد اول روز های ۲۳ تا ۲۵ ماه نوامبر سال ۲۰۱۴، مورد دوم روز های ۱۴ تا ۱۶ ماه نوامبر سال ۲۰۱۸ و مورد سوم روز های ۱۱ تا ۱۳ ماه نوامبر سال ۲۰۲۰. انتخاب هر سه رخداد در ماه نوامبر تصادفی نبوده، بلکه بر اساس نتایج تحلیل آماری رخداد های فرین و با هدف امکان مقایسه بهتر ساز و کار های مؤثر بر آنها، در شرایط فصلی مشابه انجام شده است.

۲-۲. روش تحلیل همدیدی و دینامیکی

بعد از انتخاب موارد مطالعاتی، عوامل شکل گیری رخداد های بارش فرین انتخاب شده از دیدگاه همدیدی و دینامیکی با استفاده از داده های ERA5 با تفکیک افقی $25^\circ \times 25^\circ$ بررسی شده اند. مزیت اصلی این داده ها نسبت به داده های باز تحلیل دیگر، تفکیک مکانی بالاتر آن است که می تواند جزئیات بسیار دقیق تری از پدیده های جوی در مقیاس زیر شبکه ای را ثبت کند (هرسباخ و همکاران، ۲۰۲۰). با استفاده از داده های بارش کل برگرفته از داده های ERA5، زمان وقوع بیشینه بارش برای موارد اول و دوم مطالعاتی به ترتیب در ساعت UTC ۰۰ روز های ۲۵ و ۱۶ نوامبر و برای مورد سوم در ساعت UTC ۰۶ روز ۱۳ نوامبر تعیین شد. برای تحلیل همدیدی موردهای مطالعاتی، از فشار میانگین تراز دریا برای پیدا کردن موقعیت مراکز کم فشار و پرفشار استفاده شد و همچنین به منظور تعیین فرارفت های دما و رطوبت، کمیت های دما، رطوبت ویژه و بردار باد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال ترسیم شدند. از ترسیم پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز برای بررسی موقعیت ناو ها و پشته ها در تراز میانی و بردار باد برای تعیین فرارفت تاوایی در این تراز استفاده شد. در

ERA5 استخراج شده است. همچنین مؤلفه‌های بردار Q نیز به صورت زیر بیان می‌شوند (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳):

$$Q \equiv (Q_1, Q_2) = \left(-\frac{R_d}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla T, -\frac{R_d}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla T \right) \quad (۴)$$

که Q_1 و Q_2 دو مؤلفه بردار Q و $\mathbf{V}_g$ بردار افقی باد زمینگرد است که از رابطه زیر تعیین می‌شود (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳):

$$\mathbf{V}_g = \frac{1}{f_0} \mathbf{k} \times \nabla \Phi \quad (۵)$$

در اینجا، Φ میدان ژئوپتانسیل است که از داده‌های ERA5 استخراج می‌شود و $\mathbf{k}$ بردار یکه در راستای قائم است. مشتقات در سه راستای مداری، نصف‌النهاری و قائم در روابط (۱) الی (۵) با روش عددی تفاضل متناهی مرتبه دوم در درون شبکه مورد مطالعه و پیش‌رو و پس‌رو بر روی مرزهای شبکه انجام شده است. لازم به ذکر است تفکیک بالای داده‌های ERA5، باعث اینجا نویز (noise) در محاسبه میدان باد زمینگرد می‌شود که برای رفع آن از یک پالایه خطی ۹ نقطه‌ای به صورت زیر (برای مثال، شاپیرو، ۱۹۷۵) در دو راستای x و y در هر نقطه شبکه‌ای استفاده شده است:

$$\Phi_{i,j}^f = \Phi_{i,j} + \left(\frac{S_1}{4.0} \right) (\Phi_{i-1,j} + \Phi_{i+1,j} + \Phi_{i,j-1} + \Phi_{i,j+1} - 4\Phi_{i,j}) + \left(\frac{S_2}{4.0} \right) (\Phi_{i+1,j-1} + \Phi_{i+1,j+1} + \Phi_{i-1,j-1} + \Phi_{i-1,j+1} - 4\Phi_{i,j}) \quad (۶)$$

در اینجا Φ^f میدان ژئوپتانسیل پس از اعمال پالایه، $S_1 = 0.5$ و $S_2 = 0.25$ است. اعمال این پالایه بر روی Φ سبب هموار شدن آن شده، ساختارهای کوچک‌تر از مقیاس همدیدی را حذف می‌کند.

مطابق معادله (۱)، سه واداشت واگرایی بردار Q ($-2\nabla \cdot \mathbf{Q}$)، گرمایش بادررو ($-\frac{\kappa}{p} \nabla^2 J$) و بتا ($f_0 \beta_0 \frac{\partial v_g}{\partial p}$) بر سرعت قائم تاثیرگذارند. به طور کلی تحلیل مقیاس جملات سمت راست معادله (۱) در مقیاس همدیدی برای یک سامانه بارشی نشان می‌دهد که جملات واگرایی و گرمایش بادررو از مرتبه بزرگی 10^{-10} و جمله بتا دارای

نهایت، برای یافتن موقعیت و شدت جریان‌های جتی، از میدان سرعت باد افقی و بردار آن در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. شکل‌های مربوط به تحول همدیدی سه مورد مطالعاتی بارش فرین برای منطقه 0°E و 15°N ترسیم شده تا شامل تمام سیمای مهم همدیدی باشد.

برای تحلیل دینامیکی سه مورد رخداد بارش فرین مورد مطالعه، از صورت بردار Q معادله امگا استفاده می‌شود که از معادله زیر محاسبه می‌شود (هاسکینز و همکاران، ۱۹۷۸؛ هاسکینز و پدر، ۱۹۸۰؛ هولتون و حکیم، ۲۰۱۳):

$$\left(\sigma_0 \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2\nabla \cdot \mathbf{Q} + f_0 \beta_0 \frac{\partial v_g}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} \nabla^2 J \quad (۱)$$

که در آن ω سرعت قائم فشاری، p فشار و $\sigma_0 = -\left(\frac{1}{p_0}\right)\left(\frac{d \ln \theta_0}{dp}\right)$ پارامتر پایداری ایستایی است که به میانگین دمای پتانسیلی (θ_0) و چگالی هوای (ρ_0) روی سطوح فشار بستگی دارد. f_0 پارامتر کوریولیس بوده و میانگین آن در حوزه مورد مطالعه به کار می‌رود. β_0 گرادیان نصف‌النهاری پارامتر کوریولیس است که با عرض جغرافیایی تغییر می‌کند. v_g مؤلفه نصف‌النهاری باد زمینگرد، $\kappa = R_d / c_{pd}$ به ازای R_d ثابت گازها برای هوای خشک و c_{pd} ظرفیت گرمای ویژه در فشار ثابت برای هوای خشک و J آهنگ گرمایش بادررو در واحد جرم است که متأثر از سه عامل تابش، آزاد شدن گرمای نهان از طریق همرفت و رسانش است که رسانش در جو بسیار ضعیف است. همچنین در مقیاس زمانی همدیدی اثر واداشت تابشی خیلی کوچک است، بنابراین تنها عامل آزاد شدن گرمای نهان در جمله گرمایش بادررو مهم بوده که از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$J = \frac{c_{pd} T}{\theta} \frac{d\theta}{dt} \quad (۲)$$

که T دما، θ دمای پتانسیلی و

$$\frac{d\theta}{dt} = \omega \left[\frac{d\theta}{dp} - \frac{\Gamma_m}{\Gamma_d} \left(\frac{\theta}{\theta_e} \right) \frac{d\theta_e}{dp} \right] \quad (۳)$$

است (امانوئل و همکاران، ۱۹۸۷؛ حقیقت‌نسب و همکاران، ۲۰۲۰) که در آن Γ_m و Γ_d آهنگ اُفت بی‌درروی دما به ترتیب برای هوای مرطوب و خشک را نشان می‌دهند و θ_e دمای پتانسیلی هم‌ارز است. ω در رابطه (۳) از داده‌های

شرط مرزی لحاظ می‌کنند، ضروری است که از اهداف پژوهش حاضر نیست.

