

منابع رطوبت و ترابرد ماهانه آن روی ایران و برهمکنش آن بامونسون هندوستان و پُرارتفاع جنب‌حاره

محمد مهدی خدادی^۱، مجید آزادی^{۲*} و پرویز رضازاده^۱

^۱مرکز پیش‌بینی سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران
^۲پژوهشکده هواشناسی، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۴/۲۰، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۲)

چکیده

در این پژوهش منابع رطوبت و چگونگی ترابرد رطوبت روی ایران و عوامل موثر بر آنها در ماه‌های گوناگون در یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۸۱-۲۰۱۰) بررسی شده است. به این منظور از داده‌های میانگین ماهانه CFSR با تفکیک افقی ۰/۵ درجه برای محاسبه و تحلیل کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، باد، دما، فشار سطح دریا، آب بارش شو، مولفه‌های چرخشی و واگرایی بردار شار رطوبت و تابع‌های جریان و پتانسیل بردار شار رطوبت استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که در ماه‌های دسامبر تا آوریل در لایه زیرین به علت وجود سامانه کم‌ارتفاع روی شرق دریای مدیترانه، خمش چرخندی بردار شار رطوبت و در نتیجه ترابری رطوبت از روی دریای مدیترانه به شمال غرب ایران وجود دارد. همچنین در همین دوره به علت استقرار واچرخند جنب‌حاره روی شبه جزیره عربستان، دریای عمان و دریای عرب خمش واچرخندی بردار شار رطوبت از روی غرب اقیانوس هند و دریای سرخ به شرق عربستان دیده می‌شود و شکل‌گیری سامانه‌های دینامیکی در شرق مدیترانه و ترکیب آنها با چرخند شمال شرقی آفریقا موجب ترابرد رطوبت از این ناحیه به نواحی غرب و جنوب غرب ایران می‌شود. در اواخر ماه مه به علت حرکت شمال‌سوی واچرخند جنب‌حاره و استقرار آن روی نواحی مرکزی و جنوب ایران، مولفه چرخشی بردار شار رطوبت در غرب اقیانوس هند تحت‌تأثیر گردش کلی اقیانوس دارای خمش واچرخندی می‌شود و سبب ترابری رطوبت از دریاهای عرب و عمان به شبه‌قاره هند و جنوب شرق ایران می‌شود. همچنین باتوجه به مولفه واگرایی بردار شار رطوبت در ماه‌های دسامبر تا آوریل، گردش مستقیم هوا و همخوان با آن خمش بردار شار رطوبت در صفحه نصف‌النهاری (۴۵°E - ۷۰°E) بین دریای عمان و جنوب اقیانوس هند و در ماه‌های ژوئن-اوت هم‌زمان با تقویت مونسون تابستانی شبه‌قاره هند، گردش چرخندی هوا و به همراه آن، خمش چرخندی بردار شار رطوبت در صفحه قائم بین شبه‌قاره هند و شرق ایران (بین عرض‌های ۲۵°N - ۳۵°N) مشاهده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: بردار شار رطوبت، تابع جریان، تابع پتانسیل، پُرارتفاع جنب‌حاره‌ای

Moisture sources and transport over Iran and its interaction with Indian monsoon and subtropical high

Mohammad Mahdi Khodadi¹, Majid Azadi^{2*} and Parviz Rezazadeh¹

¹Forecasting Center, I. R. Iran Meteorological Organization, Tehran, Iran

²Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

(Received: 20 November 2011, accepted: 10 July 2012)

Summary

In this research, moisture sources and their transport over Iran and its relation to other influencing factors during different months for lower (1000-700 mb), middle (700-500) and upper (500-300 mb) layers of the atmosphere were examined. Using the National Center for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) data of 0.5 degree horizontal resolution, described by Saha et al., 2010, several fields including the geopotential height, horizontal wind and temperature at several vertical levels along with the sea level pressure, precipitable water and rotational and divergent components of the moisture flux vector were presented and analyzed.

Results for the lower layer showed that during December-April period, the rotational component of the vertically integrated moisture flux vector with cyclonic curvature over the Mediterranean Sea and the moisture transport over the North-west of Iran were observed. The anti-cyclonic curvature of the rotational component of the moisture flux vector over the West of the Indian Ocean and the East of Arabian Peninsula and formation of the synoptic systems over the East of the Mediterranean and their combination with the north-eastern African low-pressure synoptic system are responsible for the moisture transport over the West and South-west of Iran. Due to the Indian Ocean general circulation associated with the Indian Ocean Dipole (IOD) during late May, the rotational component of the moisture flux vector over the Indian Ocean is anti-cyclonic, and hence the moisture transport from over the Arabian and Oman Seas into the Indian subcontinent and the south-east of Iran is observed.

The results for the middle and upper layers showed that during the December-April period, the subtropical high is shifted towards lower latitudes over the South of Iran and consequently the Mediterranean low causes the moisture to be transported from the East of the Mediterranean over the North-west and west of Iran. During the warm season (June-August), the subtropical high is extended from the South-west to the North-east of Iran and causes moisture to be transported from the North of the Indian subcontinent to the East of Iran.

Considering the divergent component of the moisture flux vector during December-April over the South of Indian Ocean, it is observed that the moisture flux vectors converge in the middle and lower layers and diverge in the upper layer. This means that in the lower and middle layers, the amount of evaporation is more than that of precipitation. The excess of evaporation in the lower and middle layers along with the vertical transport of moisture to the upper level causes the divergence of moist air in the upper layers. Over the north of the Indian Ocean, convergence of the moisture flux vector is observed in the upper layer and its divergence is observed in middle and lower layers. It means that there is a circulation of moist air at the meridional plane (45-70 E), between Oman Sea and the South of the Indian Ocean.

Over the Indian subcontinent, there is a convergence of moisture flux vector at the lower and middle layers and divergence of moisture flux vector is observed at the upper layer. On the other hand, over the East of Iran, convergence of moisture flux vector is observed at the upper layer along with divergence in the middle and lower layers. It means that along with the summer time Indian monsoon intensification during June-August, there is a circulation of moist air at the zonal plane (25-35N) between the Indian subcontinent and the east of Iran.

Keywords: Moisture flux vector, stream function, potential function, subtropical high

۱ مقدمه

شار رطوبت سازوکاری مهم در تقویت یا تضعیف چرخندها و فرایند بارش است. پژوهش‌های زیادی در این زمینه در نقاط گوناگون دنیا صورت پذیرفته است. احمدی گیوی و دستمالچی (۱۳۸۵) منابع گرما و رطوبت و شارش آنها روی ایران را در یک دوره ۱۴ ساله بررسی کرده‌اند. نتایج آنها نشان می‌دهد که در ماه ژانویه، رطوبت در نواحی جنوب ایران تحت تاثیر شارش‌های جنوبی از دو منبع در شرق دریای سرخ و شمال شرق آفریقا است و رطوبت نواحی شمال و مرکز ایران تحت نفوذ شارش‌ها از شمال شرق اقیانوس اطلس است. همچنین این شارش‌ها با جابجایی به عرض‌های پایین‌تر و عبور از روی دریای مدیترانه، تقویت می‌شوند. شایان گفتن است که پژوهش حاضر در سه لایه برای همه ماه‌های سال در دوره ۳۰ ساله صورت گرفته است. فرج‌زاده و همکاران (۱۳۸۸) شار رطوبت را برای سامانه‌ای بارشی در ژانویه ۱۹۹۶ بررسی کردند. آنها روشن ساختند که عمده شار رطوبت این سامانه مورد بررسی از روی دریای عرب و خلیج عدن بوده است. این شارش با عبور از روی دریای سرخ تقویت و به غرب ایران جابجا شده و دریای مدیترانه نقشی در تغذیه رطوبت آن نداشته است.

در ۱۹۸۸ چن و همکاران ساختار رطوبتی مونسون هند را در یک دوره ۳۰-۵۰ روزه با استفاده از بردار شار رطوبت و آب بارش‌شو بررسی کردند. آنها همگرایی رطوبت بر روی هند را به جریانهای غربی مونسون هند، جابجایی ناحیه همگرایی اقیانوس آرام شمالی و نیز بادهای شرقی ناشی از پُرفشار اقیانوس آرام، که رطوبت را از دریای چین به این ناحیه منتقل می‌کند، نسبت دادند. چاکرابورتی و همکاران (۲۰۰۵) ساختار رطوبتی و میزان آب بارش‌شو و بردار شار رطوبت را در لایه‌های متفاوت جوّ روی شبه‌جزیره عربستان در ماه‌های بارشی مشابه بررسی کردند. آنها روشن ساختند که مقدار و چگونگی

ترابرد فصلی رطوبت از غرب اقیانوس هند، دریای سرخ، خلیج فارس و دریای مدیترانه به روی شبه‌جزیره عربستان به گردش کلی جوّ مانند چرخه هادلی و واکر و نوسان اقیانوس اطلس شمالی وابسته است. در این پژوهش گزیده ماهانه شار رطوبت روی ایران و چگونگی تاثیرپذیری آن از الگوی گردش کلی جوّ، مانند سلول هادلی، مونسون هند و همچنین سامانه‌های همدیدی در ماه‌های متفاوت سال بررسی می‌شود.

