

نقش سامانه‌های همدیدی گذرا در ترابرد

فصلی رطوبت روی ایران

محمد مهدی خدادی^۱، مجید آزادی^{۲*}، هوشنگ قائمی^۲

۱- کارشناس مرکز پیش بینی سازمان هواشناسی کشور، تهران

۲- عضو هیات علمی پژوهشکده هواشناسی، تهران

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۲/۱/۲۹

تاریخ وصول مقاله: ۹۱/۷/۱۳

چکیده

در این پژوهش منابع رطوبت و چگونگی ترابرد رطوبت روی ایران و عوامل مؤثر بر آنها در فصل‌های مختلف در یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۸۱-۲۰۱۰) بررسی شده است. به این منظور از داده های میانگین ماهانه $cfst2$ با تفکیک افقی ۰/۵ درجه برای محاسبه و تحلیل کمیت‌های ارتفاع ژئو پتانسیل، باد، دما، فشار سطح دریا، آبرارش‌شو، مولفه‌های چرخشی و واگرایی بردار شار رطوبت و توابع جریان و پتانسیل بردار شار رطوبت استفاده شده است.

نتایج نشان می دهد که در فصل پاییز با استقرار واچرخند جنب حاره روی نوار جنوبی ایران و غرب اقیانوس هند خمش واچرخندی بردار شار رطوبت و ترابری رطوبت از دریای عمان به جنوب ایران وجود دارد. همچنین بررسی بی‌هنجاری مولفه چرخشی بردار شار رطوبت نشان دهنده ترابرد رطوبت از دریای عمان به جنوب شرق ایران در اثر شکل گیری چرخند گرمایی روی جنوب ایران و ترابرد رطوبت از شرق مدیترانه به شمال غرب ایران ناشی از تقویت چرخند شرق مدیترانه است. در فصل زمستان، واچرخند جنب حاره روی شرق عربستان موجب خمش واچرخندی بردار شار رطوبت روی دریای عرب، جنوب دریای سرخ و شرق عربستان و در نتیجه ترابرد رطوبت به نواحی غرب و جنوب غرب ایران است. بررسی بی‌هنجاری مولفه چرخشی بردار شار رطوبت نشان دهنده ترابرد رطوبت از دریای سرخ به جنوب غرب ایران بر اثر تقویت چرخند شرق آفریقا و ترابرد رطوبت به شمال غرب و سواحل جنوبی دریای خزر ناشی از نفوذ پرفشار از شرق اروپا به دریای مدیترانه است. در فصل بهار به علت نفوذ واچرخند جنب حاره روی غرب اقیانوس هند و گردش کلی آب اقیانوس وابسته به نوسان دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در عرض‌های ۲۰N-۱۵ شمال واچرخندی بردار شار رطوبت روی غرب اقیانوس هند شکل می‌گیرد و ترابرد رطوبت به شبه قاره هند و جنوب شرق ایران قابل توجه است. همچنین خمش چرخندی بی‌هنجاری بردار شار رطوبت ناشی از شکل‌گیری چرخند گرمایی روی جنوب شرق ایران، موجب ترابرد رطوبت از دریای عمان به جنوب شرق ایران می‌شود و خمش واچرخندی بی‌هنجاری بردار شار رطوبت ناشی از نفوذ واچرخند روی شرق مدیترانه و شمال غرب ایران، موجب ترابرد رطوبت از شرق مدیترانه به شمال غرب ایران می‌شود. در فصل تابستان با نفوذ واچرخند جنب حاره به عرض‌های ۲۵N-۳۵N و تقویت مونسون هند و گردش کلی آب اقیانوس هند ناشی از دو قطبی اقیانوس هند، ترابرد رطوبت از غرب اقیانوس هند به شبه قاره هند و جنوب شرق ایران مشاهده می‌شود. همچنین بر اثر شکل گیری چرخند گرمایی در این ناحیه بی‌هنجاری ترابرد رطوبت از دریای عمان به جنوب شرق و شرق ایران مشاهده می‌شود.

کلیدواژه ها: بردار شار رطوبت، تابع جریان، واچرخند جنب حاره

مقدمه

(۱۳۸۸) شار رطوبت را برای یک مورد بارشی در ژانویه ۱۹۹۶ بررسی کردند. آنها نشان دادند که برای سامانه مورد مطالعه عمده شار رطوبت از روی دریای عرب و خلیج عدن بوده است و دریای مدیترانه نقشی در تغذیه رطوبت به این سامانه نداشته است.

در پژوهش حاضر الگوی شار رطوبت بر روی ایران برای تمام فصل‌های سال در دوره ۳۰ ساله انجام شده است. همچنین تاثیر واچرخند جنب حاره با استفاده از شکل پایای (میانگین فصلی) ترابری رطوبت و تاثیر کم‌فشارها و پرفشارهای عبوری از منطقه در فصل‌های مختلف با استفاده از شکل گذرای (انحراف از میانگین فصلی) ترابری رطوبت بر روی ایران بررسی می‌شود.

داده ها و روش کار

با استفاده از داده های ماهانه cfsr^3 (Saha et al., 2010) با تفکیک افقی ۵/۰ درجه، میانگین فصلی سی ساله از سال ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰ برای کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، دما، بردار باد افقی، سرعت قائم، آب بارش‌شو، بردار شار رطوبت، تابع جریان و تابع پتانسیل بردار شار رطوبت محاسبه شده است. روابط مورد استفاده برای محاسبه آب بارش شو و مولفه‌های واگرایی و چرخشی بردار شار رطوبت و بی‌هنجاری آنها در پیوست ارائه شده است. این مطالعه برای چهار فصل سال انجام شده است. در هر فصل ابتدا با استفاده از شکل‌های میانگین سی ساله کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، دما، بردار باد افقی، سرعت قائم و آب بارش‌شو، الگوی عمومی همدیدی هر فصل توضیح داده شده است. سپس از شکل‌های میانگین سی ساله کمیت‌های بردار شار رطوبت، تابع جریان و تابع پتانسیل بردار شار رطوبت، الگوی عمومی ترابری رطوبت روی ایران و ارتباط آن با الگوهای همدیدی سی ساله برای هر فصل بررسی شده است. در انتها با به‌کارگیری نقشه‌های انحراف از میانگین سی ساله کمیت‌های بردار شار رطوبت، تابع جریان و تابع پتانسیل بردار شار رطوبت، الگوی ترابری رطوبت بر

