

## Analysis of Jet Stream Frequencies Associated with Super Heavy Rainfalls of Iran

S. A. Masoodian<sup>1</sup> and B. Mohammadi<sup>2\*</sup>

### Abstract

In this study, the frequency and location of jet streams associated with heavy rainfalls have been analyzed using environmental to circulation approach. Based on the threshold of the upper 99 percent, 125 days of the super and overall heavy rainfall was selected from the IRIMO data base (including 1437 synoptic, climatic, and rain gage stations). Jet stream frequencies and their locations have been detected from 0° to 120° E and 0° to 80° N in five levels (250, 300, 400, 500 and 600 hPa level) at 00:00, 06:00 and 12:00 UTC. The results of this study have shown that jet streams at 00:00 have a remarkable frequency at all levels with the exception of the 250 hPa level. Generally, jet streams are mostly extended from 250 to 600 hPa levels that have provided baroclinic conditions for Iran's super heavy rainfalls. In this study, the northern half of Saudi Arabia was a major location where jet streams occur or are visible.

**Keywords:** Synoptic Climatology, Unstability, Baroclinic, Divergence, Convergence.

Received: November 16, 2009  
Accepted: March 15, 2011

1- Professor in climatology, Isfahan University, Isfahan, Iran  
2- Assistant Professor in climatology, Kurdistan University, Sanandaj, Iran,  
Email: b.mohammadi@uok.ac.ir  
\*- Corresponding Author

## تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران

سید ابوالفضل مسعودیان<sup>۱</sup> و بختیار محمدی<sup>۲\*</sup>

### چکیده

در این مقاله فراوانی و شناسایی موقعیت رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی تحلیل شد. از پایگاه داده بارش روزانه کشور ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران-سنجی، ۱۲۵ روز از سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های ایران براساس آستانه بالای ۹۹ درصد، برای بررسی برگزیده شد. فراوانی رودبادهای موقعیت آنها در محدوده وسیعی از صفر تا ۱۲۰ درجه طول شرقی و صفر تا ۸۰ درجه عرض شمالی در ۵ تراز ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال و در چهار دیده‌بانی در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ (به ترتیب ساعت‌های ۰۳:۳۰، ۰۹:۳۰، ۱۵:۳۰ و ۲۱:۳۰ به وقت محلی) بررسی شد. نتایج نشان می‌دهد که رودبادهای از نظر زمانی به جز در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال که در ساعت ۰۰:۰۰ فراوانی قابل ملاحظه‌ای را نشان داده بودند؛ در دیگر ترازهای مورد بررسی، عمدتاً در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی منطقه دیده می‌شوند. به طور کلی در بیشتر موارد، رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰ تا تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال کشیده شده‌اند و این ضخامت زیاد لایه ناپایدار است که توانسته همزمان بر روی بخش‌های وسیعی از ایران، بارش‌های سنگینی را ایجاد کند. در این بررسی اگرچه رودبادهای در خلیج فارس و تا حدودی نیز در جنوب غرب ایران دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای بوده‌اند، با این حال بخش‌های شمالی عربستان محل اصلی استقرار و تمرکز رودبادهای در زمان رخداد بارش‌های ابرسنگین و فراگیر ایران بوده است.

**کلمات کلیدی:** اقلیم شناسی همدید، ناپایداری، کژفشاری، واگرایی، همگرایی.

تاریخ دریافت مقاله: ۲۵ آبان ۱۳۸۸

تاریخ پذیرش مقاله: ۲۴ اسفند ۱۳۸۹

۱- استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران  
۲- استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه کردستان، سنندج، ایران  
\*- نویسنده مسئول

## ۱- مقدمه

در نقشه‌های هوا به ویژه نقشه‌های مربوط به ترازهای بالای جو، هسته‌های سرعت باد با شدت‌های مختلف دیده می‌شود. در واژه‌نامه هواشناسی و اقلیم‌شناسی، به جریان نسبتاً تنگ و باریکی از بادهای افقی بسیار شدید (معمولاً بیشتر از ۵۰ گره یا حدود ۲۶ متر در ثانیه) که در بالاتر از بادهای سیاره‌ای می‌وزند، رودباد گفته می‌شود (Geer, 1961). سرعت هسته‌های رودباد از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد و این کاهش به طرف قطب چرخندی و مثبت و به طرف استوا و اچرخندی و منفی است (کاوایانی و علیجانی، ۱۳۷۹). هسته‌های رودباد در بستر موج‌های کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آنها دارای مناطق همگرایی و واگرایی هستند (علیجانی، ۱۳۸۱). رودبادها از نظر موقعیت مکانی به شدت متغیر بوده و محل استقرار آنها تا حدود زیادی با زاویه تابش خورشید تغییر می‌کند. به طور کلی رودباد جبهه قطبی در عرض‌های برون حاره، در ارتفاع ۹ تا ۱۲ کیلومتری، رودباد جنب‌حاره‌ای در فاصله مدارهای ۲۰ تا ۳۰ درجه جغرافیایی در ارتفاع ۱۲ تا ۱۴ کیلومتری و رودباد شرقی نیز در عرض‌های پایین به صورت کمربندهایی ناپیوسته به دور کره زمین گسترش یافته‌اند (مسعودیان، ۱۳۸۶). موقعیت رودباد و تأثیرات آن بر سامانه‌های جوی عرض‌های میانه و به طور کلی اقلیم منطقه اهمیت بسیار زیادی دارد.

رودبادهای تراز میانی و بالایی وردسپهر، هم در پیدایش سامانه‌های باران‌زا و هم در تعیین مسیر حرکت این سامانه‌ها نقش مهمی را ایفا می‌کنند. بنابراین الگوی توزیع جغرافیایی بارش در مقیاس سیاره‌ای علاوه بر الگوی سامانه‌های فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره، جریان‌های اقیانوسی، تابعی از آرایش رودبادها (رودباد شرقی، رودباد جنب حاره، رودباد قطبی) است (مسعودیان، ۱۳۸۲).

Eltantawy (1960) نقش رودباد جنب‌حاره‌ای را در شکل‌گیری ابرهای (ابره‌ای تراز بالا) منطقه خاورمیانه و به ویژه قاهره بررسی کرده است. نتایج تحقیق وی نشان داد که میانگین اقلیمی ابرهای منطقه تغییرات شدیدی را در زمان انتقال و جایجایی رودباد جنب‌حاره‌ای نشان داده است و این می‌تواند به عنوان شاهدهی بر ارتباط معنی‌دار موقعیت رودباد جنب‌حاره‌ای و شکل‌گیری ابرها در منطقه باشد.

Herron and Tolstoy (1968) مسیر رودبادها را با استفاده از علائم فشار سطح زمین مطالعه نمودند. آنها نوسانات فشار جوی را در دامنه‌های زمانی ۳۰ تا ۹۰ دقیقه مطالعه نمودند و همبستگی

فشارهای ثبت شده را با جهت و سرعت باد در رودبادها محاسبه کردند. Weinert (1968) موقعیت و ساختار رودباد جنب حاره‌ای را در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال بر روی استرالیا مطالعه نمود. وی معتقد است که در میانگین بلندمدت، موقعیت رودباد بین مدارهای ۲۶ تا ۳۲ درجه جنوبی بوده است. با این حال در این اواخر رودباد جنب حاره‌ای نوسان و تغییر موقعیت بیشتری را نشان داده است. Dayan and Abramski (1983) بارش‌های سنگین خاورمیانه را در ارتباط با ویژگی‌های رودبادها بررسی کردند. آنها این رویدادها را در ارتباط مستقیم با موقعیت غیر معمول رودبادها دانستند و معتقدند که انحنای و اچرخندی رودباد و شیب شمال‌سوی آن با افزایش ارتفاع عامل مهمی برای بارش‌های سنگین منطقه است.