۲ روش تحقیق

با استفاده از داده‌های ماهانه (System Climate Forecast Reanalysis, CFSR) (سها و همکاران، ۲۰۱۰) با تفکیک افقی ۰/۵ درجه، میانگین ماهانه سی‌ساله از سال ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰ برای کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، بردار افقی باد، سرعت قائم، بردار شار رطوبت و نیز تابع جریان و تابع پتانسیل وابسته به بردار شار رطوبت محاسبه شده است. روابط مورد استفاده برای محاسبه آب بارش‌شو و مولفه‌های واگرایی و چرخشی بردار شار رطوبت و بی‌هنجاری آنها در پیوست آورده شده است. این بررسی برای کل سال صورت گرفت ولی فقط شکل‌های مربوط به ماه‌های فوریه، آوریل، ژوئن، اوت، اکتبر و دسامبر نشان داده شده است. در هر ماه ابتدا با استفاده از شکل‌های میانگین سی‌ساله کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، بردار افقی باد، سرعت قائم و آب بارش‌شو، گزیده عمومی همدیدی برای هرماه توضیح داده شده است. سپس به کمک میانگین ۳۰ ساله، کمیت‌های بردار شار رطوبت، تابع جریان و تابع پتانسیل وابسته به بردار شار رطوبت، گزیده عمومی ترابری رطوبت روی ایران در سه لایه پایین ۷۰۰-۱۰۰۰ hPa، لایه میانی ۵۰۰-۷۰۰ hPa و لایه بالایی ۳۰۰-۵۰۰ hPa و ارتباط آن با گزیده همدیدی سی‌ساله برای هر فصل بررسی شده است.

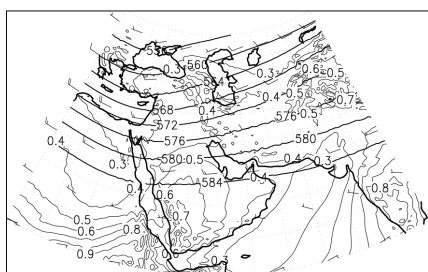
۳ گرتنه ماهانه همدیدی

در شکل‌های ۱-الف و ۱-ب برای ماه‌های فوریه و آوریل ناوه عمیقی در شرق و جنوب مدیترانه، بین دامنه‌های البرز و سواحل خلیج فارس ایران مشاهده می‌شود به گونه‌ای که کل خاورمیانه در قلمرو این ناوه و اثر جبهه‌زایی آن و عبور موج‌های چرخندی و واچرخندی قرار دارد.

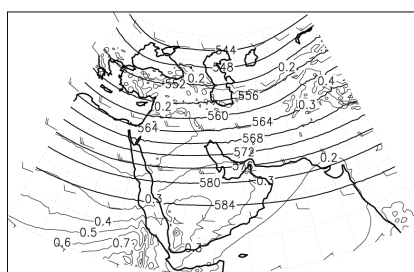
بنا به شکل ۱-ج مربوط به ماه ژوئن، ناوه کم عمقی در شرق مدیترانه دیده می‌شود و واچرخند جنب‌حاره‌ای با ارتفاع ۵۸۸ ژئوپتانسیل دکامتر به جنوب غرب ایران نفوذ کرده است. در شکل ۱-د مربوط به ماه اوت، واچرخند

جنب‌حاره‌ای در غرب، جنوب، شرق و مرکز ایران مشاهده می‌شود. شکل ۱-ه مربوط به ماه اکتبر، بیانگر وجود یک ناوه کم عمق در شرق و جنوب مدیترانه است و یک پشته کم دامنه در نوار شمالی و مرکزی ایران قرار دارد. در شکل ۱-و برای ماه دسامبر، ناوه عمیقی در موقعیت مشابه ولی ضعیف‌تر نسبت به ماه فوریه وجود دارد.

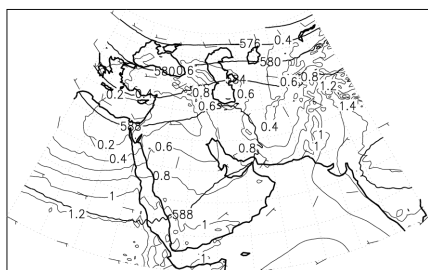
میانگین آب بارش شو لایه میانی ۵۰۰-۷۰۰ hPa در ماه فوریه در سواحل شمالی و نوار غربی ایران حدود



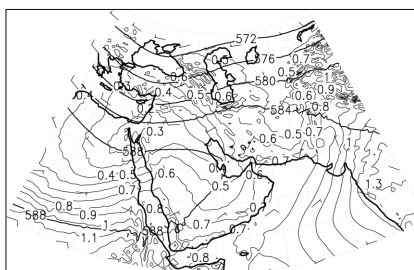
(ب)



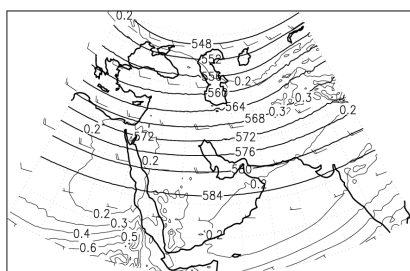
(الف)



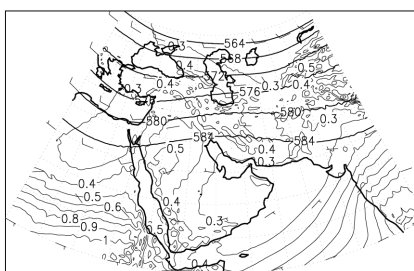
(د)



(ج)



(و)



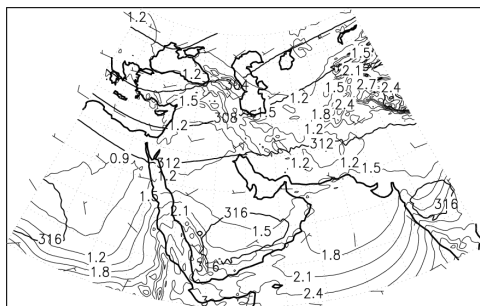
(ه)

شکل ۱. میانگین ماهانه سی ساله برای ارتفاع ژئوپتانسیلی (dm) به صورت خط ممتد ضخیم، دما ($^{\circ}\text{C}$) به صورت نقطه چین و سرعت باد (m/s) در تراز ۵۰۰ hPa و آب بارش شو (kg/m^2) در لایه (۵۰۰ - ۷۰۰) هکتوپاسکال به صورت خط کم رنگ برای ماه‌های (الف) فوریه، (ب) آوریل، (ج) ژوئن، (د) اوت، (ه) اکتبر و (و) دسامبر.

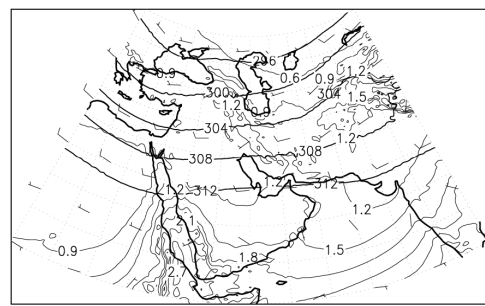
شکل ۲-الف مربوط به ماه فوریه دو کم‌ارتفاع را در شرق مدیترانه و شرق زاگرس، بین دامنه‌های البرز و سواحل خلیج فارس نشان می‌دهد. بنا به شکل ۲-ب برای تراز ۷۰۰ hPa کم‌ارتفاع در ماه آوریل تضعیف، و فقط به نوار شمالی و مرکزی ایران محدود شده است و پُراتفَاع با پربند ۳۱۶ dm در جنوب عربستان مشاهده می‌شود. همچنین گستره دما در این تراز بین دامنه‌های البرز و نواحی مرکزی ایران به ۲ تا ۶°C افزایش یافته است. شکل

۲-ج و ۲-د مربوط به ماه‌های ژوئن و اوت در تراز

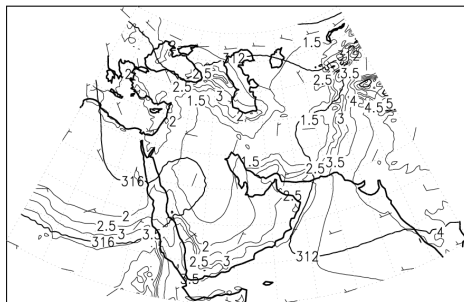
0.2 kg/m^2 و در ماه آوریل در سواحل شمالی و نوار غربی و جنوب شرق ایران حدود 0.4 kg/m^2 است و در ماه ژوئن مقدار آن در منطقه جنوب شرق به حدود 0.6 kg/m^2 افزایش می‌یابد. همچنین مقدار این کمیت در ماه اوت در سواحل شمالی، شمال غرب و جنوب شرق ایران $0.6-0.8 \text{ kg/m}^2$ است و در ماه اکتبر در نوار شمالی و مرکزی ایران مقدار آن حدود 0.4 kg/m^2 و در جنوب ایران 0.3 kg/m^2 است. در ماه دسامبر رطوبت قابل توجهی در لایه میانی روی ایران وجود ندارد.



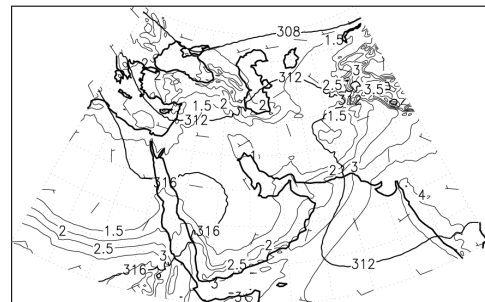
(ب)



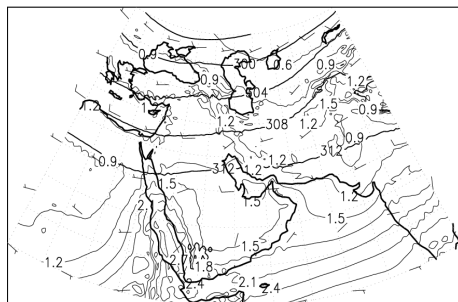
(الف)



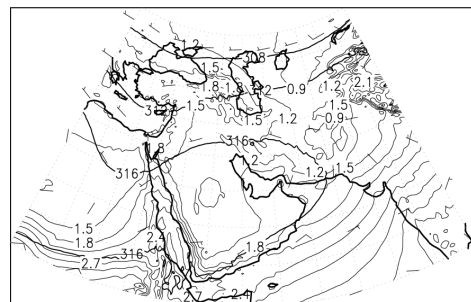
(د)



(ج)



(و)



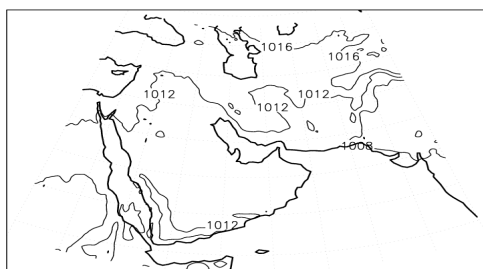
(ه)

شکل ۲. میانگین ماهانه سی‌ساله برای ارتفاع ژئوپتانسیلی (dm) به صورت خط ممتد ضخیم دما ($^{\circ}\text{C}$) به صورت نقطه‌چین و سرعت باد (m/s) در تراز ۷۰۰ hPa و آبربارش شو (kg/m^2) در لایه (۷۰۰ - ۱۰۰۰) هکتوپاسکال به صورت خط کم‌رنگ برای ماه‌های (الف) فوریه، (ب) آوریل، (ج) ژوئن، (د) اوت، (ه) اکتبر و (و) دسامبر.