چگونگی شار رطوبت، سازوکاری مهم در تقویت یا تضعیف چرخندها و نیز عاملی مهم در فرایند بارش است و پژوهش‌های زیادی در این زمینه در نقاط مختلف انجام شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهند که گردش عمومی جو وبه همراه آن گردش عمومی آب اقیانوس‌ها (نظیر ENSO^۱ و IOD^۲) نقش عمده‌ای در ترابرد رطوبت از عرض‌های حاره به فراحاره دارند. همزمان با تغییر فصل و جابجایی سلول هادلی و چرخه واکر، سامانه‌های همدیدی هر ناحیه نیز در ترابرد رطوبت از منابع رطوبت آن ناحیه موثر هستند (Chen et al., 1988). چن و همکاران (Rosen, 1979, Chen, 1985) ساختار رطوبتی مونسون هند را در یک دوره ۵۰-۳۰ 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 پرفشار اقیانوس آرام نسبت دادند. چاکرابورتی و همکاران (Chakraborty et al., 2005) میزان آب بارش‌شو و بردار شار رطوبت را در لایه های مختلف جو روی شبه جزیره عربستان برای ماه‌های بارشی مشابه بررسی کردند و نشان دادند که در فصل‌های مختلف مقدار ترابرد رطوبت از روی غرب اقیانوس هند، دریا‌های سرخ و مدیترانه وابسته به گردش کلی آب اقیانوس هند (IOD) است. احمدی گیوی و دستمالچی (۱۳۸۵) منابع گرما و رطوبت و شارش آنها بر روی ایران را در یک دوره ۱۴ ساله بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که در ماه ژانویه رطوبت در نواحی جنوب ایران تحت تاثیر شارش‌های جنوبی از دو منبع در شرق دریای سرخ و شمال شرق آفریقا و رطوبت نواحی شمال و مرکز ایران تحت نفوذ شارش‌های شمال شرق اقیانوس اطلس است. علیجانی و همکاران (۱۳۸۶) ساختار چرخند گرمایی را برای یک مورد بارشی در جولای ۱۹۹۴ روی جنوب شرق ایران بررسی کردند و ترابرد رطوبت توسط چرخندها روی شبه قاره هند و شمال شرق عربستان به جنوب شرق ایران را نشان دادند. فرج زاده و همکاران

1. Elnino Southern Oscillation(ENSO)
3. Climate and Forecast System
Reanalysis(CFSR)

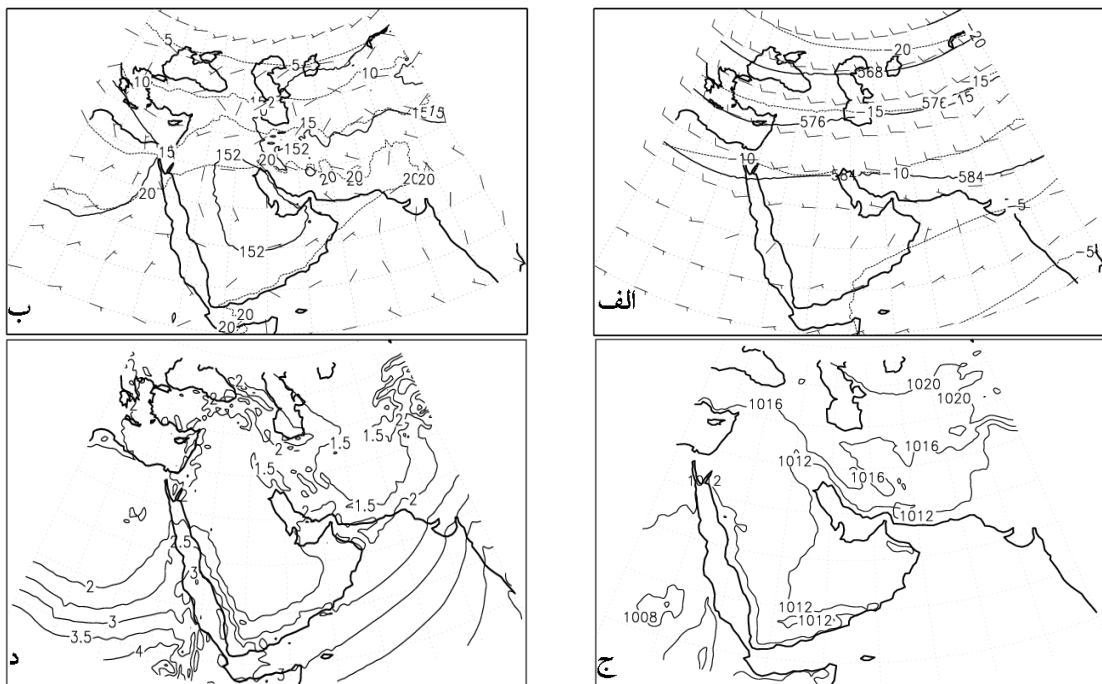
2. Indian Ocean Dipole(IOD)

ایران را در بر می گیرد. جهت گردش باد در ترازهای hPa ۵۰۰ و پایین تر نشان دهنده یک پشته کم عمق روی نیمه جنوبی ایران می باشد، به گونه ای که در تراز ۸۵۰ hPa سلول پر ارتفاع ۱۵۲ dm بسته شده است. گسترش این پرتلاطم به نسبت زیاد نیست و تا نیمه شرقی ایران امتداد دارد. در سطح زمین زبانه کم فشاری از نواحی جنوب غرب دریای سرخ به نواحی مرکزی و شمال شبه جزیره عربستان امتداد یافته است (شکل ۱-ج).

اثر عبور سامانه های بارشی مربوط به هر فصل توضیح داده شده است.