Abdel-Rahman (2006) اثرات دوگانه بالایی آب سرد و رودباد شرقی بر بیابان‌زایی در بخش‌های شرقی و جنوبی یمن را مطالعه کرد. وی معتقد است که بالایی آب سرد از یک طرف باعث پایداری جوی شده و از طرف دیگر رودباد حاره‌ای که اثرات اقیانوسی مختلفی دارد؛ قرارگیری منطقه همگرایی آن باعث کاهش مقدار بارش در منطقه مورد مطالعه خواهد شد.

Johnson and Daniels (2006) بارش چهار ایستگاه در انگلستان را در ارتباط با رودبادها بررسی کردند. نتایج نشان داد که توزیع میانگین بارش در ارتباط با رودبادها است و تاوایی در بخش ورودی رودباد و اتاوایی در بخش خروجی رودباد منجر به تفاوت در دریافت بارش خواهد شد. Gong et al. (2007) همبستگی بین فراوانی طوفان‌های گرد و غبار را با الگوی پیوند از دور شمال آمریکا- اقیانوس آرام مطالعه کردند. آنها معتقدند که قرارگیری رودباد بر روی آسیای شرقی عاملی برای ایجاد تغییرات همزمان فراوانی طوفان‌های گرد و غبار و شاخص پیوند از دور یاد شده است.

Degirmendžić and Wibig (2007) الگوهای اصلی رودبادها را بر روی اروپا مشخص کردند و سپس به طبقه‌بندی و مطالعه ویژگی‌های آماری آنها پرداختند. آنها ویژگی‌های مهم گردش تراز بالا و هوای سطحی را در زمان هر کدام از الگوهای بدست آمده تحلیل کردند و سرانجام آماره‌های اساسی الگوی رودبادها (فراوانی، دوام و تغییرات روز به روز ساختار روبات) و روند آنها را تشریح کردند. یکی الگوها موجب تغییرات دمایی شدیدی در غرب اروپا، و سه الگوی دیگر سبب وزش گرمایی قابل‌توجهی در شرق و مرکز اروپا شدند و همچنین تفاوت‌های فصلی در فراوانی و مدت دوام الگوهای رودبادها نیز مشاهده شد. Strong and Davis (2007) تغییرپذیری در موقعیت و قدرت رودباد را در ارتباط با شاخص‌های پیوند از دور در

نیمکره شمالی مطالعه کردند. آنها فراوانی و موقعیت رودبادهای را در ارتباط مستقیم با شاخص نوسان اطلس شمالی می‌دانند.

Zho et al. (2008) با بررسی توفان‌های گرد و خاک در شمال چین به این نتیجه رسیدند که این رویدادها در ۵۰ سال اخیر روند کاهشی و معنی داری داشته‌اند. آنها معتقدند روند گرمایشی در اطراف دریاچه بایکال تا حدودی در ارتباط با تضعیف رودباد و کاهش فراوانی آن و همچنین ناپایداری‌های جوی در شمال چین و منطقه مونگولیا بوده است. تضعیف رودباد به معنای تضعیف و متوقف شدن فراوانی و رخداد سیکلون‌های مونگولیا و در نتیجه کاهش توفان‌های گرد و خاک بوده است.

Woollings et al. (2009) تغییرپذیری جوی در بخش شمالی اطلس را در ارتباط با تغییرات پیچانه‌های جوی مطالعه کردند. نتایج تحقیق آنها نشان دادند که شاخص نوسان اطلس شمالی و شرق اطلس هر دو تغییرات رودبادهای را در ارتباط با عرض جغرافیایی و سرعتشان توجیه و تبیین می‌کنند. آنها معتقدند که برای شناسایی رفتار رودبادهای (از نظر موقعیت قرارگیری و سرعتشان)، تغییرات شاخص‌های نوسان اطلس شمالی و شرق اطلس باید به دقت مطالعه شود. Farajzadeh et al. (2008) به بررسی ارتباط بین موقعیت رودباد و چرخندهای غرب ایران طی سال‌های ۱۹۹۹-۱۹۸۵ پرداختند. آنها مسیر و سرعت رودبادهای را در ۵۴ دوره بارشی که نقشه‌های روزانه آنها را از سازمان هواشناسی کشور تهیه کرده بودند، استخراج کردند. نتایج پژوهش آنها نشان دادند که سرعت باد بر روی شدت بارش تأثیر ندارد و بارش‌های سبک در زمان انحنای واچرخندی مسیر رودباد، اما بارش‌های شدید در زمان انحنای چرخندی مسیر رودباد رخ داده است. ایجاد فرود عمیق در زمان روزهای بارشی شدید، به دلیل تمرکز مسیر رودباد در نزدیکی ناحیه مورد مطالعه بوده است. سبزی پرور و لبافی میرقوامی (۱۳۸۱) به بررسی تأثیر عوامل همدید بر نوسان‌های روزانه اوزن ایستگاه اصفهان پرداختند. آنها در بخشی از نتایج تحقیق به ارتباط نوسانات روزانه اوزن با جابجایی رودبادهای قطبی و جنب‌حاره‌ای تأکید دارند. با توجه به این که موقعیت و گسترش رودبادهای یکی از عوامل مهم توزیع مکانی و شدت بارندگی است، در این بررسی برای شناخت بخشی از سازوکار پیدایش بارش‌های ابرسنگین ایران، به موقعیت و سرعت رودبادهای در ترازهای مختلف به عنوان یکی از عوامل اصلی توجه شده است.

## ۲- داده و روش‌شناسی

برای انجام این پژوهش که با رویکرد محیطی به گردشی انجام شد؛ داده‌های بارش روزانه ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی ایران از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ به عنوان پایگاه داده بارش ایران انتخاب گردید. این داده‌ها از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد. داده‌های مؤلفه باد مداری، مؤلفه باد نصف‌النهاری نیز داده‌های مورد استفاده برای ترسیم رودبادهای در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال بودند (Kalnay et al., 1996). این داده‌ها نیز از تارنمای [www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov) به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته اخذ گردید.

بر مبنای پایگاه داده یاد شده، بارش ایران در ۱۵۹۹۲ روز به روش کربجینگ میان‌یابی شد. در جریان میان‌یابی بارش هر روز، ایران به ۸۲۳۰ یاخته به اندازه ۱۴\*۱۴ کیلومتر تبدیل شد؛ که نتیجه آن تشکیل ماتریسی از پایگاه داده بارش ایران به ابعاد ۱۵۹۹۲\*۸۲۳۰ بود؛ ۱۵۹۹۲ تعداد روزها (زمان) و ۸۲۳۰ تعداد یاخته‌ها (مکان) است. برای هر روز میانگین، بیشینه و درصد پهنه زیر بارش کشور محاسبه و همچنین پایگاه داده ایران بر حسب این سه عامل از بزرگ به کوچک مرتب شد:

مجموع بارش تمام یاخته‌ها

$$(1) \quad \text{در یک روز معین} = \frac{\text{تعداد کل یاخته‌ها (۸۲۳۰ یاخته)}}{\text{میانگین بارش کشور در روز مورد نظر}}$$

درصد پهنه زیر بارش کشور نیز برای هر روز از رابطه زیر محاسبه شد:

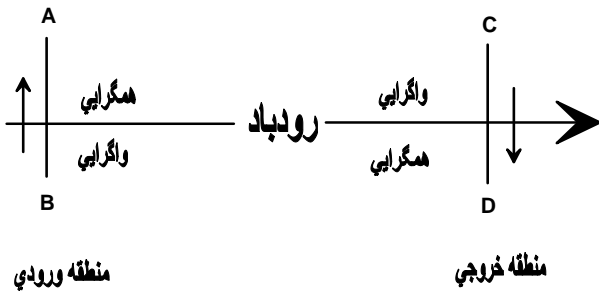
$$(2) \quad 100 \times \frac{\text{تعداد یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش بیش از ۱ میلی‌متر داشته} / \text{تعداد کل یاخته‌های حاصل از میان‌یابی (۸۲۳۰ یاخته)}}{\text{درصد پهنه‌ی زیر بارش کشور در یک روز معین}}$$

بیشینه بارش هر روز، از رابطه زیر بدست آمد:

$$(3) \quad \text{Max}_j P_j = \text{Max}(P_{i,j}), \quad i = 1 \dots 8230, \quad j = 15992$$

بارش‌های سنگین و فراگیر ایران، بر مبنای آستانه بالای ۹۹ درصد انتخاب شد. به عبارت دیگر ۱ درصد از پایگاه داده بارش ایران (جدول ۱) که میانگینی بیش از ۰/۱ میلی‌متر را ثبت کرده بود به عنوان نمونه مورد مطالعه این پژوهش انتخاب گردید.