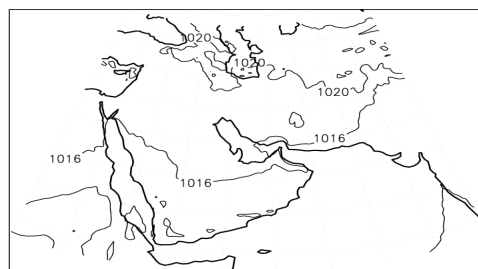
مقدار قابل توجه $1/2 \text{ kg/m}^2$ و در سواحل شمالی و تهران $0/9 \text{ kg/m}^2$ است. در ماه آوریل رطوبت قابل توجه $1/5 \text{ kg/m}^2$ فقط روی شمال اقیانوس هند، و سواحل شمالی ایران وجود دارد. در ماه‌های ژوئن و اوت مقدار آب بارش‌شو در این نواحی به مقادیر $1/5$ تا 3 kg/m^2 افزایش یافته است. در ماه اکتبر مقدار آب بارش‌شو در این نواحی به مقدار $1/5 \text{ kg/m}^2$ کاهش می‌یابد. همچنین در این ماه، آب بارش‌شو در نواحی شرق ایران در مقایسه با ماه‌های پیش افزایش می‌یابد و به حدود $1/2 \text{ kg/m}^2$ می‌رسد. در ماه دسامبر الگو و مقدار آب بارش‌شو مشابه ماه فوریه است.

700 hPa یک پشته را با ارتفاع حدود 312 ژئوپتانسیل دکامتر روی نوار شمالی و شرقی ایران و پُراترفاع جنب‌حاره را با پربند 316 dm روی مرکز عربستان و جنوب خلیج فارس نشان می‌دهد. دما در این تراز بین دامنه‌های البرز و نواحی مرکزی ایران بین 14°C تا 18°C است. شکل ۲-ه مربوط به ماه اکتبر وجود و اچرخند جنب‌حاره‌ای با پربند 316 dm را نشان می‌دهد و دما روی ایران به 4°C تا 8°C کاهش می‌یابد. در شکل ۲-و مربوط به ماه دسامبر ارتفاع و دما کاهش یافته است و ناوه عمیقی در ناحیه شرق مدیترانه و بین دامنه‌های البرز و سواحل خلیج فارس ایران مشاهده می‌شود.

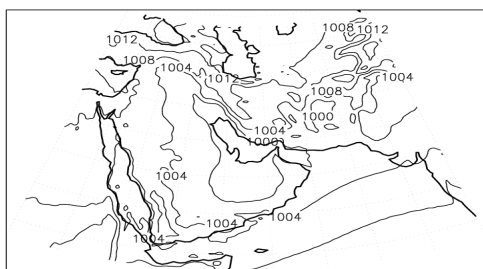
آب بارش‌شو لایه پایین $700-1000 \text{ hPa}$ در ماه فوریه در جنوب ایران، دامنه‌های زاگرس و شمال غرب ایران



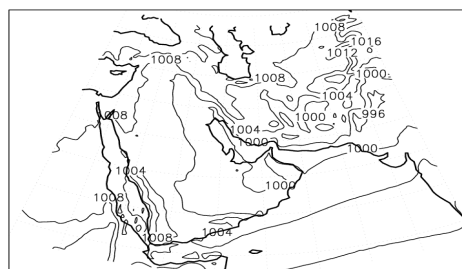
(ب)



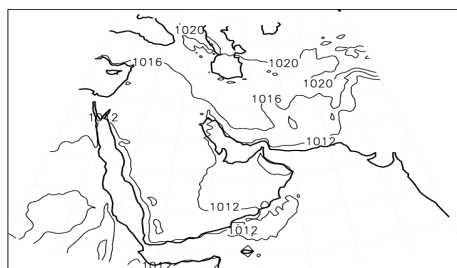
(الف)



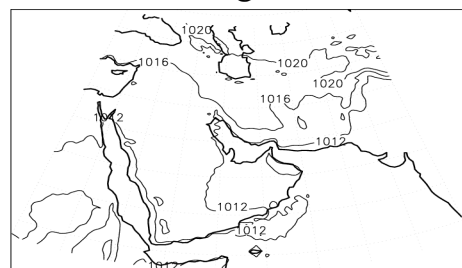
(د)



(ج)



(و)



(ه)

شکل ۳. میانگین ماهانه سی ساله برای فشار سطح تراز دریا (hPa) برای ماه‌های (الف) فوریه، (ب) آوریل، (ج) ژوئن، (د) اوت، (ه) اکتبر و (و) دسامبر.

مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده ترابرد رطوبت از دریای مدیترانه به شمال غرب و غرب ایران است.

با توجه به شکل‌های ۲-الف و ۲-ب و اچرخند مستقر روی شرق عربستان، باعث ترابری رطوبت از غرب اقیانوس هند و دریای سرخ به جنوب و شرق عربستان می‌شود. به علت وجود کم‌فشار در شرق افریقا و غرب دریای سرخ شار رطوبت در شمال دریا تمرکز دارد و رطوبت به شمال غرب عربستان و سپس به جنوب غرب و غرب ایران ترابری می‌شود. ترابرد هوای مرطوب بر اثر جریان و اچرخندی پُراتفاح واقع روی جنوب خلیج فارس، شرق عربستان و شبه‌قاره هند تا تراز 700 hPa در ماه‌های فوریه و آوریل مشاهده می‌شود.

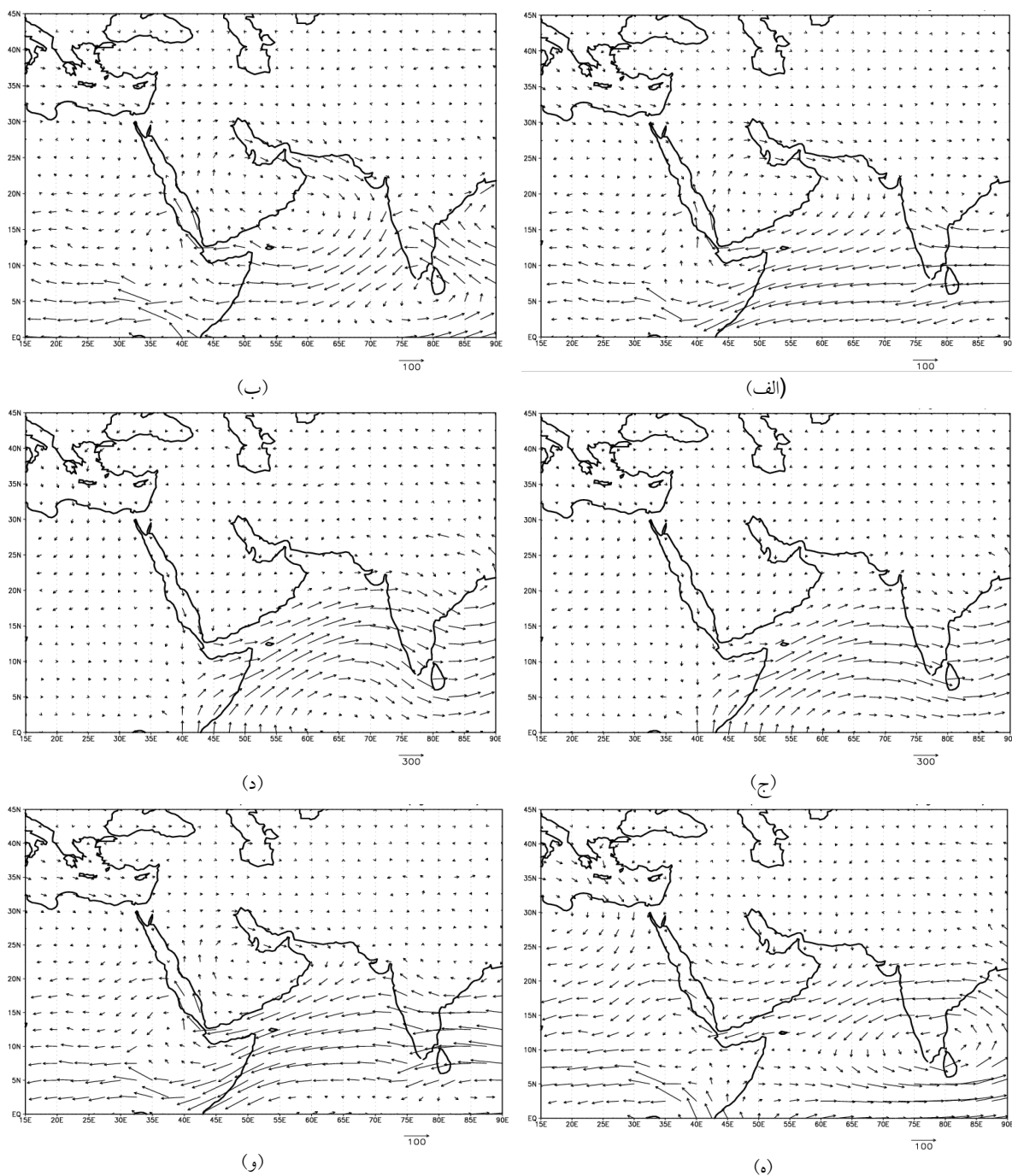
تاثیر نوسان مادن-جولین (Madden-Julian Oscillation, MJO) بر شارش رطوبت از غرب اقیانوس هند به جنوب و جنوب شرق ایران را احمدی گیوی و همکاران (۱۳۸۸) بررسی کرده‌اند. آنها روشن ساختند که در فازهای ششم، هفتم و هشتم MJO که هسته فعال MJO روی اقیانوس آرام قرار دارد و پدیده همرفت در اقیانوس هند ضعیف است، جریان‌های و اچرخندی در شمال غرب اقیانوس هند تقویت می‌شود و فرارفت هوای گرم و مرطوب از اقیانوس هند به جنوب و جنوب شرق ایران وجود دارد. در فازهای سوم و چهارم و تا حدی فاز پنجم MJO پدیده همگرایی در اقیانوس هند به‌ویژه در شرق آن قوی‌تر از بقیه مناطق حاره است و افزایش شار رطوبت و فرارفت هوای گرم به‌سوی این منطقه همگرایی مشاهده می‌شود و شارش رطوبت به جنوب ایران کاهش می‌یابد.