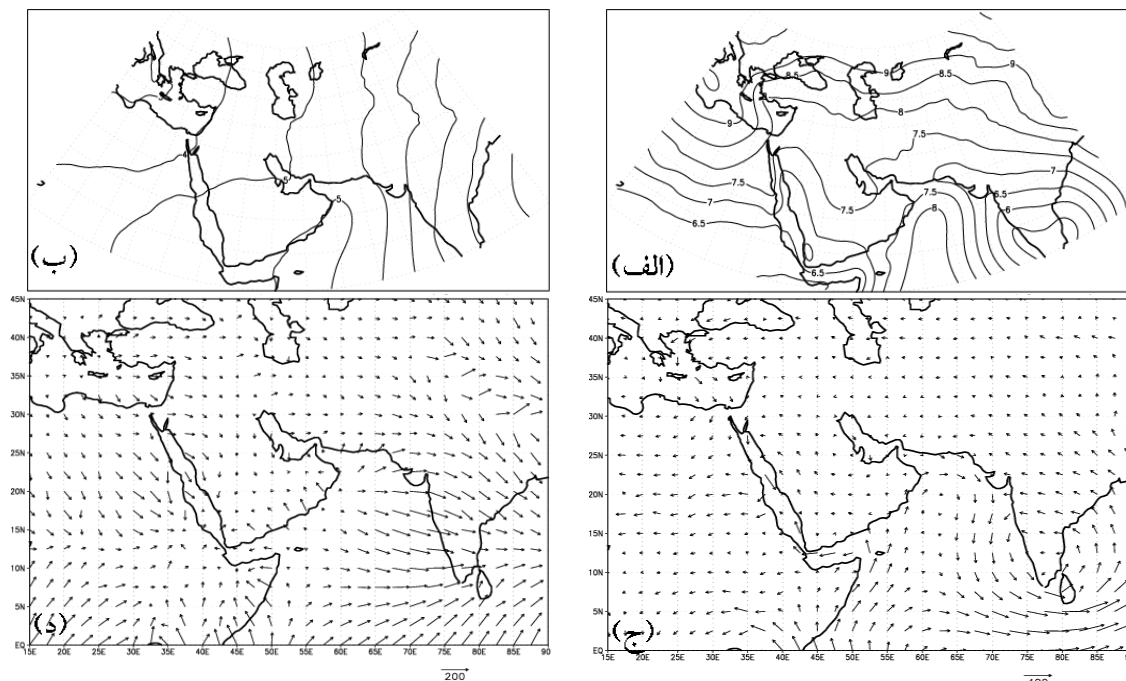
فصل پاییز

مطابق شکل های ۱-الف و ۱-ب مربوط به ماه های سپتامبر-نوامبر، ناوهای در ترازهای میانی و ردسپهر در شرق مدیترانه دیده می شود که دامنه آن تا نواحی شمال دریای سرخ امتداد یافته است. جریان های جنوبی و جنوب غربی وابسته به این ناوه تمام نواحی نیمه غربی شبه جزیره عربستان و غرب



شکل ۱- میانگین سی ساله فصل پاییز (سپتامبر-نوامبر) برای (الف) ارتفاع ژئوپتانسیل (dm)، دما (C)، سرعت باد (m/s) در تراز ۵۰۰ hPa (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل (dm)، دما (C)، سرعت باد (m/s) در تراز ۸۵۰ hPa (ج) فشار سطح زمین (hPa) و (د) کمیت آب بارش شو (kg/m^2) برای میانگین قائم در لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ hPa.

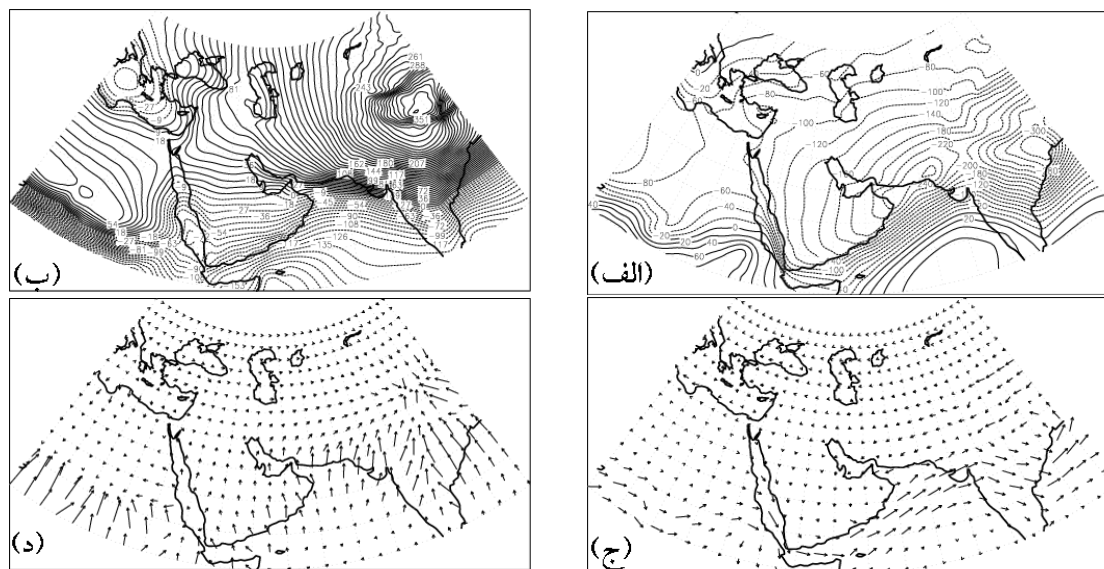
مطابق شکل ۱-د مقدار آب بارش شو در لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ hPa روی غرب اقیانوس هند $5 kg/m^2$ و روی دریای سرخ و خلیج عدن $4 kg/m^2$ است. مقدار آب بارش شو در شمال شرق عربستان به تدریج کاهش می یابد به گونه ای که در نواحی جنوبی ایران به $1/5 kg/m^2$ می رسد.



شکل ۲- میانگین سی ساله فصل پاییز (سپتامبر-نوامبر) برای میانگین قائم در لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ hPa برای (الف) تابع جریان ($1e7kg s^{-1}$)، (ب) تابع پتانسیل ($1e7kg s^{-1}$)، (ج) مولفه چرخشی بردار شار رطوبت ($kg/m \cdot s$) و (د) مولفه واگرایی بردار شار رطوبت ($kg/m \cdot s$).

شار رطوبت از غرب اقیانوس هند (شکل ۱-د) به شبه قاره هند و جنوب شرق ایران می‌شود (شکل ۲-ج). ناحیه شرق دریای مدیترانه و جنوب دریای سیاه در جلوی ناوه در تراز های ۸۵۰ hPa و بالاتر قرار دارد (شکل های ۱-الف، ۱-ب) و خمش چرخندی بردار شار رطوبت ناشی از آن موجب ترابری رطوبت به شمال غرب ایران می‌شود (شکل ۲-ج). توضیح شکل های ۲-ب و ۲-د مربوط به فصل پاییز، مشابه فصل بهار می‌باشد.