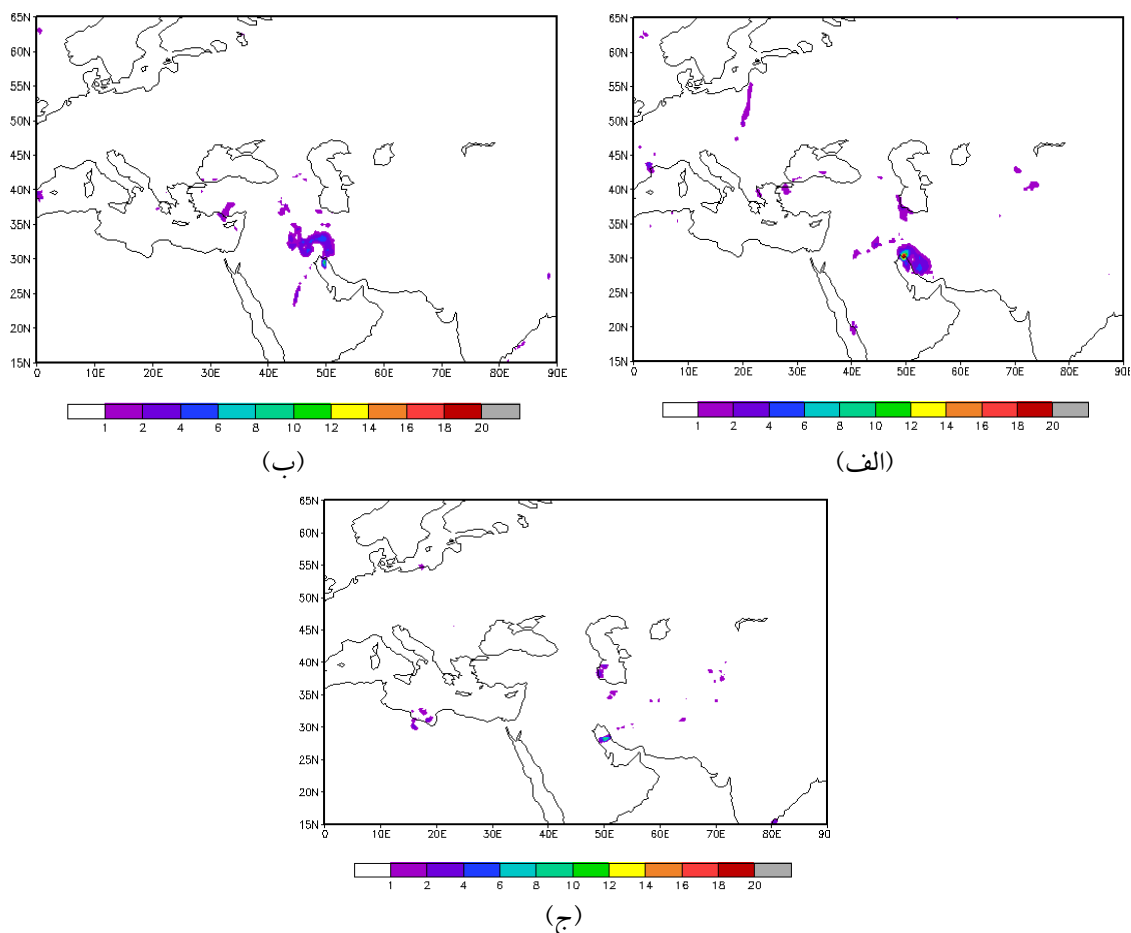
۳. نتایج

۳-۱. تحلیل همدیدی

شکل ۱ مقدار بیشینه بارش ساعتی برای هریک از موارد مطالعاتی را نمایش می‌دهد. در این شکل مقادیر بارش زیر یک میلی‌متر در ساعت با رنگ سفید نشان داده شده است. در شکل ۱-الف، مقدار بارش ساعتی برای مورد مطالعاتی اول در ساعت UTC ۰۰ روز ۲۵ نوامبر را برای محدوده غرب و جنوب غرب ایران (۴۸ تا ۵۲ درجه شرقی و ۲۶ تا ۳۲ درجه شمالی) نشان می‌دهد. مطابق این شکل، بیشترین میزان بارش در جنوب استان خوزستان (۴۹ تا ۵۱ درجه شرقی و ۲۹ تا ۳۱ درجه شمالی) اتفاق افتاده است که دارای مقادیری در بازه ۶ تا ۲۰ میلی‌متر است. این امر با تعریف بارش فرین از دیدگاه سازمان جهانی هواشناسی (WMO) که بیان می‌دارد اگر میزان بارش در یک ساعت از ۴ میلی‌متر بیشتر باشد بارش شدید است، مطابقت دارد. در شکل ۱-ب منطقه بارشی برای مورد مطالعاتی دوم در ساعت UTC ۰۰ روز ۱۶ نوامبر در ناحیه جغرافیایی ۴۲ تا ۵۲ درجه شرقی و ۲۷ تا ۳۴ درجه شمالی رخ داده است که حداکثر مقدار بارش برای این مورد مطالعاتی بر فراز دریای خلیج فارس (۴۹ تا ۵۱ درجه شرقی و ۲۷ تا ۲۸ درجه شمالی) دارای مقادیری در حدود ۴ تا ۸ میلی‌متر می‌باشد. در نهایت برای مورد مطالعاتی سوم (شکل ۱-ج)، مناطق بارش فرین را به صورت لکه‌های پراکنده‌ای از شمال غرب تا جنوب غرب ایران در ساعت UTC ۰۶ روز ۱۳ نوامبر نشان می‌دهد، در این شکل، بیشینه بارش در ناحیه‌ای با مختصات ۴۸ تا ۵۲ درجه شرقی و ۲۷ تا ۲۸ درجه شمالی و با مقادیری در حدود ۴ تا ۱۰ میلی‌متر وجود دارد.

مرتبه بزرگی ^{۱۲-۱۰} است که دو مرتبه از دیگر جملات کوچک‌تر است. از نظر بزرگی جملات واگرایی و گرمایش بادررو با هم رقابت می‌کنند. در بررسی الگوی جملات واگرایی و گرمایش بادررو، ساختار بسیار ریز و نوفه‌های غیرواقعی مشاهده شد که می‌تواند از مشتق‌گیری مرتبه دوم در این جملات حاصل شده باشد. برای حذف این ساختارهای ریزمقیاس و نمایش درست ساختارهای مقیاس همدیدی، پالایه معرفی شده بر روی دو جمله واگرایی و گرمایش بادررو نیز اعمال شده است که کاربست این پالایه در معادله امگا فرض شبه‌زمینگرد را حفظ می‌کند. شکل‌های حاصل از محاسبات واداشت‌های سمت راست معادله (۱) طی تحول سه مورد مطالعاتی بارش فرین برای منطقه 25°E - 65°E و 50°N - 20°N ترسیم شده‌اند تا بتوان تغییرات این جملات را با تمرکز بیشتر بر منطقه ایران بررسی کرد. همچنین تحلیل دینامیکی اثرات جملات واگرایی، گرمایش بادررو و بتا و مجموع آنها به همراه کمیت‌های w و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۷۰۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال ارائه می‌شود.

از دیگر واداشت‌های مهم مؤثر بر سرعت قائم، کوهساری است که در صورت بردار Q معادله امگا (معادله ۱) هیچ جمله صریحی برای واداشت کوهساری وجود ندارد. در این چارچوب، سرعت قائم از همگرایی بردارهای Q که تابعی از میدان‌های باد زمینگرد و گرادیان‌های دما هستند، تعیین می‌شود. بنابراین، اثر کوهساری تنها به صورت غیرمستقیم از طریق تغییر میدان‌های باد و دما در نتایج منعکس می‌شود و امکان تفکیک یا تعیین سهم مستقل واداشت کوهساری در سرعت قائم با استفاده از معادله (۱) و داده‌های ERA5 وجود ندارد. برای برآورد کمی این اثر، انجام آزمایش‌های حساسیت با مدل‌های عددی (مانند حذف یا کاهش ارتفاع کوهساری) یا استفاده از روش‌هایی که واداشت کوهساری را به طور صریح در معادلات یا



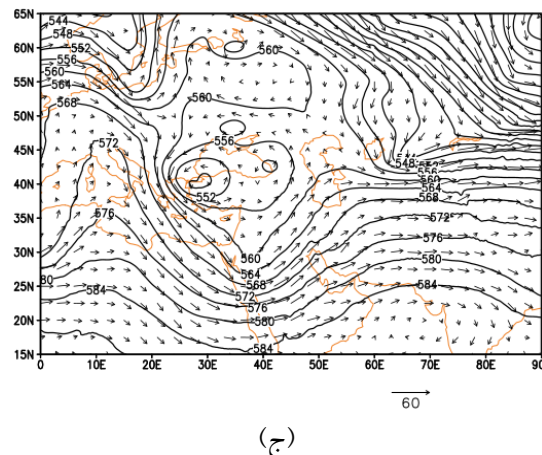
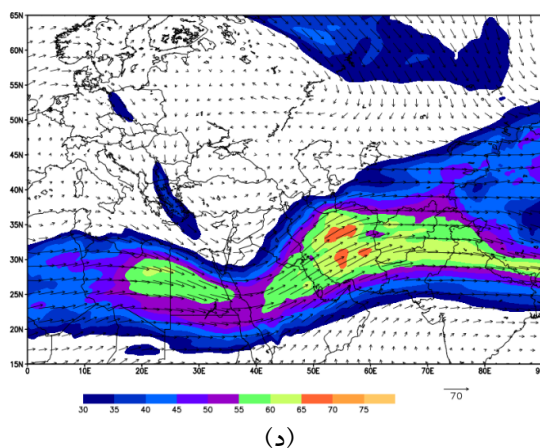
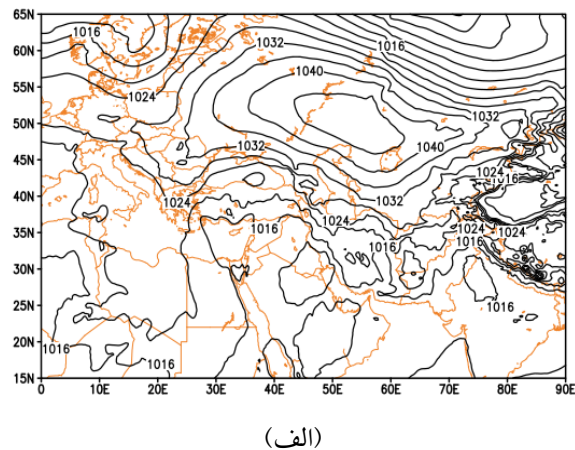
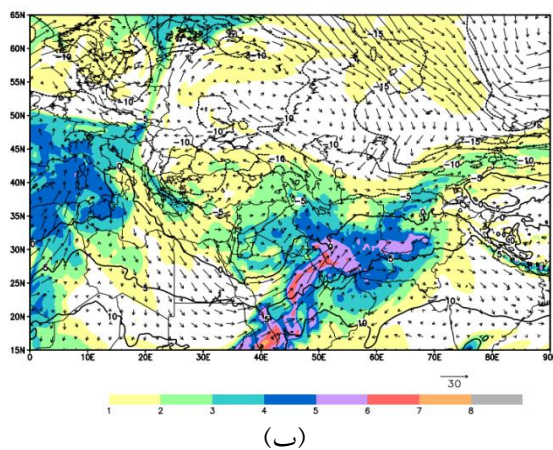
شکل ۱. توزیع بارش کل (تجمعی یک-ساعته؛ سایه‌روشن رنگی با واحد mm) برای مورد مطالعاتی (الف) اول در ۰۰ UTC روز ۲۵ نوامبر ۲۰۱۴، (ب) دوم در ۰۰ UTC روز ۱۶ نوامبر ۲۰۱۸ و (ج) سوم در ۰۶ UTC روز ۱۳ نوامبر ۲۰۲۰.

نشان‌دهنده تشدید شیو فشار و افزایش تندی باد سطحی است. این تغییر سبب تقویت صعود هوا در بخش کم‌فشار و افزایش پتانسیل بارش شده است. در شکل ۲-ب، ناوه با هسته سرد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نسبت به ۱۲ ساعت قبل، عمیق‌تر و گسترده‌تر شده و محور آن تا روی ایران کشیده شده است. دما در مرکز ناوه به مقادیر کمتر از ۱۵- درجه سلسیوس کاهش یافته است. در شرق ناوه، جریان قوی جنوبی-جنوب‌غربی تقویت شده و انتقال رطوبت از دریای سرخ و خلیج فارس به سمت ایران شدت بیشتری پیدا کرده است. نقشه رطوبت ویژه نشان‌دهنده افزایش این مقادیر در محدوده ۵ تا ۷ گرم بر کیلوگرم است که به صورت یک نوار متمرکز بر روی خلیج فارس، جنوب و مرکز ایران گسترش یافته است و نسبت به ۱۲ ساعت قبل افزایش یافته است. همگرایی این رطوبت با هوای سرد غربی، شرایط را برای وقوع بارش‌های فرین در جنوب و

تحلیل همدیدی با بررسی نقشه‌های زمان رخداد بیشینه بارش موارد مطالعاتی انجام می‌شود و نتایج با ۱۲ ساعت قبل و بعد از آن مقایسه می‌شود. برای پرهیز از طولانی شدن متن، شکل‌های این دو زمان ارائه نمی‌شود. شکل ۲ نقشه‌های ترازهای مختلف جو برای سامانه مطالعاتی اول هنگام رخداد بیشینه بارش را در زمان UTC ۰۰ روز ۲۵ نوامبر ۲۰۱۴ نشان می‌دهد. در نقشه فشار تراز دریا برای زمان وقوع رخداد (شکل ۲-الف)، یک سامانه کم‌فشار توسعه یافته‌تر در جنوب غرب آسیا مشهود است. مرکز این کم‌فشار حدود ۱۰۰۸ هکتوپاسکال بوده و بر روی عراق و غرب ایران قرار دارد. در مقابل، سامانه پرفشار عرض‌های بالاتر (با فشار مرکزی ۱۰۴۴ هکتوپاسکال) کمی به عرض‌های پایین‌تر (جنوبی‌تر) منتقل شده و کشیده‌تر شده است. افزایش تراکم پربندهای هم‌فشار در نواحی غرب و جنوب غرب ایران نسبت به ۱۲ ساعت قبل،

وردسپهر زبرین (تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال) و براساس شکل ۲-د، جت جنب‌حاره تقویت شده و هسته جت با سرعتی در حدود ۷۰ متر بر ثانیه بر روی شمال عربستان و جنوب ایران مستقر شده است. این جت نسبت به ۱۲ ساعت قبل قوی‌تر و به سمت شرق جابه‌جا شده است. موقعیت هسته جت به گونه‌ای است که واگرایی در سطوح زبرین وردسپهر (در ناحیه خروجی جت) با کم فشار سطحی و صعود لایه‌های میانی هم‌مکان شده است. این هم‌زمانی باعث تخلیه جرم در ترازهای زبرین وردسپهر، تقویت مکش در ستون جو و تشدید جریان صعودی می‌شود (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳)؛ فرایندی که در کنار رطوبت کافی، نقش کلیدی در تشدید بارش‌های فرین ایفا کرده است.