بنا به نقشه‌های ۴-ج و ۴-د میانگین سی‌ساله ماهانه برای مولفه چرخشی بردار شار رطوبت در ماه‌های ژوئن-اوت، خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت روی اقیانوس هند وجود دارد. وجود این گردش و اچرخندی هوای مرطوب روی اقیانوس هند و دریای عمان، ناشی از گردش کلی

بنا به شکل ۳-الف مربوط به ماه فوریه، زیانه پُرفشار با خط هم‌فشار 1018 hPa در نوار شمالی و نواحی مرکزی ایران وجود دارد. در شکل ۳-ب مربوط به ماه آوریل پُرفشار تضعیف شده و خط هم‌فشار 1012 hPa تا دامنه‌های جنوبی البرز عقب‌نشینی کرده است در حالی که زیانه کم‌فشار با خط هم‌فشار 1008 hPa روی نوار جنوبی ایران شکل گرفته است. در شکل‌های ۳-ج و ۳-د مربوط به ماه‌های ژوئن و اوت، کم‌فشارهای گرمایی تقویت شده و به دامنه‌های جنوبی البرز نفوذ کرده است. در نوار جنوبی و جنوب غرب ایران هسته 1000 hPa شکل گرفته است و زیانه پُرفشار 1010 hPa فقط روی سواحل شمالی ایران مشاهده می‌شود. شکل ۳-ه مربوط به ماه اکتبر نفوذ زیانه پُرفشار با خط هم‌فشار 1016 hPa را در دامنه‌های جنوبی البرز و نیز تضعیف کم‌فشار گرمایی را در نوار جنوبی ایران نشان می‌دهد. در شکل ۳-و مربوط به ماه دسامبر، مشابه شکل ۳-الف، زیانه پُرفشار با خط هم‌فشار 1020 hPa روی نوار شمالی و نواحی مرکزی ایران وجود دارد.

۴ گرتة ماهانه مولفه چرخشی بردار شار رطوبت

در شکل‌های ۴-الف و ۴-ب برای نقشه‌های میانگین ماهانه مولفه چرخشی بردار شار رطوبت مربوط به ماه‌های فوریه-آوریل، خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت در شرق عربستان و اقیانوس هند مشخص است که نشان‌دهنده ترابرد رطوبت از دریای عمان و دریای عرب به جنوب شرق عربستان است، به گونه‌ای که در جنوب دریای سرخ (13°N - 10°N) همگرایی رطوبت وجود دارد. ترابرد رطوبت از ناحیه همگرایی جنوب دریای سرخ به شمال غرب عربستان، موجب افزایش رطوبت روی شمال غرب عربستان و سپس ترابرد آن به جنوب غرب و غرب ایران در ماه‌های فوریه تا آوریل است. همچنین خمش چرخندی بردار شار رطوبت روی شرق دریای مدیترانه



شکل ۴. میانگین ماهانه سی ساله برای مولفه چرخشی بردار شار رطوبت (kg/ms) در لایه (۷۰۰-۱۰۰۰) هکتوپاسکال برای ماه‌های (الف) فوریه، (ب) آوریل، (ج) ژوئن، (د) اوت، (ه) اکتبر و (و) دسامبر.

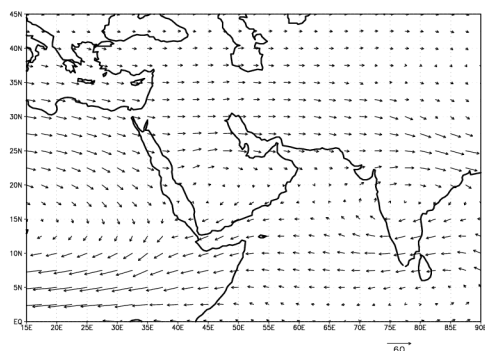
تابستانی هند است. وجود شیو دمایی بین دریای عرب و خشکی‌های شبه‌قاره هند و در نتیجه شیو فشاری در این منطقه باعث شکل‌گیری جت تراز پایین و ترابری رطوبت

آب در اقیانوس هند (Elnino Southern Oscillation,) و استقرار (ENSO; Indian Ocean Dipole, IOD) و استقرار و اچرخند جنب‌حاره‌ای روی ایران و شکل‌گیری مونسون

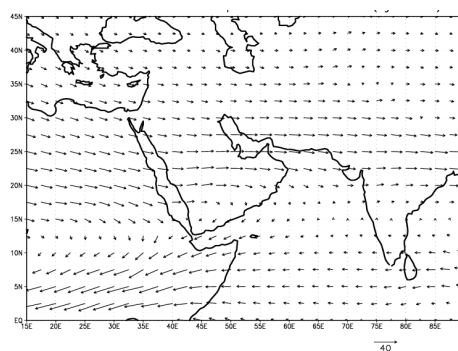
ماه‌های ژوئن-اوت به علت استقرار کم‌فشار گرمایی روی شمال شرق عربستان، نوار جنوبی ایران و شبه‌قاره هند، گردش چرخندی ناشی از این کم‌فشار باعث ترابری رطوبت از روی دریای عمان و ناحیه مرطوب شبه‌قاره هند به شرق، جنوب شرق و جنوب ایران می‌شود. همچنین در این ماه‌ها به علت نفوذ و اچرخند جنب‌قاره‌ای به نواحی

به شبه‌قاره هند می‌شود (چن و همکاران، ۱۹۸۸). بخشی از رطوبت ترابری شده از روی اقیانوس هند و دریای عرب به شبه‌قاره هند، به شرق و جنوب شرق و مرکز ایران برمی‌گردد.

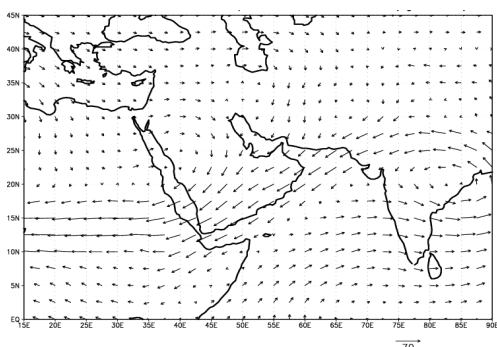
مطابق شکل‌های ۱-ج و ۱-د برای میانگین سی‌ساله ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیلی، باد، دما و آب بارش شو در



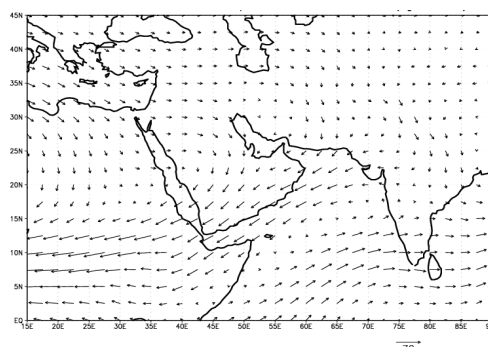
(ب)



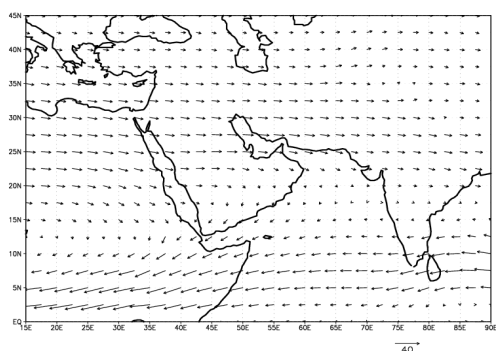
(الف)



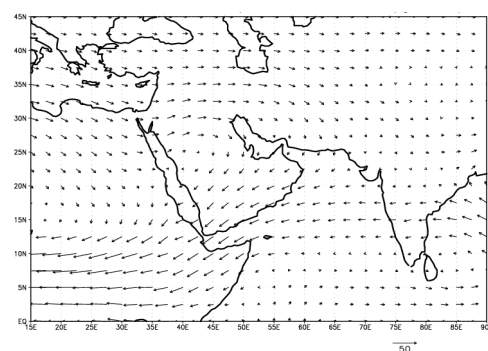
(د)



(ج)



(و)



(ه)

شکل ۵. مانند شکل ۴ ولی برای لایه (۷۰۰-۵۰۰) هکتوپاسکال.