در نقشه‌های ۲-الف و ۲-ج مرکز تابع جریان رطوبت و خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت روی دو ناحیه‌ی دریای عرب و جنوب شرق عربستان و خمش چرخندی بردار شار رطوبت روی جنوب شبه قاره هند مشاهده می‌شود. و اچرخند جنب حاره روی دریاها ی عرب و عمان (شکل ۱-الف) موجب خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت روی این ناحیه و در نتیجه ترابرد رطوبت از روی این دریاها به سواحل شرق عربستان و جنوب ایران می‌شود. چرخند مستقر روی جنوب شبه قاره هند (شکل ارایه نشده) موجب



شکل ۳- میانگین سی ساله فصل پاییز (سپتامبر-نوامبر) برای میانگین قائم در لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ hPa برای (الف) بی‌هنجاری تابع جریان (ب) بی‌هنجاری تابع پتانسیل ($1e4kg s^{-1}$)، (ج) مولفه چرخشی بردار شار رطوبت ($kg/m \cdot s$) و (د) بی‌هنجاری مولفه واگرایی بردار شار رطوبت ($kg/m \cdot s$).

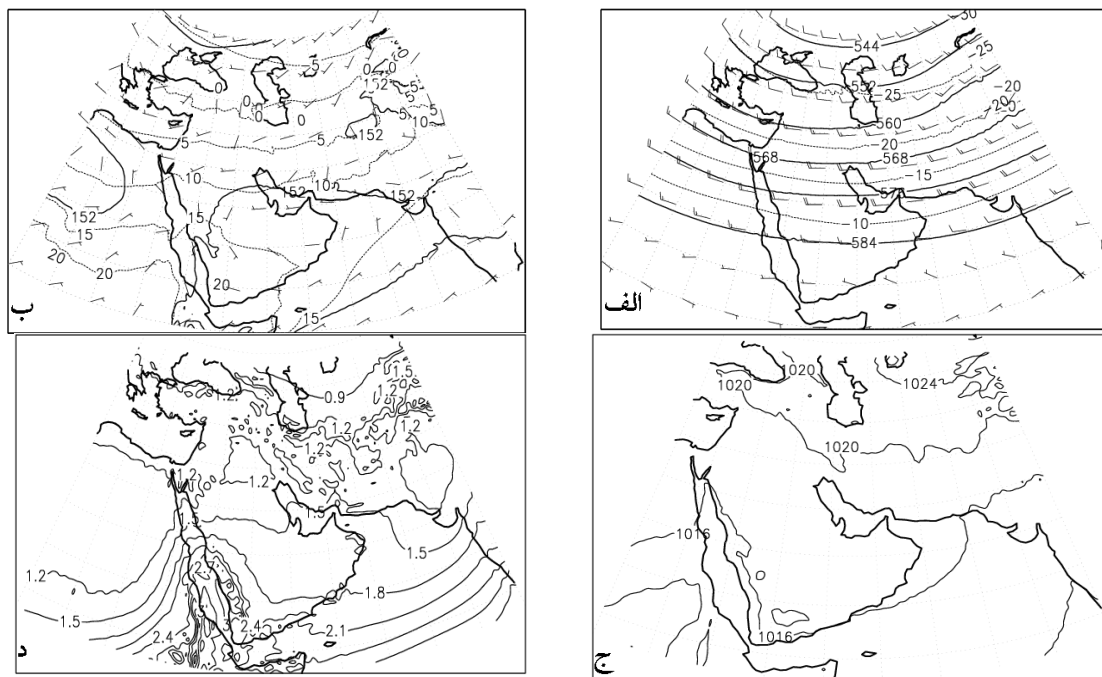
می‌شوند. در این فصل به علت نفوذ و اچرخند به سواحل جنوبی دریای خزر و شمال غرب ایران، خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت و تراپرد رطوبت از روی دریای خزر به سواحل شمالی و شمال غرب ایران مشاهده می‌شود. همچنین در فصل پاییز بی‌هنجاری واگرایی رطوبت از روی دریای سرخ به مرکز و شمال عربستان ناشی از چرخند شرق آفریقا دیده می‌شود.

فصل زمستان

شکل‌های ۴-الف ناوه‌ای به نسبت عمیق را در تراز hPa ۵۰۰ در شرق مدیترانه در فصل زمستان نشان می‌دهد به گونه‌ای که تمام منطقه خاورمیانه در قلمرو این ناوه و اثر جبهه‌زایی آن قرار دارد (تریگو و همکاران، ۲۰۰۱) و در نتیجه فراوانی عبور موج‌های چرخندی و اچرخندی در فصل زمستان در منطقه خاورمیانه به نسبت پر شمار است.

شکل‌های ۳-الف و ۳-ج مرکزهای تابع جریان بی‌هنجار و خمش چرخندی بردار شار رطوبت را روی دو ناحیه در جنوب و جنوب شرق ایران و خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت را روی جنوب دریای خزر نشان می‌دهد. در نقشه-های ۳-ب و ۳-د بی‌هنجاری تابع پتانسیل و مولفه واگرایی بردار شار رطوبت در فصل پاییز تراپرد رطوبت به صورت شیو قوی خطوط جریان روی جنوب و جنوب شرق ایران، مرکز واگرایی رطوبت روی جنوب دریای سرخ، مرکز واگرایی رطوبت روی غرب دریای خزر و ناحیه همگرایی روی شبه قاره هند مشاهده می‌شود.