جنوب‌غرب ایران مهیا کرده است. بردارهای باد نیز نسبت به ۱۲ ساعت قبل، قوی‌تر شده‌اند. در این زمان طبق شکل ۲-ج، ناوه ارتفاعی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به ۱۲ ساعت عمیق‌تر شده و مرکز کم‌ارتفاع آن تا شرق مدیترانه و عراق امتداد یافته است و همچنین هسته‌های کم‌ارتفاع (حدود ۵۵۲ دکامتر) نیز تقویت شده‌اند. این وضعیت نشان‌دهنده نفوذ عمیق‌تر هوای سرد از عرض‌های شمالی است. در غرب و جنوب‌غرب ایران شیو پربندهای هم‌ارتفاع بیشتر شده و سرعت باد در اطراف ناوه افزایش یافته است. این شرایط موجب صعود دینامیکی قوی‌تر و در نتیجه افزایش ناپایداری و بارش می‌شود. جهت بردارهای باد در این زمان (مشابه ۱۲ ساعت قبل) برای غرب و جنوب‌غرب ایران، جنوب‌غربی-شمال شرقی هستند. در



شکل ۲. نقشه‌های (الف) فشار میانگین تراز دریا (پربندهای مشکی با فاصله پربندی ۴ hPa)، (ب) دما (پربندهای مشکی با فاصله پربندی ۵ درجه سلسیوس)، رطوبت ویژه (سایه‌روشن رنگی با فاصله 1 gkg^{-1}) و بردار باد افقی (با یکای ms^{-1} بر مبنای مقیاس زیر شکل) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، (ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی (پربندهای مشکی با فاصله ۴ دکامتر) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و (د) سرعت باد افقی (سایه-روشن رنگی با فاصله 5 ms^{-1}) و بردار باد افقی (با یکای ms^{-1} بر مبنای مقیاس زیر شکل) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای ۰۰ UTC روز ۲۵ نوامبر ۲۰۱۴.

سمت جنوب و به‌طور خاص کشیده شدن آن به سمت مناطق جنوب‌غربی آسیا (خاورمیانه یا ایران)، حاکی از تأثیر یک سامانه بزرگ‌مقیاس است. ویژگی کلیدی که این ناوه را برجسته می‌سازد، وجود یک هسته سرد در مرکز و بخش شمالی آن است که نسبت به ۱۲ ساعت قبل تغییر کرده و برای یک سامانه بارشی شدید آماده می‌شود. محور ناوه در این تراز به سمت شرق حرکت می‌کند و بر فراز غرب ایران مستقر می‌شود که شرایط را برای همگرایی و صعود فراهم می‌سازد. هسته توده هوای سرد درون این ناوه تشدید شده و دمای آن به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد، به‌طوری‌که هسته مرکزی به محدوده دمایی ۱۵- درجه سلسیوس می‌رسد که می‌تواند بر افزایش ناپایداری اثر بگذارد. الگوی جریان باد افقی در اطراف ناوه در شکل ۳-ب، اطلاعات حیاتی در مورد فرارفت گرما و رطوبت را در اختیار ما قرار می‌دهد. در سمت غربی محور ناوه، که معمولاً در نقشه بر روی مناطقی مانند اروپای شرقی، دریای سیاه یا ترکیه قرار می‌گیرد، شاهد استقرار جریان بادهای شمالی-شمال غربی هستیم. این جهت باد که از عرض‌های جغرافیایی بالاتر و مناطق سردتر به سمت عرض‌های جنوبی‌تر می‌وزد، نشان‌دهنده فرارفت هوای سرد می‌باشد که کاهش دما و افزایش پایداری از پیامدهای آن است. در سمت شرقی محور ناوه، که بر روی شبه‌جزیره عربستان، دریای عرب، خلیج فارس و بخش‌های مرکزی و جنوبی ایران قرار دارد، الگوی جریان باد جنوبی-جنوب‌غربی غالب است. این جریان باد، که در تقابل با جریان سرد غربی قرار گرفته، نقش حیاتی در انتقال حجم عظیمی از هوا از عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر و مناطق گرم و مرطوب به سمت شمال ایفا می‌کند که بیانگر فرارفت هوای گرم است. فرارفت گرم به افزایش دما، افزایش رطوبت و توسعه ناپایداری منجر می‌شود.

همچنین وجود یک کانال عریض و عمیق از رطوبت بالا در نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-ب) مشهود است. این کانال از مناطق حاره‌ای، به‌طور مشخص از سواحل دریای سرخ و خلیج فارس، سرچشمه گرفته و به سمت شمال و شمال شرق، بر روی شبه‌جزیره عربستان، دریای عمان و

شکل ۳ الگوی سامانه مورد مطالعاتی دوم در هنگام وقوع رویداد فرین (ساعت UTC ۰۰ روز ۱۶ نوامبر سال ۲۰۱۸) را نشان می‌دهد. مطابق نقشه فشار تراز دریا (شکل ۳-الف)، یک الگوی دینامیکی غالب با دو سیمای اصلی قابل شناسایی است: یک گستره پرفشار قوی در شمال به‌صورت ساختاری چندهسته‌ای و یک مرکز کم‌فشار در جنوب نقشه که بر شرایط جوی منطقه ایران تأثیر می‌گذارند. پرفشار شمالی در عرض‌های ۵۲ تا ۵۷ درجه شمالی و ۴۵ تا ۶۰ درجه شرقی که نسبت به ۱۲ ساعت قبل نه تنها حفظ شده، بلکه تقویت شده و فشار آن به مقادیر بالاتر (۱۰۴۴ هکتوپاسکال) رسیده است. در این زمان، هسته پرفشار دیگری از این گستره پرفشار به‌عنوان یک سد عمل کرده و هوای سرد شمالی را پایدارتر می‌کند. این پرفشار، توده هوای سرد و پایدار را به سمت اروپای شمالی و روسیه هدایت کرده و بر آب و هوای این مناطق غالب است. کم-فشار جنوبی نیز نزدیک به ۲۰ درجه شمالی و ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی به‌گونه‌ای قرار گرفته که شدت آن به حدود ۱۰۱۲ هکتوپاسکال می‌رسد. این کم‌فشار، رطوبت و ناپایداری را در مناطق استوایی و جنب‌حاره‌ای پایین‌تر حفظ می‌کند، سامانه کم‌فشار در مناطق جنوب‌غربی (دریای سرخ یا مدیترانه شرقی) نسبت به ۱۲ ساعت قبل عمیق‌تر شده و فشار آن به زیر ۱۰۱۲ هکتوپاسکال کاهش می‌یابد. این کم‌فشار به سمت شمال شرق، یعنی به سمت غرب ایران، پیشروی می‌کند. این کاهش فشار، به همراه نزدیکی مرکز کم‌فشار جنوبی، نشان‌دهنده تقویت یافتن گردش چرخندی در ترازهای زیرین و ردسپهر است که محرک اصلی برای همگرایی هوای گرم و مرطوب از جنوب و هوای سردتر از شمال غرب محسوب می‌شود. هم‌زمان، استقرار یک هسته کم‌فشار (با مقدار ۱۰۱۶ هکتوپاسکال) بر روی منطقه، ضمن ایجاد شرایط گذرا، باعث وزش باد و نوسانات دمایی روزانه در منطقه شده است.

در شکل ۳-ب و در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، یک ناوه عمیق و گسترده در حدود ۳۳ درجه شمالی و ۴۷ درجه شرقی را نشان می‌دهد که گستردگی این ناوه از عرض‌های بالاتر به

جایی که واگرایی در وردسپهر میانی و صعود دینامیکی هوا می‌تواند به توسعه سامانه‌های بارشی در وردسپهر زیرین منجر شود.

بر اساس شکل ۳-د (تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال)، الگوی کلی از وجود یک نوار متمرکز بادهای نسبتاً شدید را در عرض‌های ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی نشان می‌دهد که از شمال قاره آفریقا آغاز شده و با امتداد به سمت شرق، از روی شبه جزیره عربستان، خلیج فارس، جنوب ایران و پاکستان عبور کرده است. این نوار مشخصه جریان جتی جنب‌حاره‌ای است. بیشترین سرعت باد در این جریان در شمال پاکستان مشاهده می‌شود که دارای مقادیر ۵۵ تا ۶۵ متر بر ثانیه هستند. هسته جریان جتی نسبت به ۱۲ ساعت قبل از نظر شدت تغییر چندانی نداشته، ولی موقعیت آن کمی به سمت شرق جابه‌جا می‌شود. منطقه وقوع رویداد فرین (غرب ایران) به‌طور مستقیم زیر واگرایی حداکثری جریان جتی قرار گرفته است. این واگرایی در ترازهای زیرین وردسپهر (تشدید حرکت‌های صعودی هوا از وردسپهر زیرین) به‌عنوان قوی‌ترین سازوکار دینامیکی عمل کرده و باعث می‌شود که هوا با حداکثر سرعت به سمت وردسپهر زیرین کشیده شود. این فرایند، صعود همرفتی را به شدت تشدید می‌کند.

بعد از گذشت ۱۲ ساعت از رخداد بیشینه شدت بارش، سامانه جوی ضمن حرکت به سمت شرق، تضعیف می‌شود، به‌طوری که هسته کم‌فشار در غرب ایران تضعیف شده و مرکز آن به سمت شرق و شمال شرق جابه‌جا شده است. همچنین محور ناوه دمایی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با جابه‌جایی به سمت شرق، از غرب ایران عبور کرده، ارتباط ناوه با منبع رطوبت جنوبی قطع شده و شار رطوبتی به منطقه غرب ایران به شدت کاهش می‌یابد (۴ تا ۵ گرم بر کیلوگرم). این امر منجر به پایان یافتن دوره بارش سنگین می‌شود. مطابق الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مرکز کم‌ارتفاع بریده به سمت شرق حرکت کرده که خروج هسته اصلی آشفتگی دینامیکی آن از غرب ایران سبب کاهش شدید حرکت‌های صعودی در منطقه مورد مطالعه شده است. در نهایت،

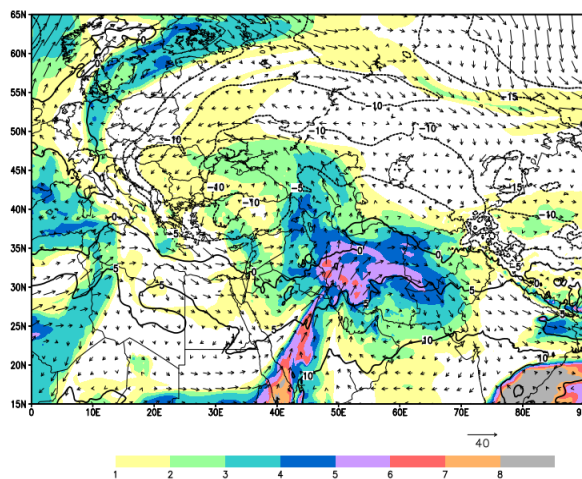
بخش‌های مرکزی و جنوبی ایران امتداد یافته است. مقادیر رطوبت ویژه در جنوب غرب ایران بین ۵ تا ۷ گرم بر کیلوگرم است. ترکیب این سه عامل ناوه سرد عمیق، جریان جنوبی قوی حامل رطوبت بالا در جلوی ناوه و هم‌راستایی حداکثر رطوبت ویژه با این جریان قوی‌ترین نشانه ایجاد ناپایداری شدید و بارش‌های قابل توجه در مناطق تحت تأثیر این جریان در شرق ناوه (مانند بخش‌های مرکزی، جنوبی و غربی ایران) است.