افزایش واگرایی در شاره می‌شود. با افزایش واگرایی حرکات قائم نیز افزایش می‌یابد. طبق مدل ربع دایره، هسته رودباد به کمک قطرهای بزرگ و کوچکش به چهار بخش تقسیم می‌شود و می‌توان آن را با دو قسمت ورودی و خروجی مشخص نمود (شکل ۱). بسته به این که هر کدام از بخش‌های رودباد بر روی منطقه مورد نظر قرار بگیرد می‌تواند اثرات پایداری و یا ناپایداری داشته باشد.



شکل ۱- مدل ربع دایره و حرکات قائم در رودباد

$$T_{(99\%)} = (Database \geq 0.1 \text{ mm}) \times \%1 \quad (4)$$

$$\rightarrow T_{(99\%)} = 12472 \times \%1$$

$$\Rightarrow T_{(99\%)} \approx 125 \text{ day}$$

که در این رابطه:

$T_{(99\%)}$ ، آستانه بالای ۹۹ درصد بارش‌های مورد مطالعه است. اطلاعات ستون مربوط به میانگین بارش ایران از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ است.

### ۱-۲- نقش رودباد در ایجاد ناپایداری

شیو سرعت باد در ترازهای بالا نسبت به ترازهای پایین‌تر شدیدتر است. این شیو تابعی از دمای جو است. اگر به دلیل برقراری وزش افقی، بزرگی کمیتی چون  $\nabla T$  (شیو دما) افزایش یابد، بدنال آن چینش باد و tendy باد در هسته رودباد نیز افزایش خواهند یافت. تقویت رودباد موجب افزایش تاوایی می‌شود. افزایش تاوایی موجب

جدول ۱- نمای کلی پایگاه داده بارش ایران

سال	ماه	روز	پیشینه بارش	طول مسطحاتی پیشینه بارش	عرض مسطحاتی پیشینه بارش	میانگین بارش ایران	انحراف بارش از میانگین	درصد پهنا زیر بارش
۱۳۷۱	۱۱	۱۴	۱۳۷/۰	۵۲۴۶۱۶۹/۵۷۴	۳۰۵۲۲۶۴۲/۷۸	۱۳/۱	۱۱/۴	۸۰/۹
۱۳۸۳	۱۰	۶	۹۷/۳	۴۶۱۶۲۴۰/۰۵۱	۳۱۴۷۷۹۰۴/۰۲	۱۲/۹	۱۱/۵	۹۳/۶
۱۳۸۲	۹	۱۵	۹۸/۲	۴۸۴۰۲۱۴/۹۹۳	۳۰۴۲۴۳۰۷/۰۷	۱۰/۹	۹/۷	۷۳/۸
۱۳۸۲	۱	۶	۱۱۲/۰	۴۶۳۰۲۳۸/۴۸۵	۳۰۹۴۴۰۸۱/۵۶	۱۰/۴	۹/۳	۷۲/۳
۱۳۷۴	۱۲	۲۳	۷۹/۳	۴۶۱۶۲۴۰/۰۵۱	۳۰۸۸۷۸۸۹/۷۲	۱۰/۲	۸/۹	۹۳/۶
۱۳۷۱	۱۱	۱۵	۱۲۰/۹	۴۹۹۴۱۹۷/۶۶۵	۳۰۳۱۹۲۳/۳۹	۹/۸	۸/۲	۸۱/۰
۱۳۶۵	۹	۱۰	۱۳۰/۷	۴۹۳۸۲۰۴/۰۲۹	۳۰۵۵۰۷۳۸/۷	۹/۵	۸/۴	۷۱/۶
۱۳۵۷	۱۱	۴	۱۹۷/۷	۵۲۳۲۱۷۱/۱۴	۳۰۳۶۸۱۱۵/۲۳	۹/۳	۷/۶	۸۲/۴
۱۳۸۰	۱۰	۲۱	۱۰۲/۷	۴۸۶۸۲۱۱/۸۶	۳۰۷۶۱۴۵۸/۰۹	۹/۳	۷/۹	۸۷/۱
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۶۱	۱۰	۳۰	۶۷/۱	۴۹۵۲۲۰۲/۴۶۳	۳۰۴۹۴۵۴۶/۸۶	۵/۱	۳/۷	۷۳/۳
۱۳۵۹	۱۱	۷	۶۶/۰	۴۹۶۶۲۰۰/۸۹۷	۳۰۵۵۰۷۳۸/۷	۵/۰	۳/۸	۵۴/۳
۱۳۶۳	۱	۵	۵۷/۱	۴۲۶۶۲۷۹/۲۰۶	۳۱۱۸۲۸۹۶/۸۷	۵/۰	۴/۰	۷۶/۹
۱۳۷۵	۱۲	۲۳	۷۶/۵	۴۵۶۰۲۴۶/۳۱۶	۳۰۹۱۵۹۸۵/۶۴	۵/۰	۳/۸	۹۱/۲
۱۳۴۰	۱	۲۰	۴۰/۰	۵۰۳۶۱۹۳/۰۶۶	۳۰۴۱۰۲۵۹/۱۱	۵/۰	۴/۳	۷۵/۰
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۴۸	۱۰	۶	۴۰/۳	۴۵۱۸۲۵۱/۰۱۵	۳۱۰۱۴۳۲۱/۳۶	۲/۴	۱/۵	۵۹/۳
۱۳۷۴	۱	۲۷	۲۴/۶	۵۳۸۶۱۵۳/۹۱۲	۳۱۱۲۶۷۰۵/۰۳	۲/۴	۱/۱	۵۱/۸
۱۳۵۹	۱۰	۲۰	۹۵/۱	۴۵۰۴۲۵۲/۵۸۱	۳۰۹۸۶۲۲۵/۴۴	۲/۳	۱/۱	۴۲/۲
۱۳۴۱	۱۱	۲۲	۳۶/۸	۴۵۰۴۲۵۲/۵۸۱	۳۱۰۰۰۲۷۳/۴	۲/۳	۰/۶	۶۸/۹
۱۳۵۶	۱۱	۲۲	۵۱/۱	۴۷۹۸۲۱۹/۶۹۱	۳۰۷۳۳۶۲۲/۱۷	۲/۳	۱/۲	۵۸/۳
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۴۰	۳	۳۰	۰/۰۰	NaN	NaN	۰/۰۰	۰/۱	۰/۰۰
۱۳۴۰	۳	۲۹	۰/۰۰	NaN	NaN	۰/۰۰	۰/۱	۰/۰۰
۱۳۴۰	۳	۲۱	۰/۰۰	NaN	NaN	۰/۰۰	۰/۱	۰/۰۰