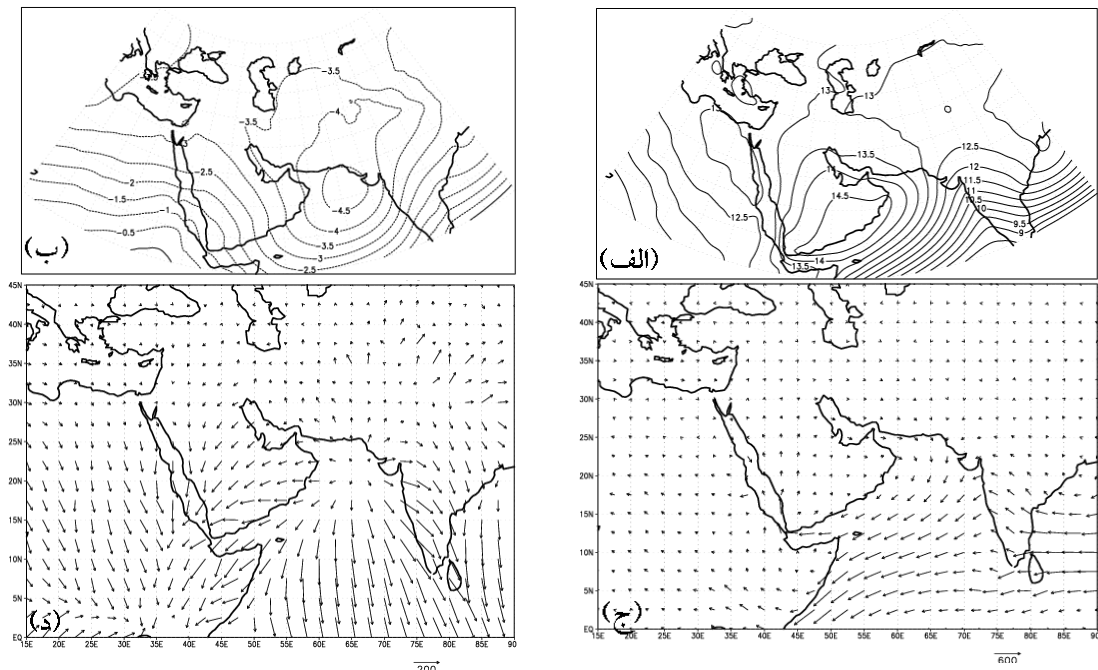
در فصل پاییز، مونسون هند در حال تضعیف می‌باشد و ناحیه همگرایی وابسته به آن از شمال شبه قاره هند در فصل تابستان به روی مرکز و جنوب آن جابجا شده است. در مواردی که کم‌فشارها روی شبه قاره هند و جنوب ایران رشد و گسترش می‌یابند موجب خمش چرخندی بردار شار رطوبت و در نهایت تراپرد رطوبت از روی دریای عمان به غرب شبه قاره هند و سپس به جنوب شرق ایران



شکل ۴- مانند شکل اولی برای فصل زمستان (دسامبر-فوریه).

با توجه به شکل ۴-د در فصل زمستان مقدار آب بارش شو در لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ hPa در نواحی جنوبی ایران از $1/5 \text{ kg/m}^2$ تجاوز نمی‌کند. در حالی که نیمه جنوبی ایران به ویژه ارتفاعات جنوب فارس از میزان بارش قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. ولی مقدار آب بارش شو بر روی غرب اقیانوس هند حدود $3/5 \text{ kg/m}^2$ ، روی خلیج عدن 3 kg/m^2 و روی دریای سرخ 2 kg/m^2 می‌باشد. در واقع همین منابع رطوبتی به همراه جریان‌ات مناسب هم‌دیدی در منطقه است که بارش‌های نیمه جنوبی ایران را ایجاد می‌کند.

مطابق شکل ۴-ب می‌توان پیشته‌ای روی نواحی جنوب ایران و نیمه شرقی عربستان در تراز ۸۵۰ hPa مشاهده نمود. در نقشه سطح زمین وجود زبانه پرفشار با پر بند 1020 hPa در نوار شمالی ایران حاکی از نفوذ پرفشارها از عرض‌های بالاتر به نوار شمالی ایران می‌باشد (شکل ۴-ج). این شرایط با سرد بودن فصلی هوا و عبور متناوب امواج از عرض‌های شمالی ایران تقویت می‌شود. همچنین بر اثر نفوذ کم‌فشارهای گرم و مرطوب از عرض‌های پایین‌تر (شرق آفریقا و عربستان) به این نواحی و حرکت شرق سوی آنها حضور کم فشار در ناحیه مدیترانه و نوار جنوبی ایران تقویت می‌شود (Rowell, 2002, Lafontainene et al., 1989).



شکل ۵- مانند شکل ۲ ولی برای فصل زمستان (دسامبر-فوریه).

فازهای ششم و هفتم MJO، که هسته فعال MJO روی اقیانوس آرام قرار دارد و پدیده همرفت در اقیانوس هند ضعیف است، جریان‌های واچرخندی وابسته به پرفشار در غرب اقیانوس هند و شرق عربستان تقویت می‌شود و فرارفت هوای گرم و مرطوب از اقیانوس هند به جنوب و جنوب شرق ایران وجود دارد.

همچنین روی شرق مدیترانه حرکت چرخندی در ترازهای ۸۵۰hPa و بالاتر موجب خمش چرخندی بردار شار رطوبت و ترابرد رطوبت به شمال غرب ایران می‌شود (شکل‌های ۴-الف و ۴-ب).

شکل‌های ۵-ب و ۵-د برای نقشه های میانگین مولفه واگرای بردار شار رطوبت در فصل زمستان، منبع رطوبت را برای ایران در ناحیه شمال اقیانوس هند به صورت ناحیه واگرایی ضعیف رطوبت و ترابری آن به نوار جنوبی ایران نشان می‌دهد. جهت شارش‌ها در این فصل بیشتر به سمت جنوب اقیانوس می‌باشد به نظر می‌رسد ناحیه واگرای شمال اقیانوس هند در شاخه فرونشینی سلول هادلی قرار دارد (Chen et al., 1988).

شکل‌های ۶-الف و ۶-ج مرکزهای بی‌هنجاری تابع جریان و خمش واچرخندی بردار شاررطوبت را بین دریاهاى خزر و