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-ج)، یک ناوه عمیق در بخش‌های غربی (حدود طول‌های ۲۵ تا ۴۵ درجه و عرض‌های ۳۵ تا ۴۵ درجه) با پربندهای هم‌ارتفاع فشرده و مقادیر ۵۵۲ تا ۵۵۶ دکامتر قرار دارد. این ناوه با فرارفت هوای سرد از عرض‌های بالا به عرض‌های میانی نیز همراه است (شکل ۳-ب). شیو ارتفاعی شدید در اطراف محور ناوه باعث افزایش سرعت باد در لبه شرقی آن می‌شود، جایی که جریان غربی شدت می‌گیرد. این بخش از نقشه به‌دلیل ساختار ناوه و فشرده‌گی پربندها، بیانگر شرایط مساعد برای ناپایداری و صعود هوا در وردسپهر است که می‌تواند موجب رشد ابرهای همرفتی در پایین دست ناوه شود. مطابق شکل ۳-ج، ناوه فعال طی ۱۲ ساعت قبل، از جریان اصلی غرب به شرق جدا شده و به یک کم‌فشار بریده تبدیل می‌شود. مرکز این کم‌فشار بریده، با ارتفاع ژئوپتانسیلی ۵۵۲ دکامتر مستقیماً بر فراز منطقه‌ای از جنوب شرق ترکیه، شمال عراق و غرب ایران قرار می‌گیرد. تشکیل کم‌فشار بریده سبب تداوم ناپایداری و تضمین بارش می‌شود. در جنوب نقشه به‌ویژه در عرض‌های پایین‌تر از ۲۵ درجه، پربندهای هم‌ارتفاع با مقادیر ۵۸۰ تا ۵۸۸ دکامتر یک پشته قوی را نشان می‌دهد که نسبت به ۱۲ ساعت قبل، همچنان قوی باقی مانده اما جنوبی‌تر شده است. این پشته مانند یک دیوار مانع از حرکت کم‌فشار بریده به سمت شرق (به داخل فلات مرکزی ایران) می‌شود و آن را در محدوده غرب متمرکز نگه می‌دارد. در محدوده ۳۰ تا ۴۵ درجه فاصله کم بین پربندها بیانگر شیب زیاد ارتفاعی بوده که با افزایش سرعت باد در این تراز همراه است. بیشترین سرعت باد در لبه شرقی ناوه و در مرز جنوبی پشته مشاهده می‌شود

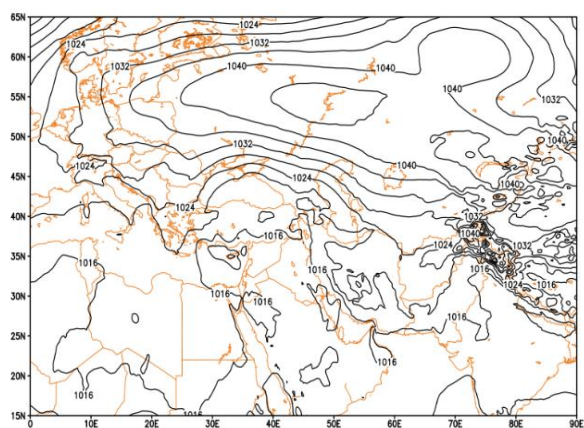
جابه‌جایی ناحیه خروجی جریان جتی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال به سمت شرق و شمال شرق، به معنای تضعیف واداشت دینامیکی محرک حرکت‌های صعودی در غرب ایران است. این امر سبب میرایی سامانه و کاهش بارش‌ها می‌شود.

الگوی سامانه مورد مطالعاتی سوم هنگام وقوع رویداد فرین در ساعت ۰۶ UTC روز ۱۳ نوامبر ۲۰۲۰ در شکل ۴ نمایش داده شده است. فشار تراز دریا مطابق شکل ۴-الف، یک مرکز پرفشار بسیار قوی و برجسته با مقدار ۱۰۳۲ هکتوپاسکال در نزدیکی عرض‌های جغرافیایی ۴۲ تا ۵۷ درجه شمالی و طول‌های ۳۰ تا ۵۰ درجه شرقی و یک مرکز کم‌فشار در نزدیکی عرض‌های ۵۵ تا ۶۰ درجه شمالی و طول‌های ۶۵ تا ۷۰ درجه شرقی با حداقل مقدار فشار ۱۰۱۶ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. هسته پرفشار به معنای وجود

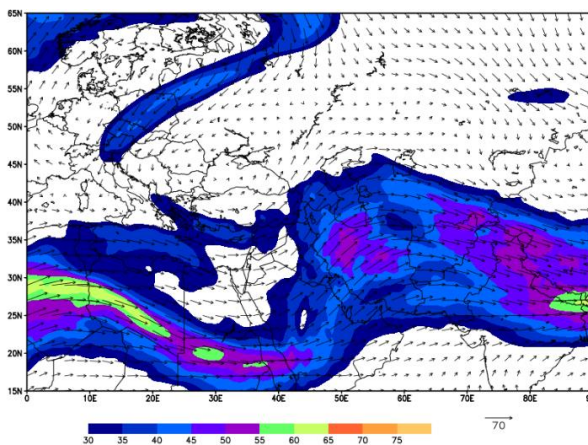
حداکثر پایداری جوی است. سامانه کم‌فشار، موتور محرک ناپایداری است. در مقایسه با ۱۲ ساعت قبل، جابه‌جایی‌های عمده‌ای در الگوهای حاکم ایجاد شده و شرایط را برای نفوذ سامانه‌های بارشی مساعد ساخته است. پرفشار جنب‌حاره که بر روی فلات ایران مستقر است، نسبت به ۱۲ ساعت قبل به طور محسوسی تضعیف شده و مرکز آن به سمت شرق (آسیای مرکزی یا دورتر) رانده شده است. این تضعیف باعث افزایش شیو فشار محلی شده است. همچنین یک مرکز کم‌فشار قوی در حال توسعه و تعمیق در ناحیه اروپای شرقی مشاهده می‌شود. در ۱۲ ساعت قبل، یک سد دینامیکی بر فراز ایران حاکم بوده است، اکنون این سد شکسته شده و امکان نفوذ هوای سرد و مرطوب از سمت غرب و شمال غرب را فراهم آورده است.



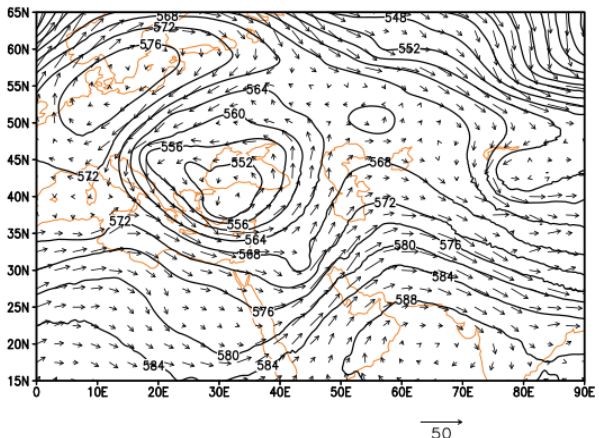
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

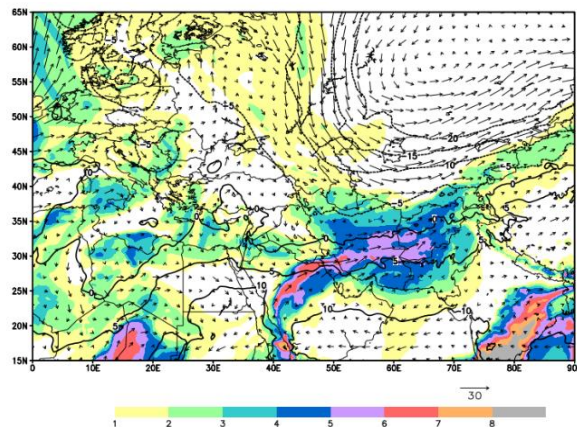
شکل ۳. مانند ۲ اما برای ۰۰ UTC روز ۱۶ نوامبر ۲۰۱۸.

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-ب)، هسته سرد ناوه، برخلاف ۱۲ ساعت قبل از رخداد فرین به طور کامل بر فراز غرب و جنوب غرب ایران مستقر شده است. این سرمایش (حدود ۵- درجه سلسیوس) در ترازهای زیرین وردسپهر، باعث افزایش شدید شیو دمایی قائم می شود. جریان های هوا در این تراز، که به شدت تحت تأثیر گردش ترازهای زیرین وردسپهر هستند، جهت گیری جنوبی و جنوب غربی به خود گرفته اند. این جریان ها، حداکثر رطوبت ویژه را که احتمالاً از دریای سرخ، مدیترانه شرقی یا خلیج فارس جذب شده است و دارای مقادیری در بازه ۵ تا ۷ گرم بر کیلوگرم است به کانون رخداد هدایت کرده اند. این رطوبت، سوخت اصلی فرایندهای نهان گرمایی مورد نیاز برای تقویت همرفت است. لازم به ذکر است که بردارهای باد هم در این زمان و هم در ۱۲ ساعت قبل جهت گیری شرق سو دارند.

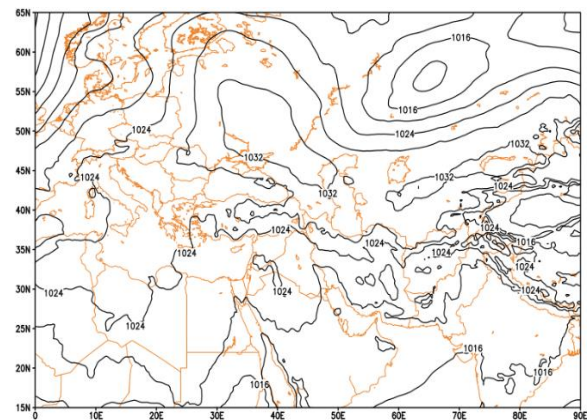
مطابق شکل ۴-ج (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)، ناوه ارتفاعی باریک و عمیقی که در ۱۲ ساعت پیش (در شمال اروپا) وجود داشته است، در حال پیشروی بوده و اکنون به طور محسوسی عمیق تر شده، به مرحله بلوغ خود رسیده و به سمت شرق و جنوب شرق حرکت می کند. به طوری که در زمان وقوع بارش شدید، محور آن دقیقاً بر فراز غرب و جنوب غرب ایران قرار گرفته و ارتفاع ژئوپتانسیلی در هسته ناوه کاهش زیادی یافته است (از ۵۴۰ به کمتر از ۵۳۰ دکامتر). این تغییر ساختاری موجب تقویت گردش چرخندی، افزایش همگرایی در ترازهای زیرین وردسپهر و در نتیجه تشدید واگرایی در ترازهای زیرین وردسپهر شده است. این کم ارتفاع، حداکثر پتانسیل صعود دینامیکی را فراهم می کند. همچنین، در شمال شرق

نقشه (حدود ۵۵ تا ۶۰ درجه شمالی و ۶۵ تا ۷۰ درجه شرقی)، ناوه قطبی قوی با ارتفاع بسیار پایین ۵۱۶ دکامتر، نسبت به زمان قبلی (شکل پ-۳-ج) عمیق تر شده است. این ناوه قطبی به طور مستقیم بر روی بارش های شدید غرب و جنوب غرب ایران تأثیر نمی گذارد؛ بلکه زمینه را برای ایجاد یک دینامیک قوی در تراز میانی وردسپهر و تقویت ناوه جنوبی تر (که بر روی ایران است) فراهم می کند. این کم ارتفاع بسته نشان دهنده یک سامانه پایدار و سرد بر فراز آسیا است. فرارفت تاوایی در این مرحله بر روی ایران قوی تر شده و صعود هوا را به حداکثر رسانده و باعث می شود که رطوبت وارد شده از مناطق جنوبی، سریعاً به ترازهای بالاتر رفته، منجر به تشکیل ابر و بارش های شدید شود.