دیده‌بانی‌های ساعت ۰۶:۰۰، ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰، محدوده وسیعی از غرب چین تا بخش‌های شمال آفریقا در بیش از ۵۰ درصد موارد شاهد تشکیل رودباد بوده‌اند. در این میان فراوانی رودبادها از خلیج فارس تا بخش‌های جنوبی مصر و بخش‌های شمالی سودان به بیش از ۷۵ درصد رسیده است. به دلیل موقعیت مشابه رخداد رودبادهای این تراز در سه دیده بانی ۰۶:۰۰، ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰، تنها وضعیت رودبادها در ساعت ۰۰:۰۰ ارائه شده است (شکل ۳). در این سه دیده‌بانی شمال‌غربی ایران خارج از محدوده فراوانی بیش از ۵۰ درصد قرار گرفته است. میانگین سرعت رودبادها در این سه دیده‌بانی بیش از ۵۴ متر در ثانیه بوده که مرکز این بیشینه سرعت بر روی شمال عربستان واقع شده است. منطقه واگرایی بالایی در هر سه دیده‌بانی بر روی ایران قرار گرفته و به نظر می‌رسد یکی از عوامل اصلی فراهم نمودن ناپایداری جو بالا در زمان رخداد بارش‌های سنگین و فراگیر ایران همین امر بوده است. به دلیل میانگین مشابه سرعت رودبادهای این تراز در سه دیده بانی ۰۶:۰۰، ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰، تنها وضعیت رودبادها در ساعت ۰۰:۰۰ ارائه شده است (شکل ۴).

فراوانی رودبادها در دیده‌بانی ساعت ۱۸:۰۰، برخلاف سه دیده‌بانی قبلی، نشان داد که در هیچ کجای محدوده مورد مطالعه به ۵ درصد هم نرسیده است. عدم رخداد رودباد در این تراز در ساعت ۱۸:۰۰ و بزرگی فراوانی رودباد در همین ساعت در ترازهای پایین تر جای تأمل و پژوهش بیشتری دارد. با وجود فراوانی بسیار کم رودبادها در این ساعت میانگین سرعت باد بر روی بخش‌های جنوب غربی ایران نسبت به مناطق اطراف به مراتب بیشتر بوده است. اگرچه سرعت باد کمتر از سرعت رودباد بوده، اما جنوب غرب ایران به عنوان بیشینه سرعت باد قابل مشاهده است (شکل ۵).

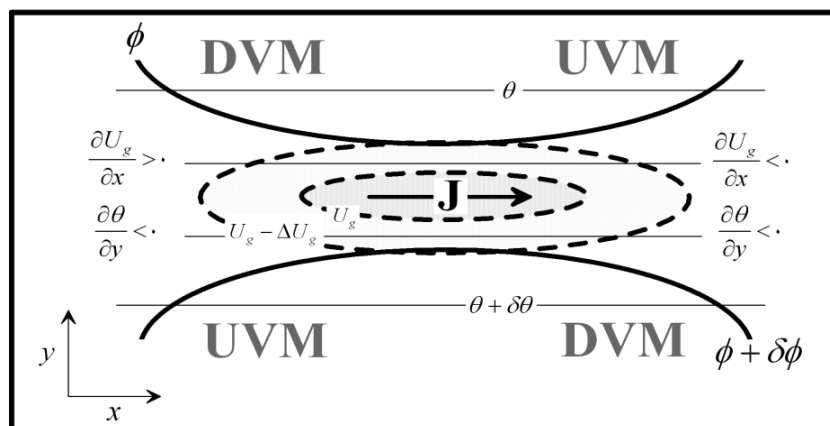
در منطقه ورودی رودباد که  $\partial U_g / \partial x > 0$  و در نتیجه  $Q_{gST} > 0$  است، یک گردش گرمایی عادی شکل می‌گیرد. ولی در منطقه خروجی رودباد که  $\partial U_g / \partial x < 0$  و در نتیجه  $Q_{gST} < 0$  است، یک گردش گرمایی غیرعادی شکل می‌گیرد. بنابراین منطقه خروجی هسته‌های سرعت محل مناسبی برای تشکیل جبهه‌های بالایی است. روشن است که میدان باد افقی و اشار که بر روی خطوط هم‌آنترپی در منطقه خروجی رودباد مستقر می‌شود جبهه‌زایی افقی  $(d|\nabla\theta|_H / dt < 0_g)$  که همراه با برقراری گردش گرمایی غیرعادی است را تقویت می‌کند.  $DVM$  نماینده حرکات قائم نزولی و  $U V$  نماینده حرکات قائم صعودی است (Martin, 2006) (شکل ۲).

در ادامه فراوانی رودبادها و همچنین میانگین آنها در روزهای مورد مطالعه (۱۲۵ روز) در پنج تراز ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال و در چهار دیده‌بانی در زمان‌های ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ بررسی شد. با توجه به مشاهده فراوانی بالایی رودبادها در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال، به دلیل نمایش بهتر مناطق بیشینه وجود رودبادها، در نقشه فراوانی رودبادها تنها فراوانی‌های بالایی ۷۰ درصد نشان داده شد و در تراز ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال، فراوانی بالایی ۲۵ درصد مشخص شد اگرچه در این ترازها در برخی دیده‌بانی‌ها فراوانی رودبادها به کمتر از ۱۰ درصد هم رسیده است. در این پژوهش سرعت بیش از  $30 m.s^{-1}$  به عنوان سرعت رودباد در نظر گرفته شده است.

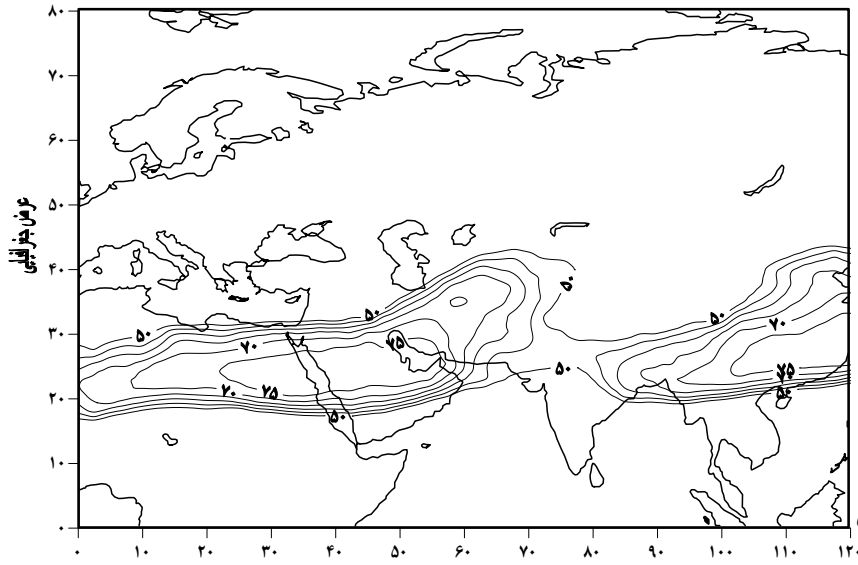
### ۳- تحلیل فراوانی رودبادها

#### ۳-۱- تحلیل فراوانی رودبادهای تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

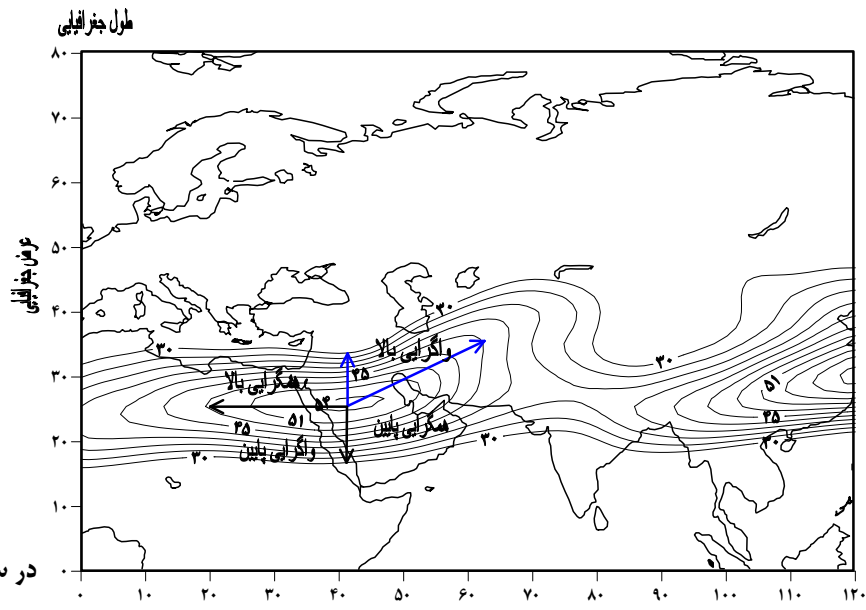
تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که در