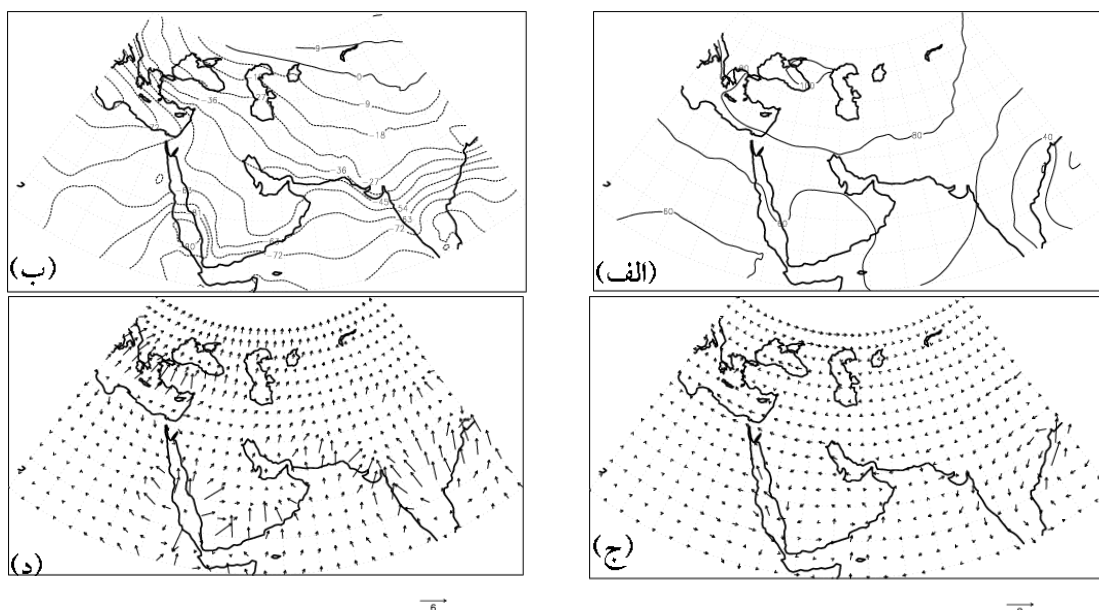
مطابق شکل‌های ۵-الف و ۵-ج مرکز تابع جریان رطوبت روی شرق عربستان و خمش واچرخندی بردار شار رطوبت وابسته به آن، موجب ترابرد رطوبت از غرب اقیانوس هند به شرق عربستان و در نتیجه شکل‌گیری همگرایی رطوبت در ناحیه خلیج عدن و نواحی جنوبی عربستان می‌شود. همچنین مرکز چرخندی تابع جریان روی شرق دریای مدیترانه وجود دارد.

مطابق شکل‌های ۴-الف و ۴-ج واچرخند جنب حاره مستقر روی ناحیه شرق عربستان و دریای سرخ سبب خمش واچرخندی بردار شاررطوبت و ترابری رطوبت از روی غرب اقیانوس هند و جنوب دریای سرخ به جنوب عربستان می‌شود. به علت وجود یک ناوه وارون روی شرق آفریقا و غرب دریای سرخ، رطوبت در شمال دریا همگرا (شکل ۴-د) و در نتیجه رطوبت به سمت جنوب-غرب و غرب ایران ترابرد می‌شود. همچنین تاثیر نوسان مادن-جولین (MJO) بر شار رطوبت از ناحیه اقیانوس هند به جنوب و جنوب شرق ایران توسط احمدی گیوی و همکاران (۱۳۸۸) بررسی شده است. آنها نشان دادند که در

1. Madden-Julian Oscillation (MJO)

سیاه و خمش چرخندی بردار شار رطوبت راروی شمال

تنگه باب‌المنذب و شرق عربستان نشان می‌دهد.



شکل ۶- مانند شکل ۳ ولی برای فصل زمستان (دسامبر-فوریه).

کم فشار در شرق عربستان و جنوب دریای سرخ، شیو فشاری وابسته به آن باعث واگرایی رطوبت از دریای سرخ به مرکز عربستان و جنوب غرب ایران می‌شود. همچنین با تقویت کم‌فشار روی جنوب شبه قاره هند و گسترش آن به عرض‌های بالاتر، واگرایی رطوبت از دریای عمان به جنوب شرق ایران رخ می‌دهد.

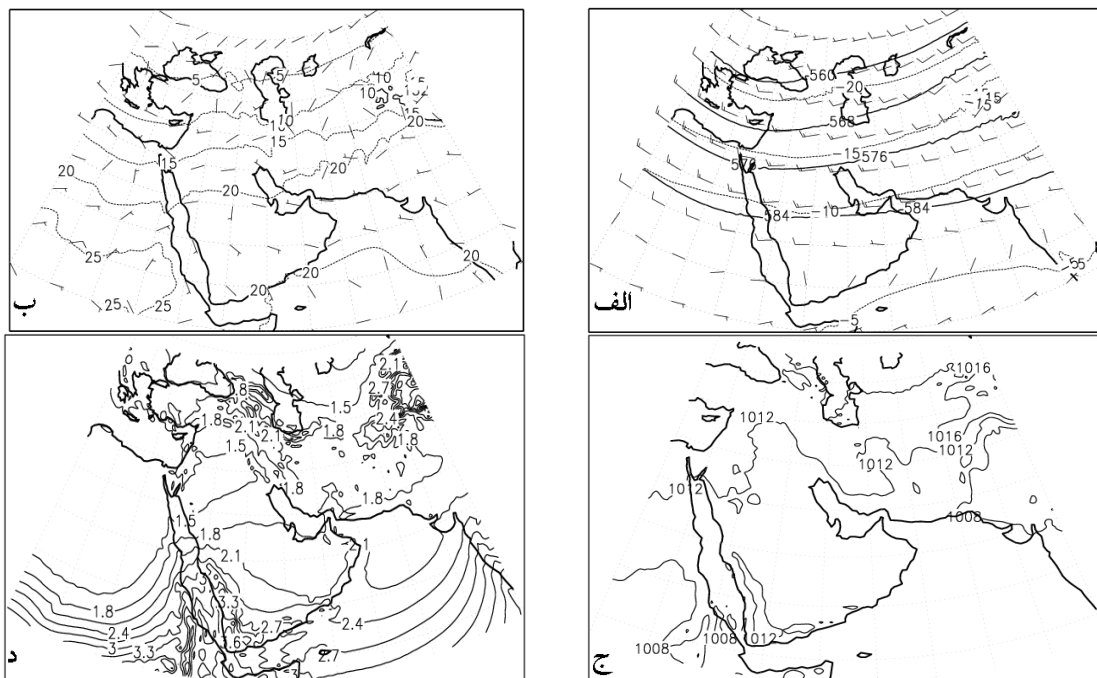
فصل بهار

شکل‌های ۷-الف یک ناوه کم عمق را در تراز 500 hPa در شرق مدیترانه نشان می‌دهد که دامنه آن چندان گسترده نیست. کم‌عمق بودن این ناوه و عدم گسترش آن به سمت جنوب نشانگر فعالیت ضعیف کم‌فشار سودانی در این فصل است و سامانه‌های کم فشار در این فصل بیشتر از نواحی جنوبی و مرکزی ایران عبور می‌کنند (شکل ۷-ج). در تراز 850 hPa واچرخند روی خلیج فارس و عربستان و ناوه کم-عمقی روی شرق مدیترانه مشاهده می‌شود (شکل ۷-ب). هرچند الگوی کلی در ترازهای بالای 850 hPa در فصل‌های زمستان و بهار مشابه است ولی در این فصل کم ارتفاع روی ایران تضعیف و پر ارتفاع جنب حاره‌ای در جنوب ایران تقویت شده است

درفصل زمستان در مواردی که واچرخند روی نوار شمالی ایران تقویت می‌شود (شکل ۴-ج)، چرخش واچرخندی باد وابسته به این پرفشار، رطوبت را از روی دریای خزر به سواحل شمالی ایران و شمال غرب ایران ترابری می‌کنند (احمدی گیوی و دستمالچی، ۱۳۸۵ و خوش اخلاق و همکاران، ۱۳۸۶).