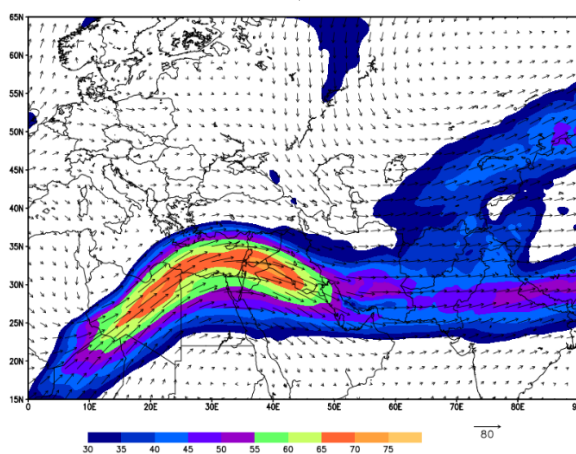
در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-د)، هسته اصلی جت جنب حاره که به طور معمول در عرض های پایین تر قرار دارد، نسبت به ۱۲ ساعت قبل به سمت عرض های جغرافیایی ایران تغییر مسیر داده و اکنون مستقیماً بر فراز ایران و منطقه خلیج فارس قرار گرفته است. سرعت این جت در زمان بارش فرین در بازه ۷۰ تا ۷۵ متر بر ثانیه قرار دارد که نسبت به ۱۲ ساعت قبل بیشتر و قوی تر شده است. این جت قدرتمند، پتانسیل چینش باد قوی و انتقال تکانه زاویه ای توسط سامانه را تقویت می کند. حیاتی ترین تغییر نسبت به ۱۲ ساعت قبل، نحوه استقرار منطقه واگرایی ترازهای زیرین وردسپهر (خروجی جت) است. خروجی جت دقیقاً بر روی غرب و جنوب غرب ایران قرار دارد. این واگرایی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، باعث ایجاد مکش قوی از وردسپهر زیرین می شود و به طور مؤثر، فرایند همرفت عمیق را تقویت می کند.



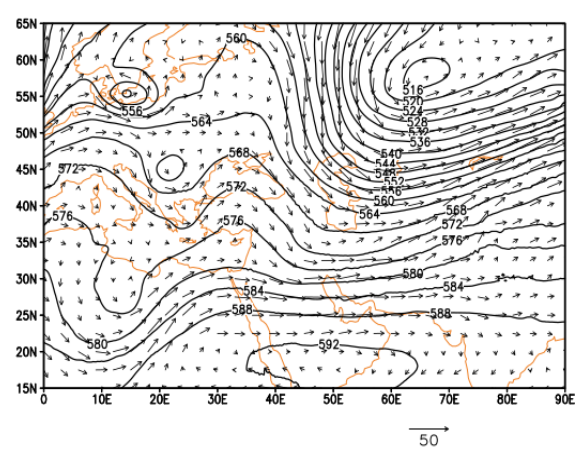
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۴. مانند ۲ اما برای UTC ۰۶ روز ۱۳ نوامبر ۲۰۲۰.

۲-۳. تحلیل دینامیکی

تحلیل دینامیکی سه مورد مطالعه با ترسیم نقشه‌های سه واداشت و اگرایی بردار Q ، گرمایش بادررو و بتا در معادله امگا در ترازهای مختلف جو شامل ۷۰۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال انجام شده است که با توجه نتایج مهم و برجسته به دست آمده برای هر مورد مطالعاتی تنها برخی از نقشه‌ها در ترازهای مشخص آورده شده است. در مورد مطالعاتی اول، نقشه‌های دو تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و برای مورد های دوم و سوم تنها نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال آورده شده است.

در شکل ۵ سه واداشت مذکور به همراه کمیت‌هایی که پیش‌تر ذکر شد، در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای زمان وقوع بیشینه بارش مورد مطالعاتی اول ترسیم شده‌اند. یکی از مهم‌ترین جنبه‌های تحلیل بردار Q ، تأیید رابطه فیزیکی بین همگرایی (واگرایی) آن با حرکت قائم است. طبق معادله

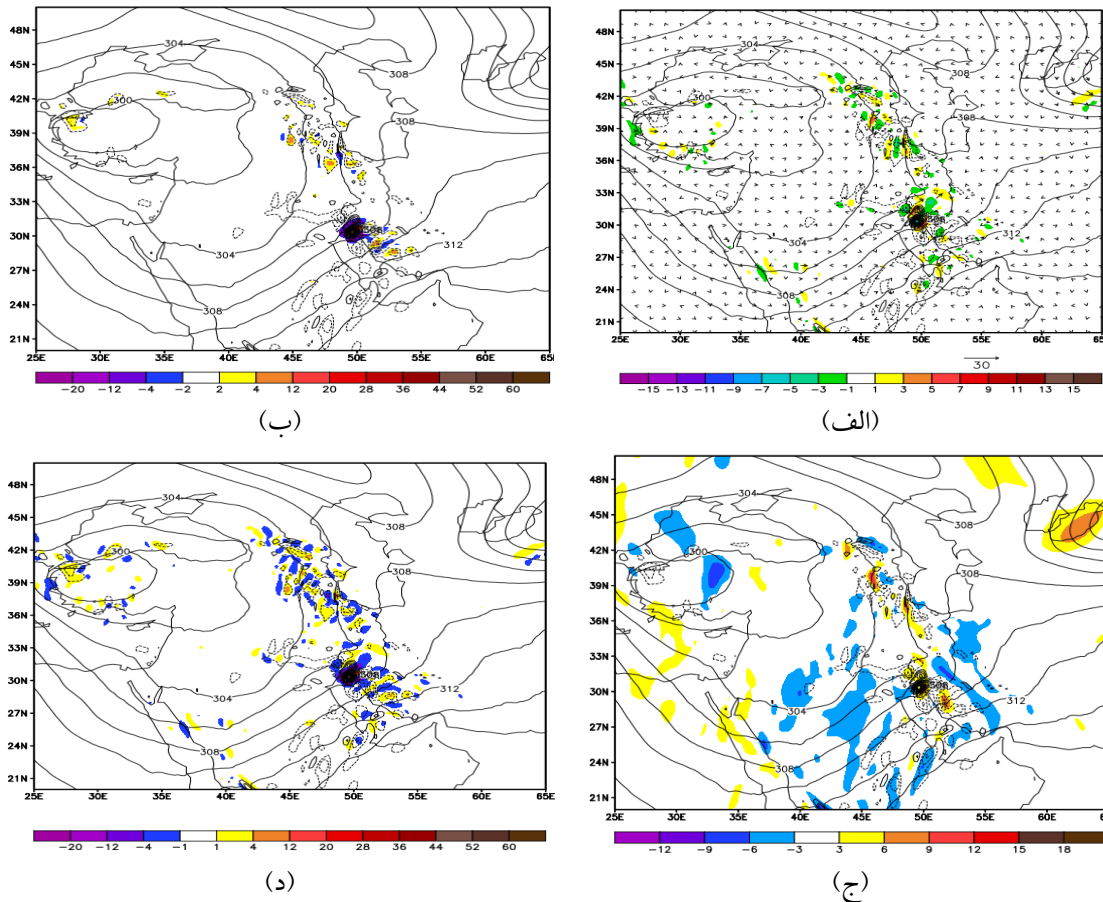
(۱) جمله واگرایی بردار Q متناسب با $-\omega$ است. بنابراین مقادیر مثبت (منفی) جمله واگرایی بردار Q می‌تواند منجر به تولید ω منفی (مثبت) شود که حرکت‌های صعودی (نزولی) را نشان می‌دهد. جهت و اندازه بردارهای Q ، نشان‌دهنده جهت و شدت فرایندهای کُرفشاری فعال در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است. به‌طور کلی، در مجاورت محور ناوه مقادیر بردار Q بیشینه است (هاسکینز و همکاران، ۱۹۷۸). الگوی ω در شکل ۵ نشان می‌دهد که شدیدترین مقادیر منفی آن در ۴۵ تا ۵۵ درجه شرقی و ۲۷ تا ۳۳ درجه شمالی (جلوی محور ناوه) وجود دارد. مطابق شکل ۵-الف، در مناطقی از جنوب و جنوب‌غرب ایران (حدود ۲۹ تا ۳۱ درجه شمالی و ۴۹ تا ۵۱ درجه شرقی) گستره‌ای از مقادیر مثبت جمله واگرایی بردار Q (رنگ قهوه‌ای تیره)، با شدیدترین مقادیر منفی ω هم‌پوشانی دارد، بنابراین قوی‌ترین صعود دینامیکی در جلوی محور ناوه رخ

می‌دهد. در این ناحیه، بردارهای Q به صورت همگرا به سمت مرکز لکه‌های زرد و قهوه‌ای (مقادیر مثبت جمله واگرایی بردار Q) متمایل اند که این نیز بر همگرایی بردار Q و در نتیجه صعود دینامیکی دلالت دارد و دارای بیشترین پتانسیل برای وقوع ابرناکی و بارش شدید در منطقه است. این ناحیه با منطقه بیشینه بارش در شکل ۱-الف هم‌پوشانی قابل توجهی دارد.

شکل ۵-ب، سهم جمله گرمایش بادررو را نمایش می‌دهد. طبق معادله (۱)، این جمله متناسب با $-w$ است. بنابراین مقادیر مثبت (منفی) جمله گرمایش بادررو می‌تواند منجر به تولید w منفی (مثبت) شود که حرکت‌های صعودی (نزولی) را نشان می‌دهد. این جمله بازتابی از شدت فرایندهای تشکیل ابر و بارش در لایه‌های زیرین و میانی و ردسپهر است (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). در شکل ۵-ب نیز مشابه شکل ۵-الف، مناطق رنگی قوی (زرد تا قهوه‌ای تیره) مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده جمله گرمایش بادرروی بسیار مثبت است که با بیشینه منفی w در این منطقه و بیشینه بارش (شکل ۱-الف) مطابقت دارد. این وضعیت به وضوح نشان‌دهنده فعالیت همرفتی شدید است. گرمایش قابل توجهی در این تراز (یا زیر آن) وجود دارد که انرژی لازم برای بالا بردن توده‌های هوا را فراهم کرده است. صعود غالب در این منطقه، صعود همرفتی است. این پدیده معمولاً با ناپایداری بالا، تشکیل ابرهای کومه‌ای باران و بارش‌های رگباری محلی مرتبط است. این ناحیه هسته فعال‌ترین ناحیه از نظر پتانسیل ناپایداری همرفتی در این نقشه است. همچنین جمله گرمایش بادررو مثبت (رنگ‌های زرد و نارنجی) در محدوده جنوب غرب ایران (حوالی ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی و ۲۷ تا ۳۰ درجه شمالی) دیده می‌شود که از شدت کمتری برخوردار هستند. مشابه دو جمله قبل، طبق معادله (۱)، جمله بتا نیز متناسب با $-w$ است. بیشینه اثر مثبت جمله بتا مطابق شکل ۵-ج دقیقاً مربوط به منطقه‌ای است که جملات واگرایی بردار Q و گرمایش بادررو نیز بیشترین مقدار را دارند. این مناطق در شکل با رنگ قهوه‌ای تیره آشکار شده است و منطبق بر بیشینه w منفی (صعود حداکثر) می‌باشد که از عوامل ایجاد

حرکت‌های صعودی شدید به حساب می‌آید. در منطقه ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی و ۲۷ تا ۳۰ درجه شمالی نیز، جمله بتا مثبت (طیف رنگ‌های زرد و نارنجی) و مقدار w هم منفی است اما در این ناحیه حرکت‌های صعودی نسبت به ناحیه قبلی از شدت کمتری برخوردار هستند. در نواحی مرکزی ایران مقادیر منفی جمله بتا (رنگ‌های آبی و آبی پررنگ) با w های مثبت همراه هستند که معرف نزول هوا و شرایط پایداری در آن منطقه می‌باشد. لازم به ذکر است که اثر جمله بتا نسبت به جملات واگرایی بردار Q و گرمایش بادررو دو مرتبه کوچک‌تر است، بنابراین در تحلیل‌ها اثر آن ناچیز در نظر گرفته می‌شود.