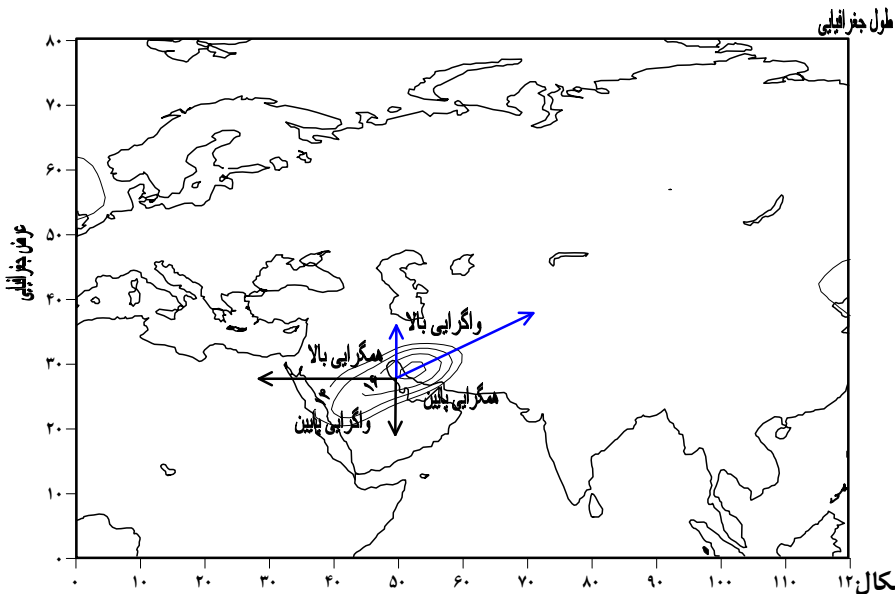
شکل ۲- گردش قائم در منطقه ورودی و خروجی یک رودباد راست‌خط. (Martin, 2006)



شکل ۳- فراوانی رودبادها در ساعت ++++، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال



شکل ۴- میانگین سرعت رودبادها در ساعت ++++، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال



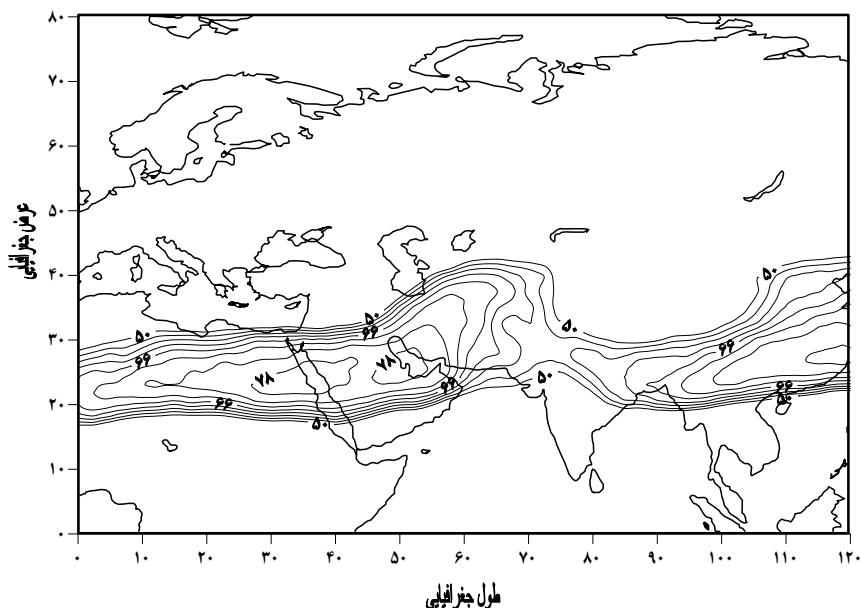
شکل ۵- میانگین سرعت باد در ساعت ++، تراز ۱۸۰ هکتوپاسکال

طول جغرافیایی

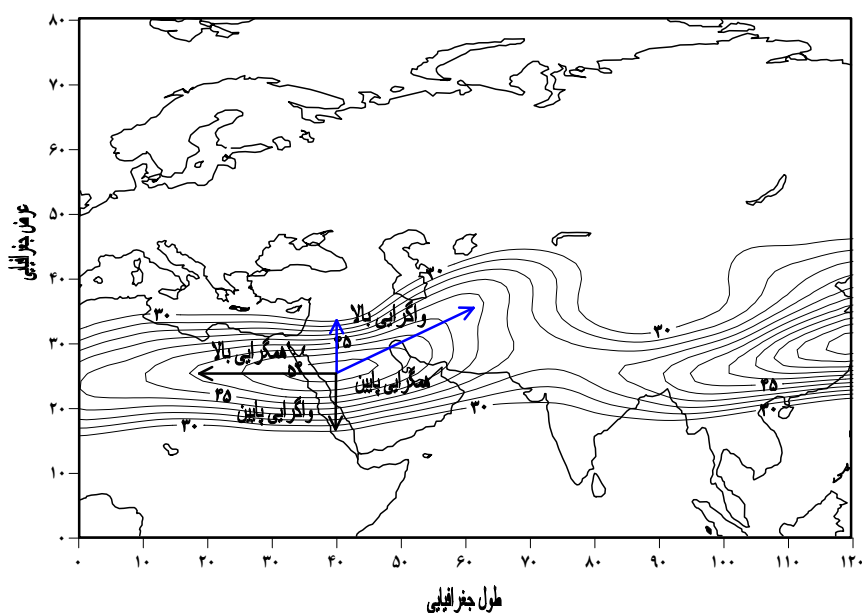
### ۳-۲- تحلیل فراوانی رودبادهای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل فراوانی رودبادهای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در هر چهار دیده‌بانی در محدوده‌ی وسیعی از ترکمنستان تا شمال شرق آفریقا، فراوانی رودبادهای به بیش از ۷۵ درصد رسیده است. علاوه بر این در این تراز شمال عربستان و میانه‌ی دریای سرخ به عنوان هسته‌های بیشینه کاملاً آشکار هستند. بر خلاف تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، در این تراز در ساعت ۱۸:۰۰، حداکثر رودبادهای مشاهده

شده است. در این زمان خلیج فارس و میانه‌ی دریای سرخ در بیش از ۷۸ درصد موارد شاهد تشکیل رودباد بوده‌اند (شکل ۶). میانگین سرعت رودبادهای در این زمان همانند تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال بیش از ۵۴ متر در ثانیه بوده است که هسته‌ی مرکزی آن بر روی شمال عربستان شکل گرفته است. همچنین منطقه‌ی واگرایی بالایی هسته رودباد در این تراز نیز بر روی ایران قرار گرفته است (شکل ۷).