به نوار مرکزی و شمالی ایران، جریان‌های شرقی و شمال شرقی در نوار شرقی ایران، رطوبت موجود در لایه میانی را از روی دریای خزر و شبه‌قاره هند به نوار شرقی ایران منتقل می‌کند. در شکل ۵-۵ مربوط به ماه اکتبر با توجه به تضعیف پُراتفعا و جابه‌جایی آن به سوی مرکز و جنوب ایران، جریان‌های غربی در نوار شمالی کشور (۳۵-۳۰ N) شکل می‌گیرد و با عث ترابرد رطوبت از روی دریاها و سیاه و خزر به شرق سواحل جنوبی خزر و شمال شرق ایران و از روی دریای مدیترانه به غرب و شمال غرب و نواحی مرکزی ایران می‌شود. در شکل ۵-۵ مربوط به ماه دسامبر با خروج پُراتفعا از ایران و استقرار آن روی عربستان و نفوذ کم‌ارتفاع به نوار شمالی ایران، جهت جریان‌ها فقط از روی دریای مدیترانه به غرب و مرکز و شرق ایران است (شکل‌های ۱-الف، ۱-ب، ۱-ج، ۱-د و ۱-ه).

در شکل‌های ۶-الف و ۶-و روی ایران و عربستان در عرض‌های ۱۵ N و بالاتر جهت بردارهای شار رطوبت غربی و در عرض‌های ۱۰ N و پایین‌تر جهت این بردارها شرقی است. این امر ناشی از وجود بادهای غربی حدود ۲۰-۳۰ m/s در ترازهای ۵۰۰ hPa و بالاتر و وجود بادهای شرقی در نواحی جنب‌حاره در ماه‌های فوریه-آوریل است. همچنین به علت استقرار پُراتفعا جنب‌حاره بین عرض‌های ۱۰ تا ۱۵ N، چرخش و اچرخندی باد در این ناحیه مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱-الف و ۱-ب) (رونل، ۲۰۰۲).

در شکل ۶-ج مربوط به ماه ژوئن، جابجایی پُراتفعا جنب‌حاره‌ای به عرض‌های ۲۰ تا ۲۵ N در نوار جنوبی ایران و در شکل ۶-د مربوط به ماه اوت، جابجایی پُراتفعا جنب‌حاره‌ای به عرض‌های ۲۰ تا ۳۰ N مشاهده می‌شود. به بیان دیگر در فصل تابستان با حرکت شمال‌سوی پُراتفعا جنب‌حاره‌ای به نواحی مرکزی و شمالی ایران، جریان‌های غربی به شمال ایران و جریان‌های شرقی عرض‌های جنب‌حاره به جنوب ایران جابجا می‌شوند و

مرکزی و شمالی ایران، جریان غرب‌سوی وابسته به پُراتفعا در ترازهای ۷۰۰-۸۵۰ hPa در گردش غرب‌سوی هوای مرطوب روی شرق و جنوب شرق ایران موثر است (علیچانی و همکاران، ۱۳۸۶).

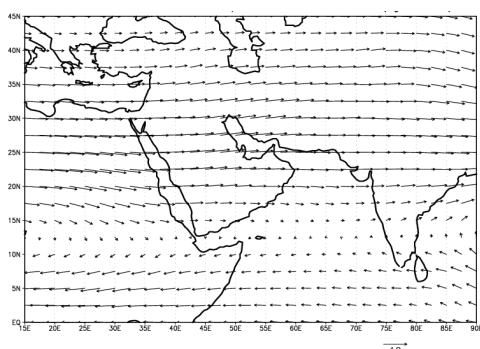
در شکل ۴-۵ مربوط به ماه اکتبر، مرکز و اچرخندی بردار شار رطوبت روی شمال اقیانوس هند تضعیف و به سمت جنوب اقیانوس جابجا می‌شود. همچنین در این ماه و اچرخند فشار جنب‌حاره‌ای روی شرق عربستان و دریای عرب و نیز جریان و اچرخندی هوای مرطوب از روی دریاها و عمان و عرب، به سوی شرق عربستان شکل می‌گیرد.

در ماه دسامبر با تقویت پُرفشار جنب‌حاره، حرکت و اچرخندی هوای مرطوب روی شرق عربستان مشابه شکل ۴-الف برای ماه فوریه و ترابری رطوبت از دریاها و عمان و عرب روی جنوب دریای سرخ و سپس جنوب غرب ایران وجود دارد. شکل‌های ۵-الف و ۵-ب برای نقشه‌های میانگین ماهانه مولفه چرخشی بردار شار رطوبت در لایه میانی مربوط به ماه‌های فوریه-آوریل، ترابری رطوبت از روی دریای مدیترانه و شمال دریای سرخ را به سوی ایران نشان می‌دهد. این ترابری رطوبت ناشی از وجود جریان‌های غربی ناشی از کم‌ارتفاع مستقر بین ترازهای ۵۰۰ تا ۷۰۰ hPa ایران در ماه‌های فوریه تا آوریل است. گردش هوای مرطوب در عرض‌های ۱۰ تا ۱۵ N نیز ناشی از وجود و اچرخند جنب‌حاره‌ای روی جنوب عربستان است. همچنین حرکت شرق‌سوی هوای مرطوب در عرض‌های ۱۰ و پایین‌تر، ناشی از جریان‌های شرقی نواحی حاره، مشاهده می‌شود. شکل ۵-ج مربوط به ماه ژوئن، انتقال رطوبت را از روی دریای خزر به شرق ایران نشان می‌دهد. شکل ۵-د مربوط به ماه اوت ترابری رطوبت را از روی دریای خزر به سوی شمال شرق ایران و نیز ترابری رطوبت را از روی شبه‌قاره هند به جنوب شرق ایران نشان می‌دهد. بر اثر جابجایی و اچرخند جنب‌حاره‌ای

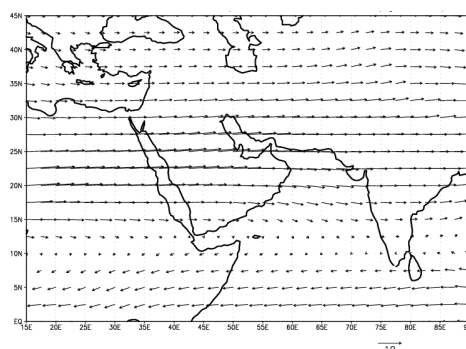
درون حاره (Intertropical Convergence Zone, ITCZ) به عرض‌های پایین‌تر مشاهده می‌شود. شایان گفتن است که هرچند مقدار رطوبت در لایه ۳۰۰-۵۰۰ hPa ناچیز است اما به علت قوی بودن باد در این لایه، مقدار بردار شار رطوبت بزرگ است.

نوار جنوبی ایران تحت تاثیر شارش از شبه‌قاره هند قرار می‌گیرد. همچنین به علت وجود سلول بسته پُراتفاح روی شبه‌قاره هند، گردش هوای مرطوب روی شبه‌قاره هند و اچرخندی است.

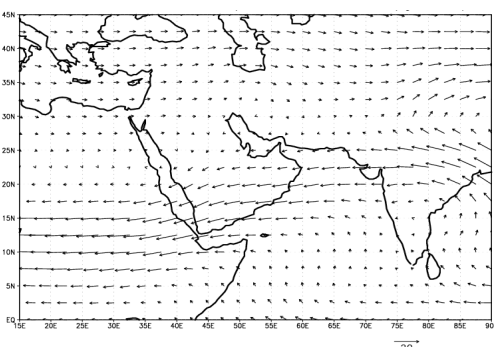
در شکل ۱-۵ مربوط به ماه اکتبر جابه‌جایی جنوب‌سوی پُراتفاح جنب‌حاره‌ای و ناحیه همگرایی



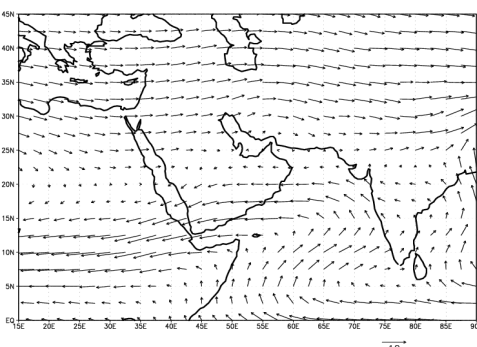
(ب)



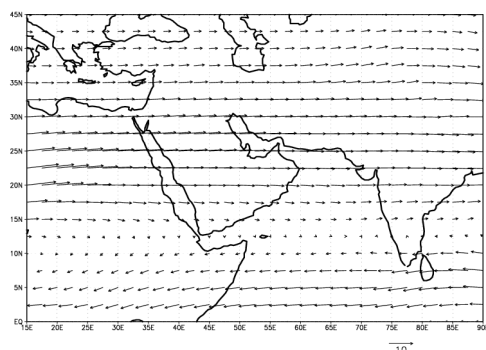
(الف)



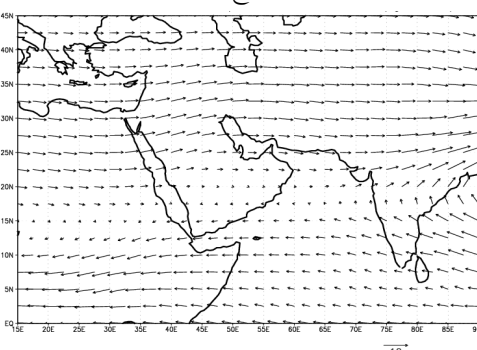
(د)



(ج)



(و)



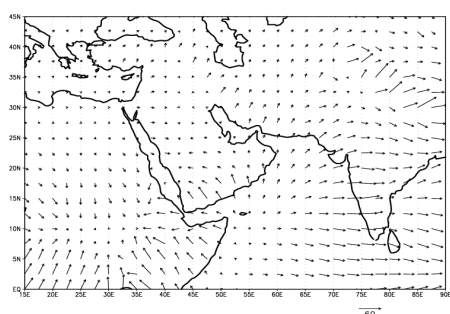
(ه)

شکل ۶. مانند شکل ۴ ولی برای لایه (۳۰۰-۵۰۰) هکتوپاسکال.