طبق معادله (۱)، مجموع جملات سمت راست معادله نیز متناسب با $-w$ است. شکل ۵-د نشان می‌دهد که مجموع اثرات جمله‌های سمت راست معادله اُمگا در محدوده جغرافیایی حدود ۵۰ درجه شرقی و ۲۸ تا ۳۱ درجه شمالی (مشابه شکل ۱-الف) بیشترین مقدار مثبت خود را دارد (طیف رنگ‌های قرمز تا قهوه‌ای) که با شدیدترین مقادیر w های منفی هم‌پوشانی دارند. بنابراین شرایط لازم برای صعود دینامیکی مهیا است. در جنوب غرب ایران و شمال خلیج فارس نیز لکه‌های زرد (مثبت) مشاهده می‌شود که با w های منفی هم‌مکان هستند؛ این مناطق دارای صعود دینامیکی با شدت کمتری می‌باشند. در شرق ایران لکه‌های آبی (منفی) با w های مثبت تطابق دارند که بیانگر پایداری و فرونشست هوا می‌باشند. با مشاهده اثر مجموع جملات می‌توان دریافت که این جمله بیشتر تحت تأثیر جملات واگرایی بردار Q و گرمایش بادررو بوده و حتی می‌توان گفت که در این تراز اثر جمله گرمایش بادررو غالب‌تر است. به طور خلاصه در زمان وقوع رخداد بارش فرین، شدیدترین صعود دینامیکی و همرفتی در جلوی محور ناوه و در جنوب غرب ایران در ناحیه‌ای که بارش حداکثر مقدار خود را دارد، رخ داده است؛ هم‌مکانی مقادیر منفی w با مقادیر مثبت جملات واگرایی بردار Q ، گرمایش بادررو و بتا نشان‌دهنده واداشت صعود قوی و شرایط مساعد برای توسعه سامانه‌های بارشی در این ناحیه است.



شکل ۵. نقشه‌های (الف) جمله واگرایی بردار Q ($\frac{1}{\sigma} [-2\nabla \cdot Q]$) (با یکای $10^{-10} \text{ Pa m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)، (ب) جمله گرمایش بادرو $(\frac{-k}{\sigma p} \nabla^2 J)$ (با یکای $10^{-10} \text{ Pa m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) و (ج) جمله بتا $(\frac{f_0 \beta_0}{\sigma} \frac{\partial v_g}{\partial p})$ (با یکای $10^{-13} \text{ Pa m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) و (د) مجموع جملات سمت راست معادله (۱) به صورت سایه روشن رنگی به همراه میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی (پربندهای مشکی با فاصله ۴ دکامتر) و سرعت قائم فشاری (ω) (پربندهای خط‌چین با فاصله پربندی 0.05 Pa s^{-1}) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای UTC ۰۰ روز ۲۵ نوامبر ۲۰۱۴.

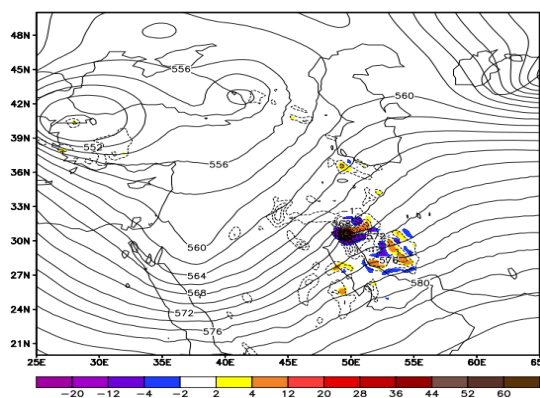
جنوب و جنوب غرب ایران (مطابق با جنوب لرستان، شمال خوزستان و کهگیلویه و بویراحمد) آشکار است، جایی که شار گرما و واگرایی مثبت Q منطبق با حداکثر ω های منفی است. همچنین در منطقه ۲۸ تا ۳۲ درجه شمالی و ۵۳ تا ۵۶ درجه شرقی (مرکز استان فارس) جمله واگرایی بردار Q مثبت بوده (رنگ‌های زرد و نارنجی) که با ω های منفی هم مکان است، پس این ناحیه نیز دارای حرکت‌های صعودی اما با شدت کمتر هستند. این رفتار با توسعه یک گردش چرخندی و احتمال وقوع ابرناکی و بارش شدید در جنوب غرب و مرکز ایران کاملاً سازگار است.

شکل ۶-ب بیشترین مقدار مثبت جمله گرمایش بادرو (رنگ قهوه‌ای تیره) را که با بیشینه ω های منفی هم مکان است در محدوده ۵۰ درجه شرقی و ۳۰ تا ۳۲ درجه شمالی

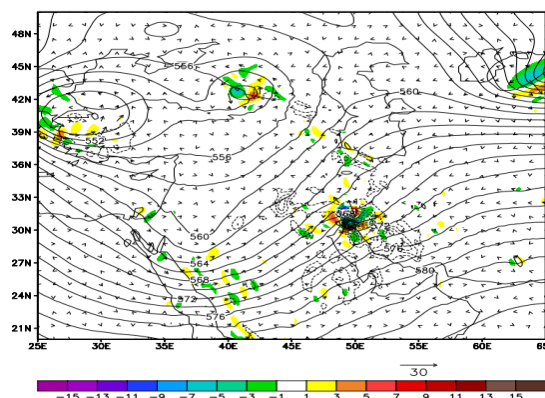
در شکل ۶ (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)، بیشترین واداشت مقادیر منفی ω در محدوده ۲۷ تا ۳۲ درجه شمالی و ۴۵ تا ۵۱ درجه شرقی دیده می‌شود. مشابه شکل ۲-ج، ساختار ناوه عمیق وردسپهر میانی در جنوب و جنوب غرب ایران، بیانگر نفوذ هوای سرد و شرایط ناپایداری دینامیکی قابل توجه است. مطابق شکل ۶-الف، هسته اصلی صعود دینامیکی (بیشینه ω منفی) با محدوده‌هایی از جمله واگرایی بردار Q مثبت (رنگ‌های زرد، نارنجی و قهوه‌ای) کاملاً هم مکان است. این نواحی نمایانگر صعود قوی و تغذیه دینامیکی توده هوای بالارونده هستند. بردارهای Q در این محدوده به شکل همگرا به سمت مرکز لکه‌های دارای رنگ گرم متمایل‌اند، که دلالت بر تمرکز شار گرمایی و چرخندزایی در جلوی محور ناوه دارد. این الگو به ویژه در

جزئی است (رنگ زرد) و یا منفی (رنگ آبی) می‌باشد. طبق شکل ۶-د بیشترین مقادیر مثبت مجموع جملات سمت راست معادله اُمگا، در منطقه‌ای که جملات واگرایی بردار Q ، گرمایش بادررو و بتا بیشینه مثبت هستند، دیده می‌شود. پس به‌طور کلی می‌توان گفت که در زمان وقوع رخداد بارش فرین هم مجموع جملات و هم تک‌تک آنها همگی مقادیر مثبتی دارند که با ω های منفی هم‌پوشانی دارد، بنابراین شرایط لازم برای بارش‌های شدید از قبیل حرکت‌های صعودی قوی و همرفت‌های قوی در این ناحیه مهیاست که منطبق بر بارش حداکثری مشاهده شده در شکل ۱-الف است. مشابه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال اثر مجموع جملات سمت راست معادله (۱) بیشتر به جملات واگرایی بردار Q و گرمایش بادررو مربوط می‌شود با این تفاوت که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اثر جمله واگرایی بردار Q نسبت به جمله گرمایش بادررو غالب‌تر است.

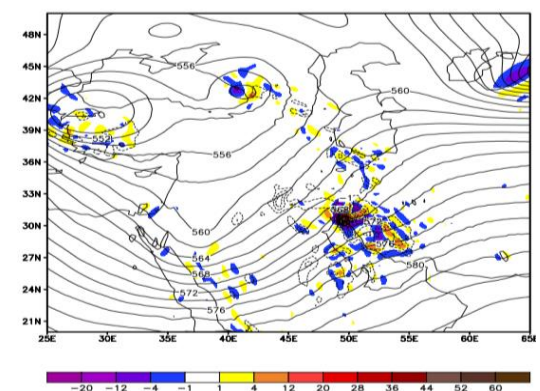
نشان می‌دهد. این ناحیه گرمایش مثبت بیانگر آزاد شدن گرمای نهان ناشی از میعان در ابرهای ضخیم و بارش‌زا است. مناطقی دیگر با شدت گرمایش کمتر با رنگ زرد تا نارنجی در جنوب و جنوب‌غرب ایران ظاهر شده‌اند، در این مناطق نیز به‌دلیل تطابق با ω های منفی، حرکت‌های صعودی را در پی خواهد داشت. از دید فیزیکی، این افزایش گرمایش نه تنها بیانگر وجود بارش شدید است، بلکه با تولید واگرایی در لایه‌های زیرین و ردسپهر، باعث تشدید خود صعود نیز می‌شود. در نتیجه، گرمایش تبدیل به محرک ثانویه برای ادامه بارش می‌شود. در شکل ۶-ج حداکثر مقدار مثبت جمله بتا دقیقاً در محلی وجود دارد که مقادیر جملات واگرایی بردار Q و گرمایش بادررو نیز بیشینه است و ω های منفی وجود دارد. بنابراین جمله بتا نیز در جهت تقویت حرکت‌های صعودی عمل می‌کند. در سایر مناطق غرب و جنوب‌غرب ایران مقادیر جمله بتا یا



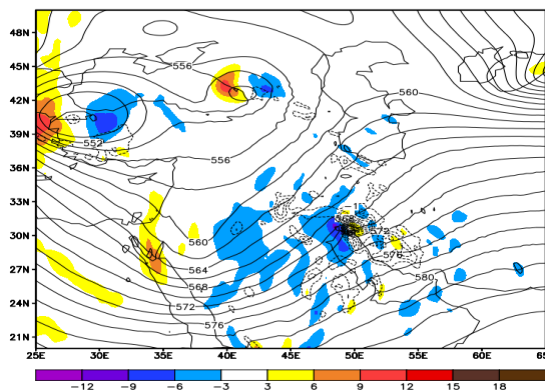
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۶. مانند ۵ اما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.

شدت کمتری نسبت به آن برخوردار است. در شکل ۷-ج، اثر مجموع جملات سمت راست معادله امگا در مناطق غربی و قسمت‌هایی از جنوب غرب ایران با نوارهای زرد و نارنجی رنگ (مثبت) نمایش داده شده است. حداکثر مقدار اثر مجموع در محدوده ۵۰ درجه شرقی و ۲۹ تا ۳۲ درجه شمالی مشاهده می‌شود. این جمله در این تراز نسبت به تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در ایران گسترده‌تری دارد.