شکل ۶- فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

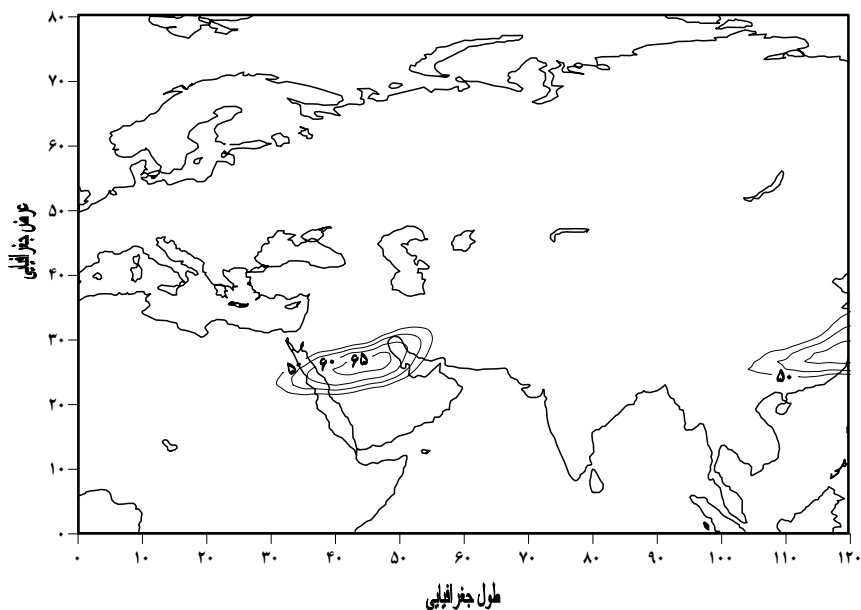


شکل ۷- میانگین سرعت رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

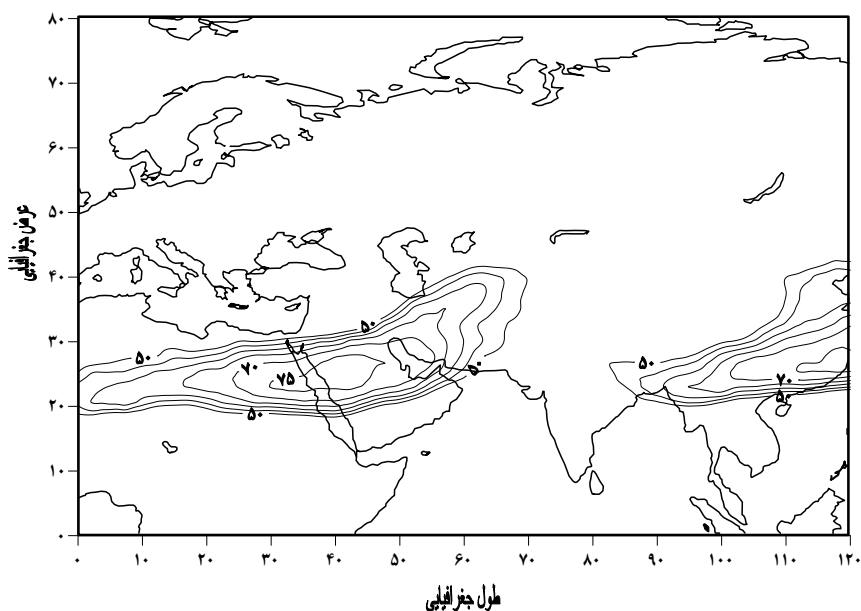
### ۳-۳- تحلیل فراوانی رودبادهای تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

بررسی فراوانی رودبادهای در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که محدوده‌ی گسترش رودبادهای در سه دیده‌بانی ساعت ۰۶:۰۰، ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ نسبت به ترازهای بالاتر کاهش چشمگیری یافته است. منطقه‌ی تمرکز رخداد رودبادهای در این سه دیده‌بانی بر روی بخش‌های شمالی عربستان شکل گرفته و به بیش از ۶۰ درصد رسیده است (شکل ۸). اما در ساعت ۱۸:۰۰ در تراز ۴۰۰

هکتوپاسکال همانند تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال محدوده‌ی وسیعی از ترکمنستان تا شمال شرق آفریقا فراوانی رودبادهای بیش از ۵۰ درصد بوده است که بیشینه‌ی آن با بیش از ۷۵ درصد بر روی بخش‌های شمالی عربستان دیده می‌شود (شکل ۹). میانگین سرعت رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰ قابل توجه است و سرعت آن بر روی شمال عربستان بیش از ۴۸ متر در ثانیه است و منطقه‌ی همگرایی بالایی هسته رودبادهای بر روی ایران دیده می‌شود (شکل ۱۰).

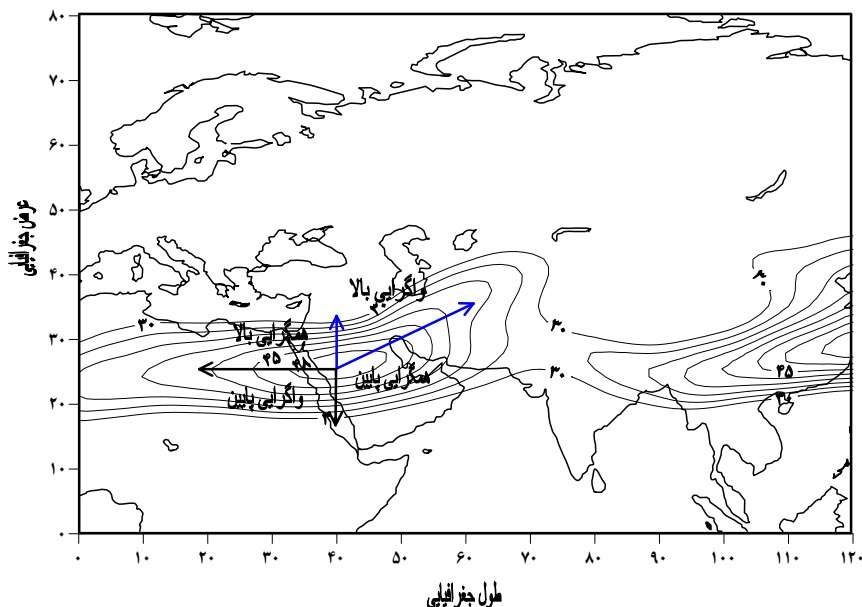


شکل ۸- فراوانی رودبادهای در ساعت ۰۶:۰۰، ۰۰:۰۰، تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال.