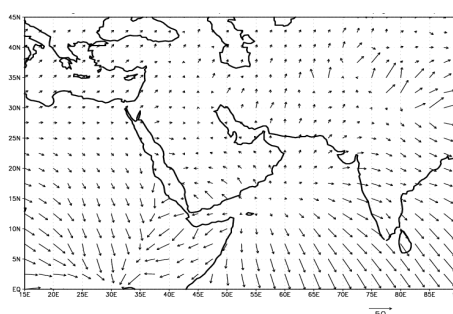
(پیکسوتو، ۱۹۸۰ و چنگ چن، ۱۹۸۵). به سبب اختلاف دمای آب و خشکی‌های شمال اقیانوس هند، شیو فشاری و در نتیجه جریان هوای مرطوب از دریا به خشکی ایجاد می‌شود. از طرفی به علت وجود شیو فشاری بین شمال و جنوب اقیانوس هند رطوبت به نواحی همگرایی درون‌حاره در جنوب شرق آفریقا و جنوب اقیانوس هند، بین عرض‌های ۰ تا ۱۰ S، ترابری می‌شود. شایان گفتن است که به علت زیاد بودن رطوبت در نواحی شمال

۵ گرته ماهانه مولفه واگرایی بردار شار رطوبت

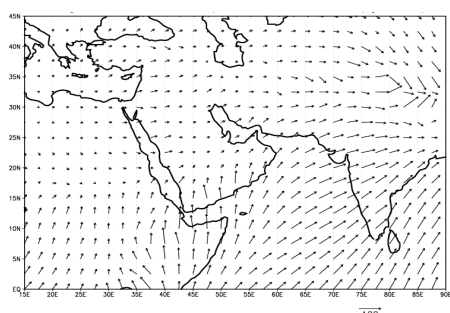
شکل‌های ۷-الف و ۷-ب برای نقشه‌های میانگین ماهانه مولفه واگرایی شار رطوبت در ماه‌های فوریه-آوریل در لایه پایین، چشمه رطوبت را برای ایران، روی ناحیه فرونشینی سلول هادلی در شمال اقیانوس هند و دریای عمان (۲۰N-۱۵)، به صورت ناحیه واگرایی شار رطوبت و ترابرد آن به جنوب ایران و شبه‌قاره هند، نشان می‌دهد



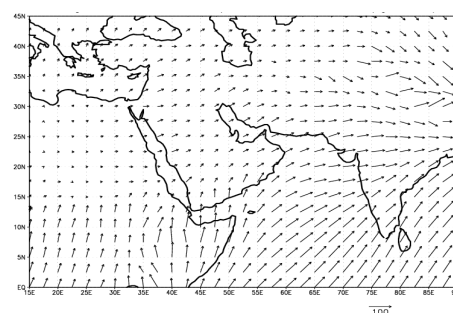
(ب)



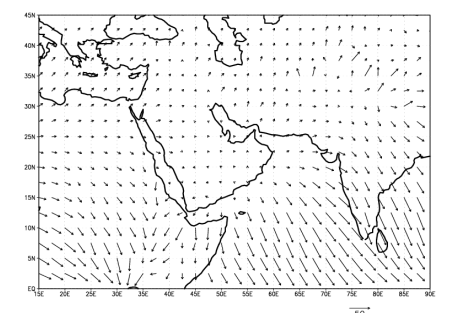
(الف)



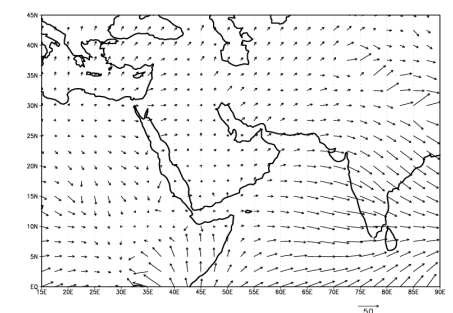
(د)



(ج)



(و)



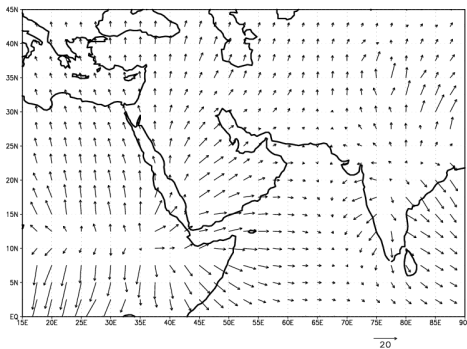
(ه)

شکل ۷. میانگین ماهانه سی ساله برای مولفه واگرایی بردار شار رطوبت (kg/ms) در لایه (۷۰۰-۱۰۰۰) هکتوپاسکال برای ماه‌های (الف) فوریه، (ب) آوریل، (ج) ژوئن، (د) اوت، (ه) اکتبر و (و) دسامبر.

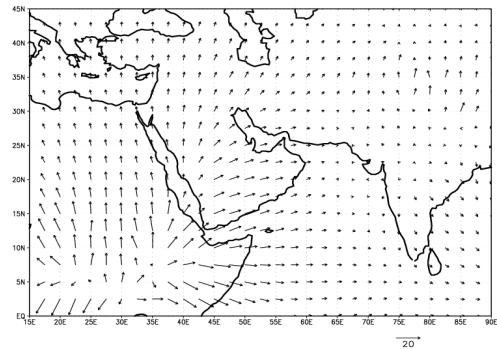
به عرض‌های شمالی در شبه‌قاره هند و جنوب ایران (۳۵N-۲۵) جابجا شده است و جنوب اقیانوس هند و جنوب شرق افریقا (۱۰S-۰) دارای واگرایی شار رطوبت است (چاکرابورتی، ۲۰۰۵). همچنین به علت همگرایی قوی هوای مرطوب روی شبه‌قاره هند، ناشی از مونسون هند، شارش هوا در لایه پایین جو از سمت ایران به شبه‌قاره هند، یعنی شرق سو، است.

اقیانوس و مناطق ساحلی مجاور آن و نیز وجود کوهستان در نواحی شمال شبه‌قاره هند و در نتیجه تقویت همگرایی، اندازه بردار شار رطوبت قابل توجه است.

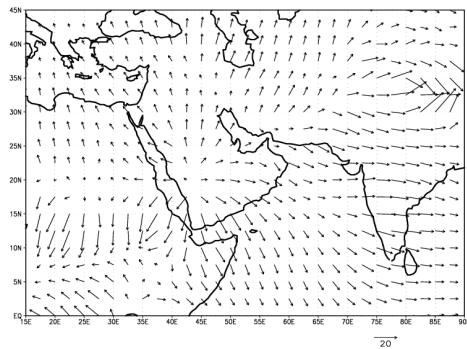
بنا به شکل‌های ۷-ج و ۷-د برای نقشه‌های میانگین ماهانه مولفه واگرایی بردار شار رطوبت در ماه‌های ژوئن-اوت مربوط به لایه پایین جو، واگرایی رطوبت از اقیانوس هند به سوی عربستان، جنوب و شرق ایران و شبه‌قاره هند مشاهده می‌شود. در این ماه‌ها ناحیه همگرایی درون‌حاره



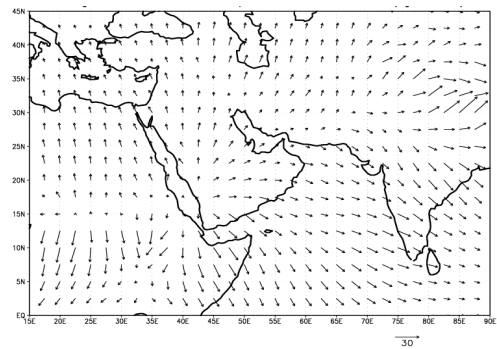
(ب)



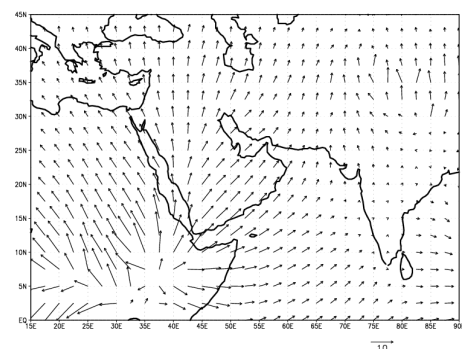
(الف)



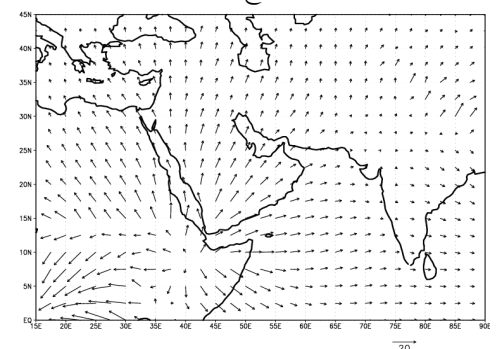
(د)



(ج)



(و)



(ه)

شکل ۸. مانند شکل ۷ ولی برای لایه (۵۰۰-۷۰۰) هکتوپاسکال.

همکاران در ۱۹۸۸ واگرایی در شمال اقیانوس هند را به شاخه فرونشینی چرخه هادلی نسبت دادند.