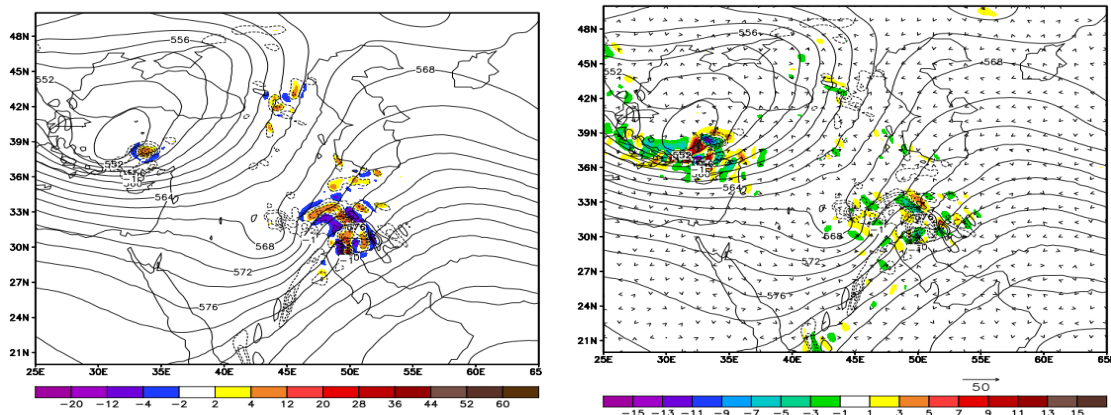
شکل ۸، کمیت‌های مختلف و تأثیرگذار بر معادله امگا را برای زمان رخداد بارش شدید مورد مطالعاتی سوم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. در این شکل حداکثر ω های منفی در مرکز و جنوب غرب ایران و بیشترین ω های مثبت در قسمت‌هایی از غرب و جنوب شرق ایران دیده می‌شود. مطابق شکل ۸-الف، بیشترین اثر مثبت جمله واگرایی بردار Q در ۵۲ تا ۵۴ درجه شرقی و ۲۷ تا ۲۸ درجه شمالی وجود دارد (رنگ‌های زرد و نارنجی) که با بیشینه ω های منفی هم‌مکان است و شرایط لازم را برای صعود دینامیکی و بارش فراهم می‌آورد. طبق شکل ۸-ب، در ناحیه‌ای که بیشترین اثر مثبت جمله واگرایی بردار Q وجود داشت (شکل ۸-الف)، اثر جمله گرمایش بادررو نیز مثبت (قهوه‌ای) است. در شمال استان فارس و جنوب استان یزد نیز اثر جمله گرمایش بادررو مثبت و قوی است (طیف رنگ‌های زرد تا قرمز). همچنین در این مناطق ω دارای مقادیری منفی است. این حالت شرایط همرفتی عمیق را برای بارش‌های فرین مهیای سازد. در شکل ۸-ج، اثر مثبت مجموع جملات در دو مکان بیشتر به چشم می‌خورد؛ یکی در جایی که تک‌تک جملات اثر مثبت داشتند (یعنی حدود ۵۳ درجه شرقی و ۲۸ درجه شمالی) و دیگری در منطقه‌ای که جمله گرمایش بادررو حداکثر بود (شمال استان فارس و جنوب استان یزد). دومی حتی نسبت به مورد اولی قوی‌تر هم است. بنابراین می‌توان این گونه برداشت کرد که سهم جمله گرمایش بادررو در این تراز نسبت به بقیه بیشتر است. در این مورد مطالعاتی، عدم انطباق مکانی کامل میان بیشینه بارش و هسته‌های واداشت دینامیکی می‌تواند ناشی از برهم‌کنش چند عامل باشد. اول، واداشت کوهساری و صعود اجباری در دامنه‌های رو به باد ممکن است محل

از آنجایی که واداشت بتا در تمامی موارد مطالعاتی، سهم ناچیزی در الگوی حرکت قائم دارد و از نظر مکانی نیز ساختاری مشابه نشان می‌دهد، به‌منظور پرهیز از تکرار غیرضروری، شکل آن تنها برای مورد مطالعاتی اول ارائه شده است. شکل ۷ اثر جملات واگرایی بردار Q و جمله گرمایش بادررو و مجموع جملات سمت راست معادله امگا را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای زمان وقوع رخداد بارش فرین در مورد مطالعاتی دوم نشان می‌دهد. در این شکل بیشترین مقادیر ω های منفی (صعود) در شمال غرب، غرب ایران و شمال عراق دیده می‌شود. طبق ۷-الف، مرکز واگرایی قوی Q در محدوده شمال غرب (کردستان، آذربایجان غربی) با مقادیر مثبت و شدید متمرکز است. این ناحیه به سمت جنوب غرب (کرمانشاه و ایلام) نیز گسترش یافته است، اما شدت آن در این مناطق کمی افت می‌کند. مناطق دارای واگرایی Q مثبت کاملاً منطبق با مقادیر منفی ω هستند. این یعنی، واگرایی Q مثبت در غرب و جنوب غرب، مستقیماً در حال تولید و تقویت قوی حرکت صعودی است. بردارهای Q در این مقطع جهت غالب جنوب غرب به شمال شرق را دنبال می‌کنند (همسو با تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال). این بردارها (اندازه) در امتداد مرز غربی کشور، بیشترین مقدار را دارند، که تأکیدی بر بیشترین نرخ جابه‌جایی انرژی و تشدید قوای دینامیکی در آن منطقه است. در این تراز نسبت به تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل آورده نشده است) اثر جمله واگرایی بردار Q در مناطق شمال غرب ایران قوی‌تر است.

طبق شکل ۷-ب، اثر مثبت جمله گرمایش بادررو در مناطق غربی و جنوب غربی ایران به‌صورت نوارهای نارنجی و در قسمت‌های شمال غربی ایران به‌صورت لکه‌های زرد و نارنجی مشهود است. در این مناطق با توجه به مطابقت اثر مثبت این جمله با ω های منفی، حرکت‌های صعودی دینامیکی و تقویت ناپایداری محسوس است. وجود لکه‌های آبی رنگ (اثر منفی گرمایش بادررو) که با ω های مثبت هم‌پوشانی دارند، بیانگر پایداری هوا در آن مناطق هستند. در این تراز با وجود اینکه اثر جمله گرمایش بادررو نسبت به تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال گسترده‌تر شده است اما از

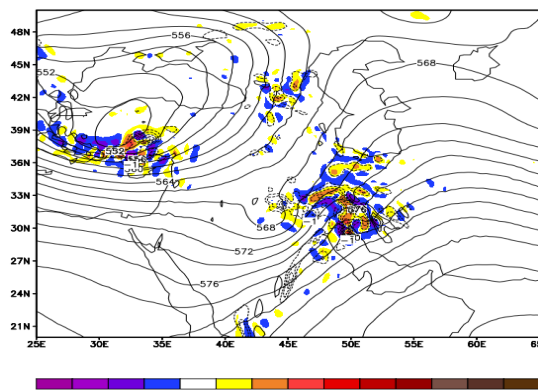
حرکت سامانه‌های همدیدی، بارش تجمعی ثبت شده در یک بازه زمانی می‌تواند نسبت به میدان‌های دینامیکی لحظه‌ای جابه‌جایی مکانی نشان دهد.

بیشینه بارش را نسبت به هسته‌های دینامیکی جابه‌جا کند. دوم، توزیع مکانی رطوبت و همگرایی رطوبت الزاماً با مرکز بیشینه واداشت دینامیکی منطبق نیست. سوم، به دلیل



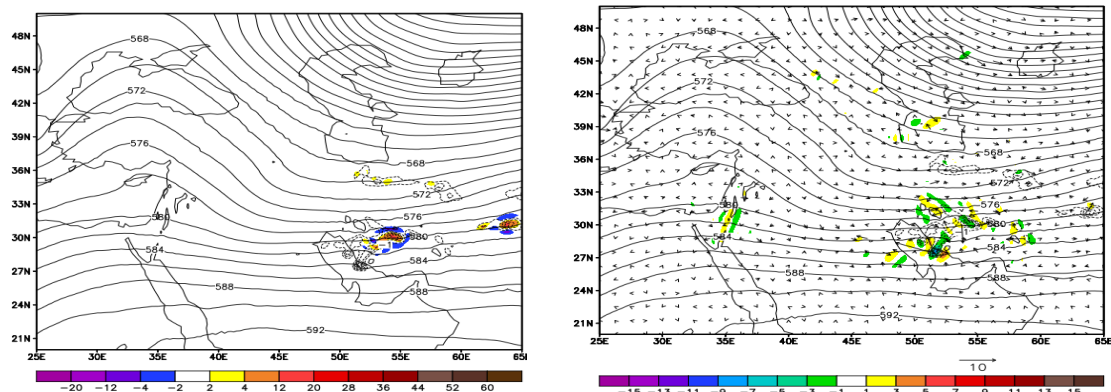
(ب)

(الف)



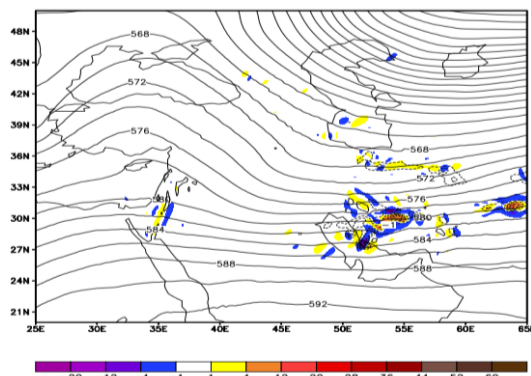
(ج)

شکل ۷. نقشه‌های (الف) جمله واگرایی بردار Q ($\frac{1}{\sigma}[-2\nabla \cdot Q]$) (با یکای $10^{-10} \text{ Pa m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)، (ب) جمله گرمایش بادررو $(\frac{-k}{\sigma P} \nabla^2 J)$ (با یکای $10^{-10} \text{ Pa m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) و (ج) مجموع جملات سمت راست معادله (۱-۲) به صورت سایه‌روشن رنگی به همراه میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی (پربندهای مشکی با فاصله ۴ دکامتر) و سرعت قائم فشاری (ω) (پربندهای خط‌چین با فاصله پربندی 0.05 Pa s^{-1}) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای UTC ۰۰ روز ۱۶ نوامبر ۲۰۱۸.



(ب)

(الف)



(ج)

شکل ۸. مانند شکل ۷ اما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ساعت ۰۶ UTC روز ۱۳ نوامبر ۲۰۲۰.

۴. نتیجه‌گیری

در این پژوهش از داده‌های بارش روزانه GPCP طی دوره ده ساله ۲۰۱۳ تا ۲۰۲۲ برای شناسایی رخدادهای بارش فرین در منطقه غرب و جنوب‌غرب ایران استفاده شد. بدین منظور، ابتدا با استفاده از صدک ۹۵ تمام روزهایی که بارش در هر نقطه شبکه‌ای از این حد فراتر رفته بود، به عنوان بارش فرین معرفی شدند. پس از این مرحله، موردهای مطالعاتی اول (۲۳ تا ۲۵ نوامبر ۲۰۱۴)، دوم (۱۴ تا ۱۶ نوامبر ۲۰۱۸) و سوم (۱۱ تا ۱۳ نوامبر ۲۰۲۰) که بیشترین فراوانی و پوشش را داشتند، انتخاب شدند. در گام بعدی برای انجام تحلیل‌های همدیدی و دینامیکی، از داده‌های ERA5 استفاده شد. انجام تحلیل همدیدی با استفاده از ترسیم نقشه‌های فشار میانگین تراز دریا، کمیت‌های دما، رطوبت ویژه و بردار باد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیلی و بردار باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بردار باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال صورت پذیرفت. در تحلیل دینامیکی، از صورت بردار Q معادله امگا استفاده شد. با محاسبه مؤلفه‌های Q_1 و Q_2 ، جملات واگرایی بردار Q ، گرمایش بادررو و بتا همراه با مجموع آنها بر روی ترازهای فشاری، نقش آنها در حرکت‌های قائم در ورسپهر و پوشش سپهر زیرین بر روی ترازهای ۷۰۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال بررسی شد. در این تحلیل از کمیت‌های w و ارتفاع ژئوپتانسیلی نیز استفاده شد.