شکل ۹- فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال



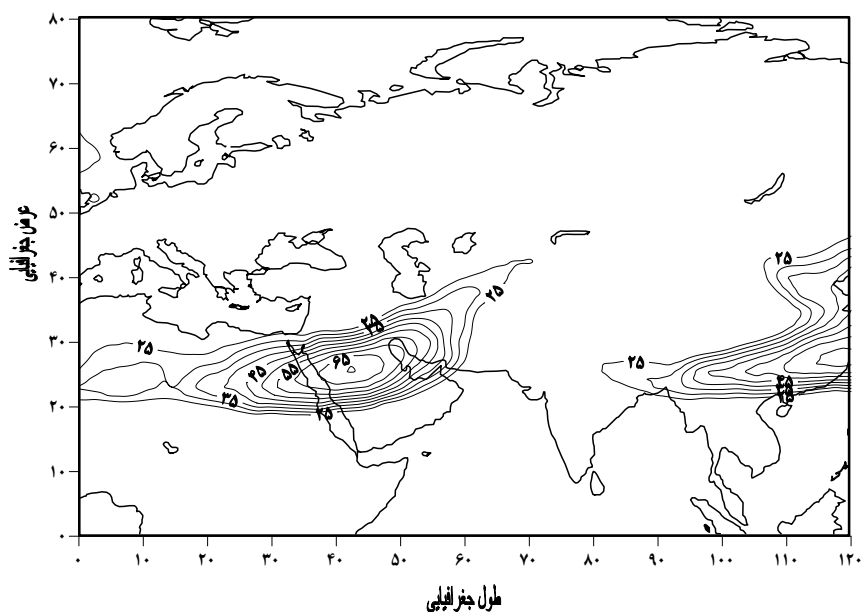


شکل ۱۰- میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

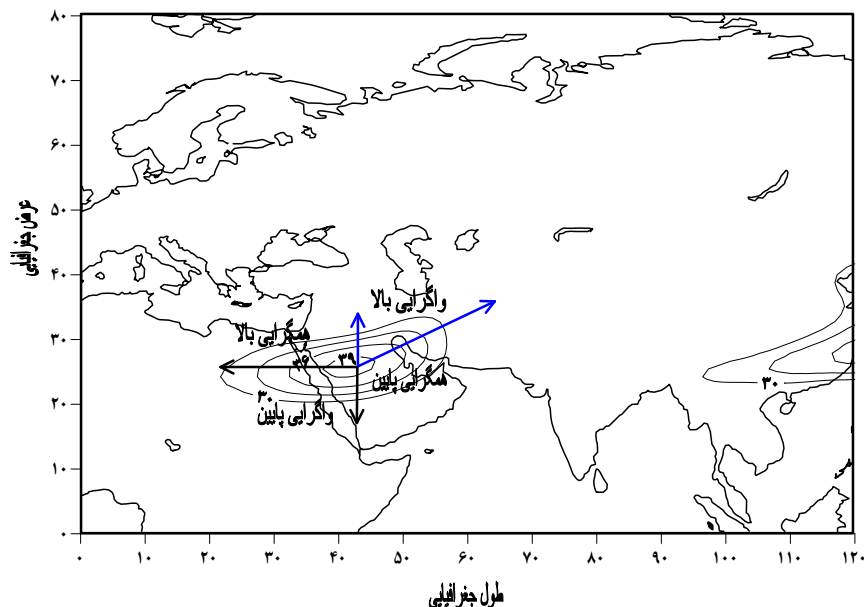
رودبادها در این تراز نسبت به ترازهای بالاتر، دلیل بر اهمیت کم رودبادها در این تراز نیست؛ چرا که اساساً انتظار رخداد رودباد در این تراز زیاد نیست. با این حال فراوانی رودباد در ساعت ۱۸:۰۰ در این تراز به مراتب بیشتر از ساعت ۱۸:۰۰ تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال است (شکل ۱۱). با وجود میانگین سرعت کمتر رودبادها در این تراز، همچنان منطقه‌ی همگرایی بالایی رودبادها در همه‌ی دیده‌بانی‌ها بر روی ایران به ویژه بخش‌های جنوب‌غربی کشور قرار گرفته است (شکل ۱۲).

### ۳-۴- تحلیل فراوانی رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در سه دیده‌بانی ساعت ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ فراوانی رودبادها بر روی شمال عربستان محدود شده و به حدود ۴۰ درصد رسیده است. با این حال فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ بسیار چشمگیرتر و محدوده‌ی گسترش آن نیز بیشتر است. در ساعت ۱۸:۰۰ فراوانی رودبادها بر روی جنوب غرب ایران به ۴۰ درصد و بر روی شمال عربستان نیز به بیش از ۶۵ درصد رسیده است. فراوانی نسبتاً کمتر



شکل ۱۱- فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

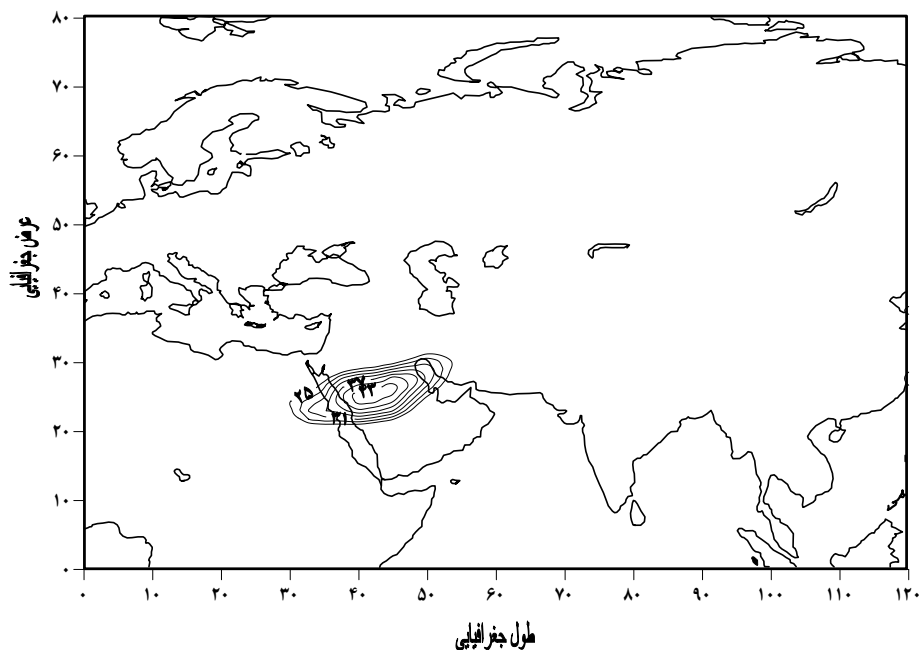


شکل ۱۲- میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۵۰۰۰ هکتوپاسکال

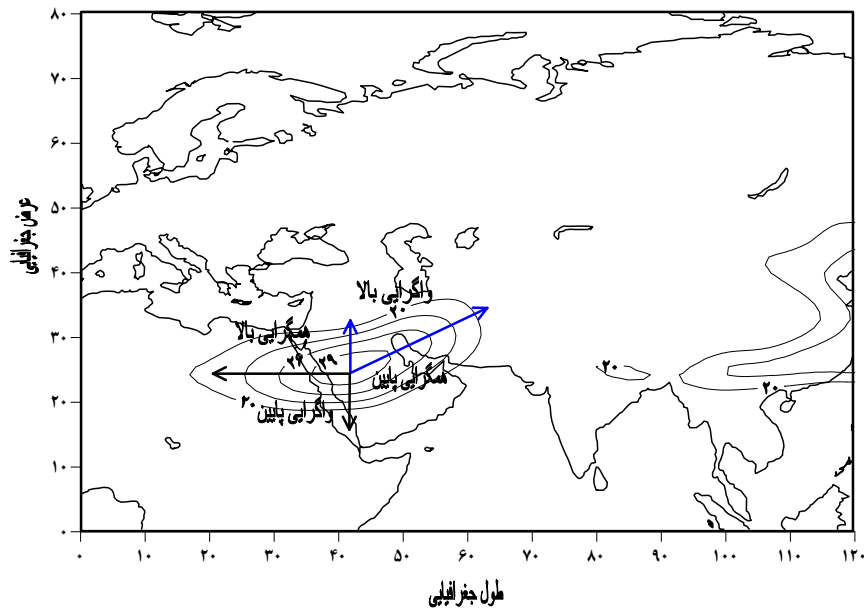
در این تراز در دیده‌بانی ساعت ۱۸:۰۰ زمانی آشکار می‌شود که آن را با فراوانی رودباد در زمان مشابه با تراز ۲۵۰۰ هکتوپاسکال مقایسه کنیم (شکل ۱۳). در این زمان به دلیل پایین بودن فراوانی رودبادها، میانگین سرعت باد به سرعت رودباد نرسیده است اما با این حال بر روی بخش‌های شمالی عربستان سرعت باد به بیش از ۲۹ متر در ثانیه رسیده است و سرعت باد بر روی بیشتر بخش‌های ایران بیش از ۲۰ متر در ثانیه است ضمن آن که همچنان منطقه‌ی همگرایی بالایی سرعت هسته‌ی باد بر روی ایران دیده می‌شود (شکل ۱۴).