بنا به شکل‌های ۸-ج و ۸-د برای نقشه‌های میانگین ماهانه مولفه واگرایی شار رطوبت مربوط به ماه‌های ژوئن-اوت در لایه میانی، واگرایی رطوبت روی شرق عربستان و همگرایی در شمال شبه‌قاره هند مشاهده می‌شود. در نتیجه رطوبت از شرق عربستان به جنوب و مرکز ایران و سپس به شبه‌قاره هند ترابری می‌شود. همچنین در طی این دوره به علت تقویت مونسون هند و جابجایی شمال‌سوی ناحیه واگرایی جنوب شرق آفریقا به ناحیه دریای سرخ (۲۵N-۱۵)، تراپرد رطوبت به ایران تقویت می‌شود. در لایه میانی، همگرایی رطوبت روی شبه‌قاره هند نشان‌دهنده صعود هوا و رشد ابرهای همرفتی و واگرایی رطوبت روی شرق ایران، بیانگر نزول هوا و جوئی پایدار در این نواحی است. در شکل‌های ۸-۵، ۸-۸ و مربوط به ماه‌های اکتبر-دسامبر با تضعیف مونسون هند و حرکت جنوب‌سوی مرکز واگرایی روی جنوب شرق عربستان به جنوب شرق آفریقا (۱۵N-۵)، واگرایی شار رطوبت از جنوب دریای سرخ به دریای عمان، جنوب و غرب ایران مشاهده می‌شود. قابل توجه است که در طی این دوره روی غرب اقیانوس هند در لایه پایین، واگرایی و در لایه میانی، همگرایی رطوبت رخ می‌دهد. روی جنوب شرق آفریقا در لایه پایین، همگرایی و در لایه میانی، واگرایی رخ می‌دهد. به بیان دیگر یک گردش مستقیم گرمایی و همخوان با آن، خمش بردار شار رطوبت در صفحه قائم، بین دو ناحیه پیش‌گفته (جنوب شرق آفریقا و غرب اقیانوس هند) مشاهده می‌شود.

در شکل‌های ۹-الف، ۹-ب مربوط به ماه‌های فوریه-آوریل، در لایه بالایی، واگرایی بردار شار رطوبت روی جنوب اقیانوس هند (۱۰S-۰) و جنوب شرق آفریقا (استوا) و همگرایی آن روی دریای عمان (۲۵N-۲۰) مشاهده می‌شود. همچنین به علت وجود کوه‌های مرتفع روی

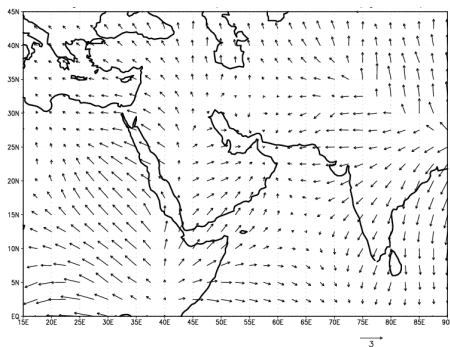
در شکل ۷-ه مربوط به ماه اکتبر، واگرایی هوای مرطوب روی جنوب اقیانوس هند ضعیف شده و ترابری رطوبت به ناحیه مونسون هند کم شده است. از طرفی ناحیه واگرایی رطوبت به تدریج به شمال اقیانوس هند جابجا می‌شود و شارش شرق‌سوی وابسته به آن به سوی جنوب ایران و جنوب شبه‌قاره هند مشاهده می‌شود. در ماه دسامبر واگرایی روی شمال اقیانوس هند تقویت و شارش‌ها جنوب‌سو می‌شود. به نظر می‌رسد در ماه‌های سرد سال استقرار پُراارتفاع جنب‌حاره روی شرق عربستان و دریاهای عمان و عرب و نیز جابجایی کم‌فشار گرمایی از شمال به جنوب شبه‌قاره هند و همچنین شکل‌گیری کم‌فشار در جنوب اقیانوس هند به علت زیاد بودن دمای آب، جریان‌های شمالی و شمال غربی و در نتیجه تراپرد رطوبت از شمال به جنوب و مرکز اقیانوس هند و جنوب شبه‌قاره هند، شکل می‌گیرد. به‌طور کلی در ماه‌های اکتبر تا فوریه، عمده تراپرد رطوبت در لایه پایین، بیشتر با مولفه چرخشی بردار شار رطوبت به ایران رخ می‌دهد. شایان گفتن است که شکل‌گیری پُرفشار در شمال اقیانوس هند و شرق عربستان در این تراپرد نقش اساسی دارد.

بنا به شکل‌های ۸-الف و ۸-ب برای نقشه‌های میانگین ماهانه مولفه واگرایی شار رطوبت در ماه‌های فوریه-آوریل در لایه میانی، رطوبت روی شمال اقیانوس هند همگرا است و رطوبت از ناحیه واگرایی روی جنوب دریای سرخ و جنوب شرق آفریقا (۱۵N-۵) به این منطقه ترابری می‌شود. به بیان دیگر روی جنوب شرق آفریقا در لایه پایین همگرایی و در لایه میانی واگرایی هوای مرطوب و در نتیجه حرکت صعودی و رشد ابرهای همرفتی رخ می‌دهد (چاکرابورتی، ۲۰۰۵). و ارون آن، روی دریای عمان و شمال اقیانوس هند در لایه پایین واگرایی و در لایه میانی همگرایی هوای مرطوب و در نتیجه حرکت نزولی در شاخه برگشتی چرخه هادلی و جوئی پایدار مشاهده می‌شود. شایان گفتن است که روزن و همکاران در ۱۹۷۹ و چن و

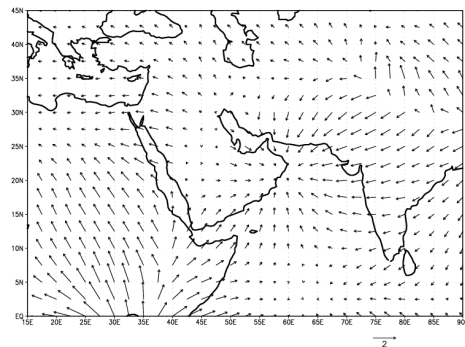
دریای سرخ (در عرض‌های حدود ۱۰ تا ۱۵ N) و تقویت ناحیه واگرایی مونسون روی شمال شبه‌قاره هند (۳۵N-۲۵) و نیز ترابرد رطوبت از روی شبه‌قاره هند به ناحیه همگرایی شرق ایران مشاهده می‌شود. با جابجایی شمال‌سوی مرکز همگرایی درون‌حاره (ITCZ) و تقویت مونسون، در لایه بالا، واگرایی رطوبت از روی شبه‌قاره هند و همگرایی آن به مرکز و شرق ایران (۲۵-۳۵N) رخ می‌دهد. یعنی یک گردش چرخندی هوا و به همراه آن

شمال شبه‌قاره هند، واگرایی و ترابرد رطوبت به جنوب ایران دیده می‌شود. شایان گفتن است که مقدار بردار واگرایی رطوبت در لایه بالایی حدود ۱۰ درصد مقدار آن در لایه میانی و در لایه میانی حدود ۵۰ درصد مقدار آن در لایه پایینی است.

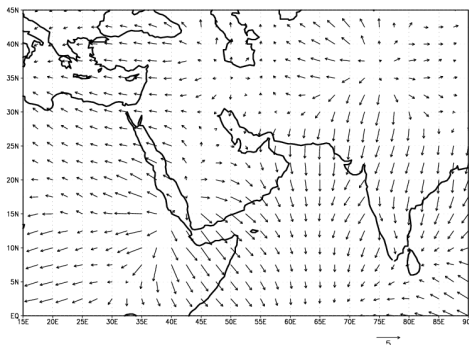
در شکل‌های ۹-ج و ۹-د برای ماه‌های ژوئن-اوت، در لایه بالای جوّ جابجایی شمال‌سوی مرکز واگرایی درون‌حاره (ITCZ) روی جنوب شرق آفریقا به جنوب



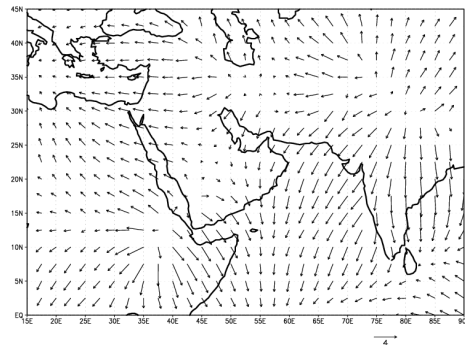
(ب)



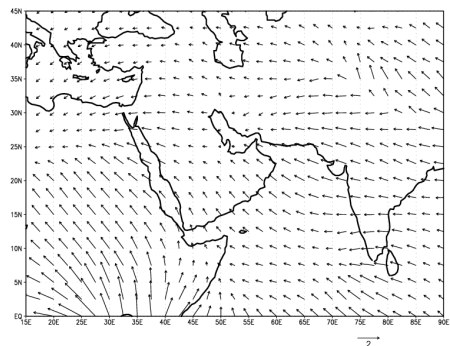
(الف)



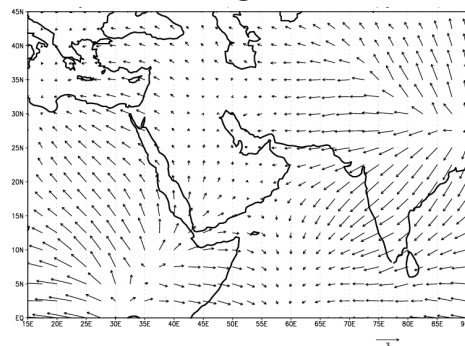
(د)



(ج)



(و)



(ه)

شکل ۹. مانند شکل ۷ ولی برای لایه (۳۰۰-۵۰۰) هکتوپاسکال.