بررسی توزیع فراوانی رخدادهای بارش فرین در دوره آماری مورد مطالعه نشان داد که سال‌های ۲۰۱۴، ۲۰۱۸،

۲۰۲۰ و ماه نوامبر دارای بیشترین تعداد رخداد بوده‌اند. نتایج تحلیل همدیدی مورد مطالعاتی اول نشان داد که سامانه بارشی با ناوه سرد عمیق، انتقال رطوبت از منابع جنوبی و تقویت جریان جتی جنب‌حاره شرایط لازم برای وقوع بارش‌های فرین را در جنوب‌غرب ایران فراهم می‌کند. همچنین در زمان اوج بارش، هم‌مکانی کم‌فشار سطحی، صعود دینامیکی و واگرایی سطوح زیرین ورسپهر موجب تشدید بارش می‌شود. در مورد مطالعاتی دوم نیز ناوه سرد عمیق، کم‌فشار بریده و جریان‌های جنوبی حامل رطوبت فراوان، همراه با واگرایی جریان جتی، موجب وقوع بارش‌های شدید در غرب ایران می‌شوند. تحلیل همدیدی مورد مطالعاتی سوم نیز نشان داد، با استقرار ناوه سرد بر فراز ایران، انتقال رطوبت قابل توجه از خلیج فارس و دریای سرخ، و تقویت جت جنب‌حاره با سرعت زیاد، شرایطی مشابه دو رخداد پیشین ایجاد می‌کند. علاوه بر این در هر سه مورد مرحله میرایی سامانه با حرکت شرقی آنها و قطع منابع رطوبتی همراه بود. نتایج تحلیل دینامیکی مبتنی بر جملات واداشت حرکت‌های قائم در معادله امگا در ترازهای مختلف جو برای سه مورد مطالعاتی نشان داد که در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای موردهای مطالعاتی اول و دوم، جمله گرمایش بادررو غالب بوده، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای هر سه مورد مطالعاتی، صعود قوی ادامه یافته و نقش جملات واگرایی بردار Q و گرمایش بادررو مشهود است؛ هرچند در مورد مطالعاتی سوم، اثر جمله واگرایی غالب است. علاوه بر واداشت‌های دینامیکی،

و اداهت‌های کوهساری نیز در تقویت بارش‌های فرین منطقه، به‌ویژه در موارد اول و دوم، نقش مهمی داشته‌اند. ناهمواری‌ها از طریق تقویت صعود اجباری هوا در دامنه‌های رو به باد و تشدید گرادیان‌های دمایی و رطوبتی، به افزایش صعود و تمرکز بارش کمک کرده‌اند. از این‌رو، عدم انطباق کامل مکانی میان بیشینه بارش و هسته‌های واداهت دینامیکی را می‌توان ناشی از اثر هم‌زمان ناهمواری‌ها، توزیع رطوبت و جابه‌جایی سامانه‌های بارشی دانست.

نتایج این پژوهش را می‌توان با برخی از مطالعات پیشین مقایسه کرد. نی و فان (۲۰۱۹) که بارش‌های سنگین در شرق چین را بررسی کردند، همانند این تحقیق بر نقش واداهت گرمایش بادررو تأکید داشتند با این تفاوت که این واداهت را نسبت به بقیه واداهت‌ها مؤثرتر دانستند. پارک و همکاران (۲۰۲۱) در بررسی نقش ناوه کژفشار در بارندگی‌های شدید کره جنوبی، همانند پژوهش حاضر، سهم واداهت‌های سمت راست معادله اُمگا و بردار Q را در صعود دینامیکی بررسی کردند. در آن مطالعه، این سهم به‌صورت کمی و به‌صورت درصدی بیان شده است، درحالی که در پژوهش حاضر به‌صورت کیفی نشان داده شده است. میریان و همکاران (۱۳۹۹) نیز مشابه پژوهش حاضر بر نقش مهم دینامیک ترازهای میانی و زیرین وردسپهر برای تقویت حرکت‌های صعودی منجر به رخداد بارش‌های سنگین فراگیر زمستانه ایران تأکید دارند، اما آنها به‌طور خاص به افزایش تاوایی پتانسیلی در ترازهای ۵۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال اشاره می‌کنند. مرتضی‌پور و همکاران (۱۴۰۱) نیز مانند مطالعه حاضر، به نقش کلیدی واگرایی بردار Q در رخداد بارش‌های سنگین اشاره دارند اما تفاوت اصلی در تراز بهینه مورد استفاده برای مشاهده این اثر در مناطق مختلف ایران است. مزیت پژوهش حاضر نسبت به

پژوهش‌های پیشین در کاربست معادله امگای بر مبنای بردار Q (برای مثال، مرتضی‌پور و همکاران، ۱۴۰۱)، برآورد نقش واداهت گرمایش بادررو است که در کنار دیگر واداهت‌ها، تصویر کیفی مناسبی از تاثیر هر کدام از واداهت‌ها بر سرعت قائم و در نتیجه شکل‌گیری و تحول سامانه‌های بارش فرین در اختیار ما قرار می‌دهد. با این حال، پیشنهاد می‌شود در مطالعات بعدی به‌منظور پیدا کردن سهم کمی هر یک از واداهت‌های مذکور در معادله اُمگا بر روی سرعت قائم، از روش وارون‌سازی استفاده شود. همچنین سهم کمی اثر واداهت کوهساری بر سرعت قائم را می‌توان در یک چارچوب دینامیکی که واداهت کوهساری لایه مرزی به‌طور صریح در آن وارد شود، تعیین کرد.

مراجع

جهانبخش اصل، س.؛ ساری صراف، ب.؛ عساکره، ح. و شیرمحمدی س. (۱۳۹۹). واکاوی تغییرات زمانی- مکانی بارش‌های بحرانی (فرین بالا) در غرب ایران طی سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۶۵. *تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، (۱) ۷، ۱۰۶-۸۹.

مرتضی‌پور، س.؛ میرزایی‌شیری، ر.؛ مقصودی فلاح، م.؛ قادر، س. و محب‌الحجه، ع. ر. (۱۴۰۱). کاربست بردار Q و سطح فشاری مناسب تحلیل آن برای فرایابی حرکت قائم در دو مطالعه موردی بارش روی ایران. *پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، (۵۲) ۱۳، ۱۲۴-۱۰۹.

میریان، م.؛ کرم پور، م.؛ مرادی م. و قائمی، ه. (۱۳۹۹). شناخت الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی بارش‌های سنگین فراگیر زمستانه ایران در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ (مطالعه موردی بارش سنگین فراگیر ۱۹۷۴/۱۲/۰۵). *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، (۱) ۵۲، ۹۵-۱۱۱.

Adler, R. F., Sapiiano, M. R., Huffman, G. J., Wang, J. J., Gu, G., Bolvin, D., Chiu, L., Schneider, U., Becker, A., Nelkin, E., & Xie, P. (2018). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*, 9(4), 138.

Agel, L., Barlow, M., Colby, F., Binder, H., Catto, J. L., Hoell, A., & Cohen, J. (2019). Dynamical analysis of extreme precipitation in the US northeast based on large-scale meteorological patterns. *Climate Dynamics*, 52, 1739-1760.

Ahmadloo, M., Gharaylou, M., Farahani, M. M., & Pegahfar, N. (2022). Simulation and Analysis

- of Mesoscale Convective Systems (MCSs) Leading to a Severe Flood Over Iran. *Pure and Applied Geophysics*, 179(4), 1485-1507.
- Alibeygi, Z., Gharaylou, M., & Bidokhti, A. A. A. (2026). Observational analysis of absorbing and non-absorbing aerosol effects on heavy rainfall in southwestern Iran. *Atmospheric Research*, 108796.
- Bluestein, H. B. (1992). Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems (Vol. 2). Taylor & Francis.
- Carpenter, S. R., Booth, E. G., & Kucharik, C. J. (2018). Extreme precipitation and phosphorus loads from two agricultural watersheds. *Limnology and Oceanography*, 63(3), 1221-1233.
- Dai, P., & Nie, J. (2020). A global quasigeostrophic diagnosis of extratropical extreme precipitation. *Journal of Climate*, 33(22), 9629-9642.
- Emanuel, K. A., Fantini, A. M. & Thorpe, A. J. (1987). Baroclinic instability in an environment of small stability to slantwise moist convection. Part I: Two-dimensional models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44, 1559-1573.
- Fowler, H. J., Lenderink, G., Prein, A. F., Westra, S., Allan, R. P., Ban, N. & Zhang, X. (2021). Anthropogenic intensification of short-duration rainfall extremes. *Nature Reviews Earth and Environment*, 2(2), 107-221.
- Haghighatnasab, M., Mirzaei, M., Mohebalhojeh, A. R., Zülicke, C., & Plougonven, R., (2020). Application of the Compressible, Nonhydrostatic, Balanced Omega Equation in Estimating Diabatic Forcing for Parameterization of Inertia-Gravity Waves: Case Study of Moist Baroclinic Waves Using WRF. *Journal of Atmospheric Sciences*, 77, 113-129.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., & Simmons, A. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, 146(730), 1999-2049.
- Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2013). An introduction to dynamic meteorology. Waltham, MA. Hoskins, B. J., Draghici, I., & Davies, H. C. (1978). A new look at the ω -equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104(439), 31-38.
- Hoskins, B. J., & Pedder, M. A. (1980). The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(450), 707-719.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., & Gu, G. (2009). Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1. *Geophysical Research Letters*, 36(17).
- Kianjam, A., Alizadeh, O., & Sabetghadam, S. (2026). Seasonal variations and trends of very wet days in Iran. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 101644.
- Miglietta, M. M., & Davolio, S. (2022). Dynamical forcings in heavy precipitation events over Italy: lessons from the HyMeX SOP1 campaign. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(3), 627-646.
- Nie, J., & Fan, B. (2019). Roles of dynamic forcings and diabatic heating in summer extreme precipitation in East China and the southeastern United States. *Journal of Climate*, 32(18), 5815-5831.
- Oh, H., Ha, K. J., & Jeong, J. Y. (2024). Identifying dynamic and thermodynamic contributions to the record-breaking 2022 summer extreme rainfall events in Korea. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 60(4), 387-399.
- Ou, Q., Zhao, T., Wang, S., Liu, Y., Wu, Y., Li, B., & Chen, X. (2024). Relating extreme precipitation events to atmospheric conditions and driving variables in China. *Climate Dynamics*, 62(6), 4925-4942.
- Park, C., Son, S. W., & Kim, J. H. (2021). Role of baroclinic trough in triggering vertical motion during summertime heavy rainfall events in Korea. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(5), 1687-1702.
- Parker, J. K., McIntyre, D., & Noble, R. T. (2010). Characterizing fecal contamination in stormwater runoff in coastal North Carolina, USA. *Water research*, 44(14), 4186-4914.
- Pegahfar, N., Gharaylou, M., & Shoushtari, M. H. (2022). Assessing the performance of the WRF model cumulus parameterization schemes for the simulation of five heavy rainfall events over the Pol-Dokhtar, Iran during 1999-2019. *Natural Hazards*, 112(1), 253-279.
- Rosenzweig, C., Tubiello, F. N., Goldberg, R., Mills, E., & Bloomfield, J. (2002). Increased crop damage in the US from excess precipitation under climate change. *Global Environmental Change*, 12(3), 197-202.
- Shapiro, R., (1975). Linear filtering, Mathematics of Computation, 29, 1094-1097.