### ۳-۵- تحلیل فراوانی رودبادهای تراز ۶۰۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۶۰۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در این تراز در سه دیده‌بانی ساعت ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰، فراوانی رودبادها در هیچ منطقه‌ای به ۱۰ درصد هم نرسیده است. اما نکته جالب فراوانی قابل ملاحظه رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ است. با وجود این که در سه دیده‌بانی اول، رودباد قابل توجهی در منطقه مشاهده نشده بود اما در ساعت ۱۸:۰۰، فراوانی رودبادها بر روی شمال عربستان به بیش از ۴۳ درصد رسیده است. اهمیت فراوانی رودبادها



شکل ۱۳- فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۶۰۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۱۴- میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

#### ۴- نتیجه گیری

بر روی خلیج فارس و جنوب غرب ایران نیز فراوانی رودبادها قابل توجه است. از نظر قرارگیری هسته‌ی رودبادها می‌توان گفت که در تمامی ترازهای مورد بررسی منطقه‌ی واگرایی بالایی بر روی ایران قرار گرفته است. به عبارت دیگر اگرچه ممکن است مرکز رودبادها در اغلب موارد بر روی شمال عربستان قرار گرفته باشد اما منطقه‌ای از رودباد که می‌تواند ناپایداری‌های شدیدی را برای بارش‌های سنگین و فراگیر فراهم کند، بر روی ایران دیده می‌شود.

بررسی فراوانی رودبادها در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که در دیده‌بانی‌های ساعت ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰، فراوانی رودبادها بر روی بیشتر بخش‌های ایران بیش از ۵۰ درصد بوده است. با این حال بیشترین فراوانی رودبادها مربوط به منطقه‌ی وسیعی از خلیج فارس تا شمال شرق آفریقا (جنوب مصر و شمال سودان) است. نکته‌ی جالب توجه در مورد رودبادهای این تراز مربوط به عدم مشاهده رودباد در ساعت ۱۸:۰۰ است. با این که انتظار می‌رفت در این تراز، فراوانی رودبادها زیاد باشد، اما مطالعه نمونه ۱۲۵ روزه بارش‌های ابرسنگین و فراگیر ایران نشان داد که اساساً رودبادها در این تراز در ساعت ۱۸:۰۰ دیده نمی‌شوند. بررسی فراوانی رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز نشان داد که در هر ۴ زمان دیده‌بانی، فراوانی رودبادها در بخش‌های عمده‌ای از ایران بیش از ۵۰ درصد بوده است و البته بر خلاف تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، حداکثر فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ دیده شده است. در ترازهای ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز در سه دیده‌بانی ساعت ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰، فراوانی رودبادها عمدتاً بر روی شمال عربستان، خلیج فارس و جنوب غرب ایران بیشتر از مناطق اطراف است؛ با این حال در این دو تراز همواره گسترش رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی منطقه بیشتر بوده است. به طوری که در این ساعت فراوانی رودبادها با ترازهای بالاتر برابری می‌کند.

به طور کلی می‌توان گفت در زمان رخداد بارش‌های ابرسنگین و فراگیر ایران، شمال عربستان به عنوان مرکز اصلی استقرار رودبادها دیده می‌شود. همچنین عدم گسترش رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال و گسترش بیش از حد رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ در ترازهای ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال می‌تواند نتیجه‌ای جالب توجه باشد. این پدیده نشانگر نزدیک شدن رودباد به سطح زمین و تقویت تأثیر آن بر لایه‌های زیرین است. تبیین این سازوکار نیازمند پژوهش بیشتر است و برای تحقیقات آینده پیشنهاد می‌گردد.

#### ۵- مراجع

سازمان هواشناسی کشور (اخذ داده‌های مربوط به بارش روزانه ایران ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و بارانسنجی).

سبزی پرور، ع. ا.؛ لبافی، میرقوامی، م. (۱۳۸۱)، "تأثیر عوامل همدیدی بر نوسانات روزانه ازن کلی پایگاه اصفهان"، نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا، شماره ۲۸، صص ۱۹-۱۳.

در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال نیز گسترش رودبادها تنها به ساعت ۱۸:۰۰ محدود شده است و بر روی عربستان به بیش از ۴۳ درصد می‌رسد و

- Geer, I.W; et al. (1996), Glossary of weather and climate. *American Meteorological Society*. Boston.. 272p.
- Gong, D.Y; et al. (2007), Correlation between east Asian dust storm frequency and PNA, *Geophysical research letters*, VOL. 34, L14710, doi:10.1029/2007GL029944.
- Herron. T. J. and Tolstoy. I. (1968), Tracking Jet Stream Winds from ground level Pressure Signals, *Journal of the atmospheric Sciences*. Vol 26, pp. 266- 269
- Johnson. D. H, Daniels. S. M, (2006), rainfall in relation to the jet stream, *Journal of the Royal meteorological*, Vol 80, Issue 344, pp. 212-217.
- Martin. J. E,(2006), Mid- Latitude atmospheric dynamics, *Jhon Wiley & Sons*, Ltd.
- Kalnay, E., et al.(1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of American metrological society* , Vol. 77, No. 3, pp. 437-471.
- Strong. C., and Davis. R. E, (2007), Variability in the Position and Strength of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections, *Journal of Climate*, Vol 21, pp 584-592.
- Weinert. R. A. (1968), Statistics of the Subtropical Jet Stream Over the Australian Region, Central office, *Bureau of Meteorology*, Melbourne, Manuscript received November 1998.
- Woollings. T, et al. (2009), Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream, *Quarterly Journal of the royal Meteorological Society*, Published online in Wiley InterScience.
- Zhu. C, et al, (2008); Why do dust storms decrease in northern China concurrently with the recent global warming? *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L18702, doi:10.1029/2008GL034886.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۱): *اقلیم‌شناسی سینوپتیک*، سمت.
- کاویانی، م.ر.؛ علیجانی، ب. (۱۳۷۹): *مبانی آب و هواشناسی*، سمت.
- مسعودیان، س. ا. (۱۳۸۲): بررسی پراکندگی جغرافیایی بارش در ایران به روش تحلیل عاملی دوران یافته، *جغرافیا و توسعه*، شماره اول، صص ۷۹-۸۹.
- مسعودیان، س. ا. و کاویانی، م.ر. (۱۳۸۶): *اقلیم‌شناسی ایران*، دانشگاه اصفهان.
- Abdel-Rahman, A. R, (2006) A Dual Effect of Upwelling and Easterly Jet Stream on Desert Formation in Southern and Eastern Parts of Yemen, *The 2nd International Conf. on Water Resources and Arid Environment*.
- Eltantawy.A. I. (1960), Jet stream clouds in the Middle East, *Pure and Applied Geophysics*, Volume 46, Number 1 / May, 1960,pp. 352-359.
- Degirmendžić. J. and Wibig. J. (2007), Jet stream patterns over Europe in the period 1950–2001 – classification and basic statistical properties, *Theoretical and Applied Climatology*, Volume 88, Numbers 3-4 / March, 2007,pp. 149-167.
- Dayan. U; Abramski. R. (1983), Heavy rain in the Meddle East related to unusual jet stream properties, *Bulletin American Meteorological Society*, Vol. 64, No. 10, October 1983, pp. 1138-1140.
- Farajzadeh. M; et al. (2008), The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over the Western Iran, *American Journal of Applied Sciences*, 5 (10): pp. 1308-1312.