روی شرق آفریقا، شارش رطوبت از روی خلیج عدن به شمال عربستان و جنوب غرب و غرب ایران دیده می‌شود. در لایه میانی و بالایی جو، ترابرد رطوبت روی ایران در فصل سرد، ناشی از جریان‌های غربی وابسته به کم‌ارتفاع عرض‌های میانی و حرکت غرب‌سوی آن و در فصل گرم، به علت استقرار پُراتفعا جنب‌حاره‌ای از روی شبه‌قاره هند به شرق و مرکز ایران است.

بررسی مولفه واگرایی بردار شار رطوبت در ماه‌های دسامبر-آوریل در لایه‌های متفاوت نشان‌دهنده گردش مستقیم گرمایی هوا و همخوان با آن خمش بردار شار رطوبت در صفحه نصف‌النهاری (E ۷۰- ۴۵) است. در ماه‌های ژوئن-اوت باتقویت مونسون هند و جابجایی شمال‌سوی پُراتفعا جنب‌حاره‌ای به نواحی مرکزی و شمالی ایران و شبه‌قاره هند، گردش چرخندی هوا و به همراه آن خمش چرخندی بردار شار رطوبت در صفحه قائم بین شبه‌قاره هند و شرق ایران در صفحه مداری (N ۳۵- ۲۵) رخ می‌دهد.

منابع

احمدی گیوی، ف.، و دستمالچی تبریزی، ش.، ۱۳۸۵، مطالعه ترمودینامیکی و ردسپهر در منطقه خاورمیانه برای دوره ۱۹۸۰-۱۹۹۳: مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۲، ۴۹-۶۵.

احمدی گیوی، ف.، محب‌الحجه، ع. ر.، و غضنفری، ا.، ۱۳۸۸، مطالعه توزیع رطوبت و بارش بر روی ایران در زمستان ۱۳۸۶ و ارتباط احتمالی آن با همرفت دراقیانوس هند: دوازدهمین کنفرانس دینامیک شارها.

فرج‌زاده اصل، م.، کریمی احمدآباد، م.، قائمی، ه.، و مباشری، م. ر.، ۱۳۸۸، چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه غرب ایران (مطالعه موردی ۳-۷ ژانویه ۱۹۹۶): مجله مدرس علوم انسانی، ۶۰، ۱۹۳-۲۱۷.

خمش چرخندی بردار شار رطوبت در صفحه قائم بین شبه‌قاره هند و شرق ایران (N ۳۵- ۲۵) مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد که در فصل تابستان، رشد و گسترش ابرهای همرفتی و بارش‌های رگباری روی شبه‌قاره هند با پایداری هوا روی شرق ایران مرتبط است. همچنین جابه‌جایی شمال‌سوی سلول واگرایی جنوب شرق آفریقا به جنوب دریای سرخ و واگرایی آن به مدیترانه و جنوب اقیانوس هند قابل توجه است.

در شکل‌های ۹-ه و ۹-و مربوط به ماه‌های اکتبر-دسامبر در لایه بالای جو با تضعیف واگرایی روی شبه‌قاره هند، مقدار ترابری رطوبت از این ناحیه به شرق ایران کم است و ناحیه همگرایی روی جنوب اقیانوس هند به ناحیه واگرایی تبدیل و در نتیجه ترابرد رطوبت از روی جنوب اقیانوس و جنوب شرق آفریقا به ناحیه همگرایی روی جنوب ایران مشاهده می‌شود.

۶ بحث و نتیجه‌گیری

در لایه‌های جو زیرین در ماه‌های ژوئن-اوت با حرکت شمال‌سوی پُراتفعا جنب‌حاره‌ای روی جنوب، مرکز و شرق ایران و شمال شبه‌قاره هند و هم‌زمان تقویت گردش کلی اقیانوس هند (وابسته به IOD, ENSO)، شارش رطوبت روی شمال اقیانوس هند شرق‌سو می‌شود و ترابری رطوبت به شبه‌قاره هند، جنوب و جنوب شرق ایران مشاهده می‌شود. همچنین خمش چرخندی بردار شار رطوبت روی شرق شبه‌قاره هند ناشی از تقویت مونسون و در نتیجه شارش هوای مرطوب به شرق ایران است. در ماه اکتبر با جابجایی جنوب‌سوی پُرفشار جنب‌حاره‌ای به عرض‌های ۱۵ تا N ۲۵ و تضعیف گردش کلی اقیانوس هند، شار رطوبت غرب‌سو و به سمت ناحیه همگرایی دریای سرخ است. در ماه‌های دسامبر-آوریل با استقرار پُراتفعا جنب‌حاره‌ای روی شرق عربستان و دریای عرب، شارش رطوبت تقویت می‌شود و به علت وجود کم‌فشار

که q رطوبت ویژه، g شتاب گرانی p_L و p_u به ترتیب فشار در ترازهای پایین و بالای لایه است. بردار شار رطوبت (Q) با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} qvdp, \quad (\text{پ-۲})$$

که $v = u\hat{i} + v\hat{j}$ بردار افقی سرعت است. مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری بردار شار رطوبت به صورت نوشته می‌شود:

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} qvdp \quad \text{و} \quad Q_u = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} qudp. \quad (\text{پ-۳})$$

اگر بردار شار رطوبت به مولفه‌های چرخشی و واگرا (چن، ۱۹۸۵) برحسب تابع جریان (ψ) و پتانسیل سرعت (χ) تجزیه شود، می‌توان نوشت:

$$Q = \hat{k} \times \nabla \psi + \nabla \chi, \quad (\text{پ-۴})$$

اگر مُد ثابت یا پایه بردار شار رطوبت در یک فصل با \bar{Q} نشان داده شود، داریم:

$$\bar{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} \bar{q}vdp, \quad (\text{پ-۵})$$

مُد پایه شار رطوبت را می‌توان با استفاده از روابط زیر به دو مولفه چرخشی و واگرا تجزیه کرد، یعنی:

$$\bar{Q} = \bar{Q}_\psi + \bar{Q}_\chi = \hat{k} \times \nabla \bar{\psi} + \nabla \bar{\chi}, \quad (\text{پ-۶})$$

رابطه بین گردش جو و ترابرد رطوبت را می‌توان با استفاده از تابع‌های جریان (روزن و همکاران، ۱۹۷۹) و پتانسیل (سالستین و همکاران، ۱۹۸۰) توضیح داد. تابع‌های جریان و پتانسیل را می‌توان با حل دو معادله پواسون زیر به روش فراواهلش متوالی (Successive Over Relaxation,) محاسبه کرد:

$$\nabla^2 \chi = \nabla \cdot Q$$

$$\nabla^2 \psi = \hat{k} \cdot \nabla \times Q, \quad (\text{پ-۷})$$

$\nabla \cdot Q$ از معادله زیر برای موازنه آب با چشمه و چاه بخار آب ارتباط دارد

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot Q = E - P, \quad (\text{پ-۸})$$

علیجانی، ب.، جعفرپور، ز.، علی‌اکبری بیدختی، ع.، و مفیدی، ع.، ۱۳۸۶، تحلیل سینوپتیکی الگوهای گردشی بارش‌های موسمی جولای ۱۹۹۴ در ایران، نشریه علوم جغرافیایی، ۷، ۷-۳۷.

Chakraborty, A., Behera, S. K., Mujumdar, M., and Ohba, R., 2005, Diagnosis of tropospheric moisture over Saudi Arabia and influences of IOD and ENSO: Mon. Wea. Rev., **134**, 598-617.

Chen, T. C., Yen, M. C., and Murakami, M., 1988, The water vapor associated with the 30-50 day oscillation over the Asian monsoon regions during 1979 summer, Mon. Wea. Rev., **116**, 1983-2002.

Chen, T. C., 1985, Global water vapor flux and maintenance during FGGE, Mon. Wea. Rev., **113**, 1801-1818.

He, H., Mcginnis, J. W., Song, Z., and Yanai, M., 1987, Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan plateau, Mon. Wea. Rev., **115**, 1966-1981.

Maiya, A. I., 1992, Heat storage in the eastern Mediterranean, J. Phys. Oceanogr., **23**, 1259-1263.

Rowell, P. D., 2002, The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season, J. Climate, **16**, 849-862.

Rosen, R. D., Salestein, D. A., and Peixoto, J. P., 1979, Variability in the annual field of large-scale atmospheric water vapor transport, Mon. Wea. Rev., **107**, 26-37.

Salestein, D. A., Rosen, R. D., and Peixoto, J. P., 1980, Hemispheric water vapor flux variability—streamfunction and potential fields, Atmospheric Water Vapor, A. Deepak, T. D. Wilkerson and L. H. Ruhnke Eds.: Academic Press, 557-574.

Saha, S., and Coauthors, 2010, The NCEP Climate Forecast System Reanalysis: Bull. Amer. Meteor. Soc., **91**, 1015-1057.

پیوست

بردار شار رطوبت (Q) و آب بارش شو (W) دو کمیت مهم برای ارزیابی پتانسیل بارش هستند. آب بارش شو با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} qdp, \quad (\text{پ-۱})$$

که E و P به ترتیب نشان‌دهنده تبخیر و بارش یک فصل هستند. اگر از معادله بالا در طی یک فصل میانگین گرفته شود در این صورت مقدار $\frac{\partial \bar{W}}{\partial t}$ ناچیز است بنابراین با تقریب داریم:

$$\nabla^2 \bar{\chi} \approx \bar{E} - \bar{P} \quad \text{یا} \quad \nabla \cdot \bar{Q} \approx \bar{E} - \bar{P} \quad (\text{پ-۹})$$

این رابطه اهمیت مولفه همگرای بردار شار رطوبت را در تعیین چرخه آب نشان می‌دهد. از طرفی، گرمای دررو ناشی از تابش و آزاد شدن گرمای نهان ناشی از تبخیر با E و P ارتباط دارد.