درموقعی که ناوه وابسته به کم ارتفاع مدیترانه (شکل ۴-الف) روی جنوب عربستان و دریای سرخ عمیق شود (Dong, 2010)، موجب تقویت ناوه وارون دریای سرخ و جابجایی آن به شرق عربستان می‌شود (شکل ۴-ج). در این ناحیه خمش چرخندی بردار شار رطوبت ناشی از این چرخندها موجب ترابرد رطوبت از خلیج عدن و دریای عرب به شمال شرق عربستان و جنوب غرب ایران می‌شوند. مهاجرت این کم‌فشارها به جنوب و جنوب غرب ایران باعث بارش‌های رگباری بر روی ایران می‌شوند (فرج زاده و همکاران، ۱۳۸۸).

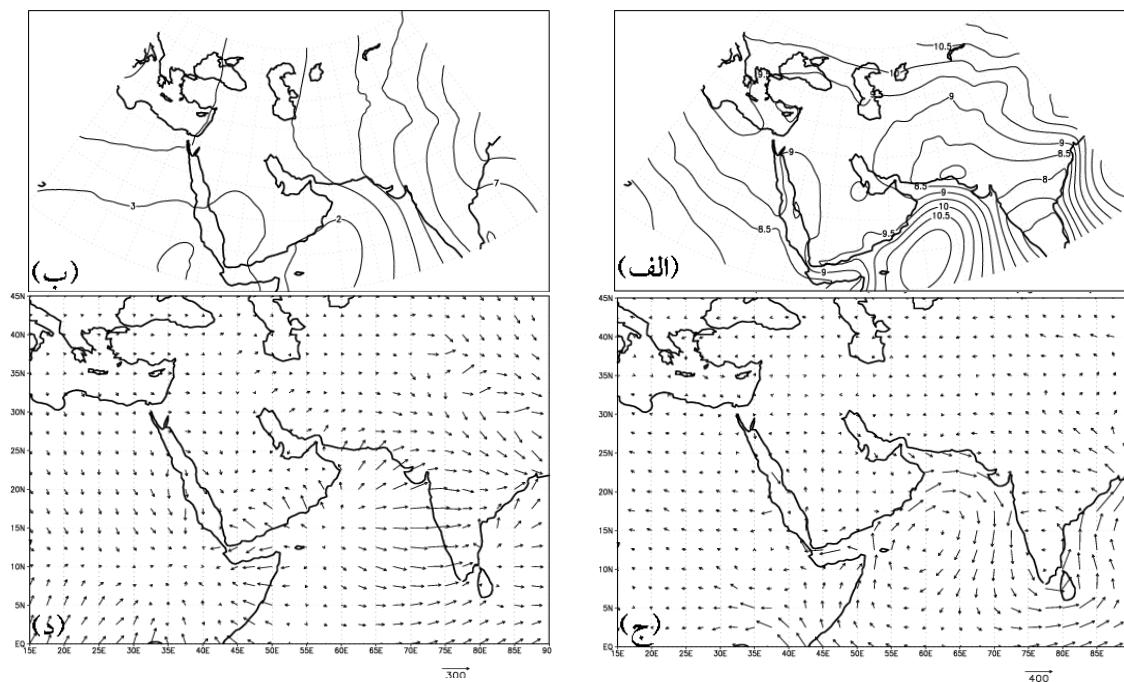
شکل‌های ۶-ب و ۶-د برای نقشه بی‌هنجاری تابع پتانسیل و مولفه واگرایی بردار شار رطوبت در فصل زمستان، مرکز واگرایی رطوبت را (الف) روی جنوب دریای سرخ و (ب) به صورت شیو زیاد خطوط جریان روی شمال اقیانوس هند و دریای عمان نشان می‌دهد. همزمان با تقویت و گسترش



شکل ۷- مانند شکل اولی برای فصل بهار (مارس-می).

شو (در حدود $4-1/5 kg/m^2$) در فصل بهار مشاهده می شود که در مقایسه با فصل زمستان نشان دهنده جابجایی شمال سوی سلول رطوبت می باشد.

بنا به شکل ۷-د، کمیت آب بارش شو در مناطق مرکز و شرق ایران قابل توجه نیست در حالی که در جنوب شرق، شمال غرب و غرب ایران مقدار آن در حدود $1/8 kg/m^2$ است. از طرفی در ناحیه جنوب دریای سرخ و در مجاورت دریای عرب و تنگه باب المندب مقادیر قابل ملاحظه آب بارش

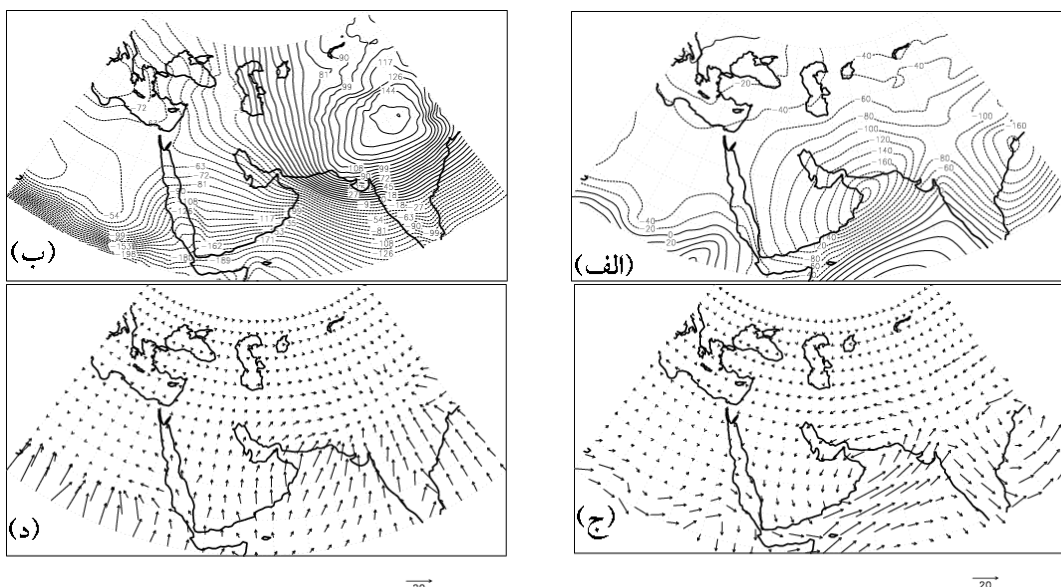


شکل ۸- مانند شکل ۲ ولی برای فصل بهار (مارس-می)

شایان گفتن است که در فصل بهار با تقویت چرخند گرمایی روی جنوب ایران و جنوب شبه قاره هند و شرق عربستان (شکل ۷-ج) و حضور واپرخند جنب حاره (شکل‌های ۷-الف و ۷-ب) روی جنوب دریای سرخ، خلیج عدن و دریای عرب و افزایش دما و رطوبت نسبت به فصل زمستان در این ناحیه (شکل ۷-د) واگرایی رطوبت از این ناحیه به جنوب ایران و جنوب شبه قاره هند و شرق عربستان مشاهده می‌شود (شکل ۸-د).

بنا به نقشه‌های ۸-الف و ۸-ج مرکز تابع جریان و خمش واپرخندی بردار شار رطوبت روی شمال اقیانوس هند ناشی از وجود پراتفعا جنب حاره روی دریاهای عرب و عمان (شکل‌های ۷-الف و ۷-ب) و سازگار باگردش عمومی آب اقیانوس (IOD و ENSO) می‌باشد (Chakraborty et al., 2005).

شکل ۸-ب و ۸-د برای نقشه میانگین مولفه واگرایی شار رطوبت در فصل بهار، منبع رطوبت را برای ایران روی دریای عرب به صورت یک ناحیه واگرایی رطوبت و انتقال آن به نوار جنوبی ایران نشان می‌دهد.



شکل ۹-مانند شکل ۳ ولی برای فصل بهار (مارس-می)

ایران و شمال غرب ایران ترابرد می‌شود. شکل‌گیری کم-فشار در جنوب ایران و شرق عربستان (شکل ۷-ج) باعث چرخش باد و واگرایی رطوبت و در نتیجه ترابری رطوبت از روی دریای عمان و غرب اقیانوس هند (شکل ۷-د) به شبه قاره هند، جنوب شرق و جنوب ایران می‌شود.

فصل تابستان

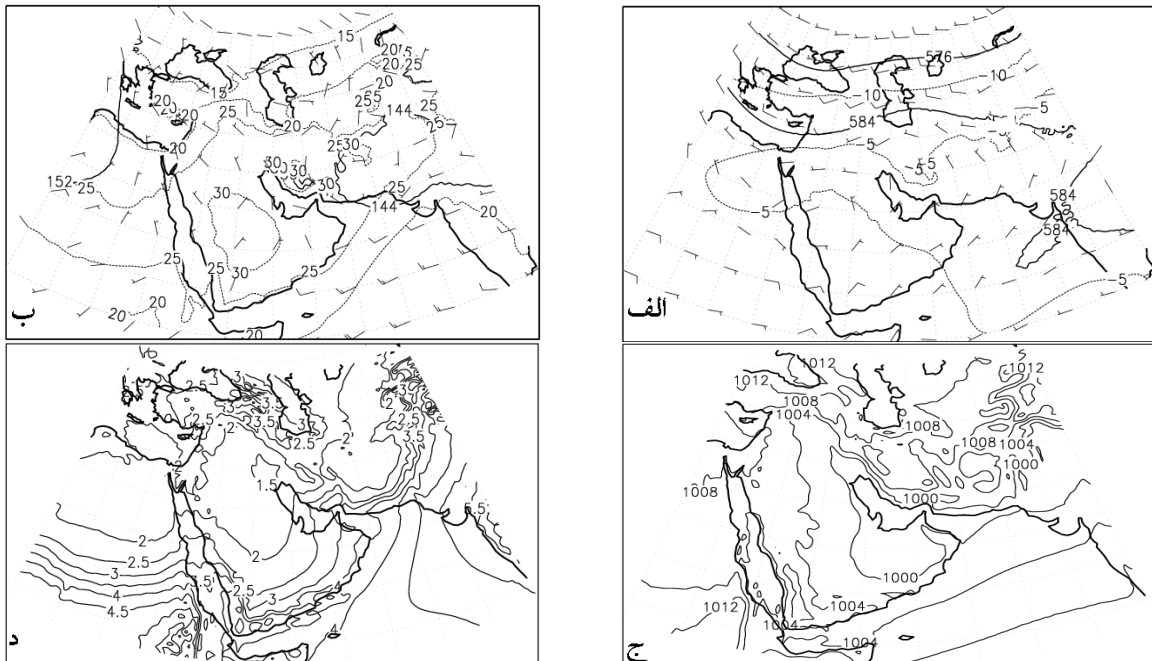
مطابق شکل ۱۰-الف در تراز 500 hPa یک ناوه ضعیف در شرق مدیترانه و یک پشته در نوار شمالی ایران وجود دارد. در تراز 850 hPa یک پشته در جنوب شرق، شرق و جنوب ایران مشاهده می‌شود (شکل ۱۰-ب). در نقشه فشار سطح دریا زبانه پر فشار فقط در سواحل شمالی ایران مشاهده

شکل‌های ۹-الف و ۹-ج مرکزهای بی‌هنجاری تابع جریان و خمش واپرخندی بردار شار رطوبت را روی نواحی دریای خزر و شرق دریای مدیترانه و خمش چرخندی برار شار رطوبت را بین شرق عربستان، غرب اقیانوس هند و جنوب شرق ایران نشان می‌دهد.

در نقشه‌های ۹-ب و ۹-د برای بی‌هنجاری تابع پتانسیل و مولفه واگرایی شار رطوبت در فصل بهار، چشمه و چاهه رطوبت را روی (الف) جنوب دریای سرخ و غرب اقیانوس هند و (ب) شرق شبه قاره هند نشان می‌دهد. در فصل بهار با نفوذ زبانه پرفشار به سواحل شمالی ایران (شکل ۷-ج) رطوبت روی دریای خزر (شکل ۷-د) به سواحل شمالی

نوار جنوبی و شرق ایران مشاهده می شود (شکل ۱۰-ج).

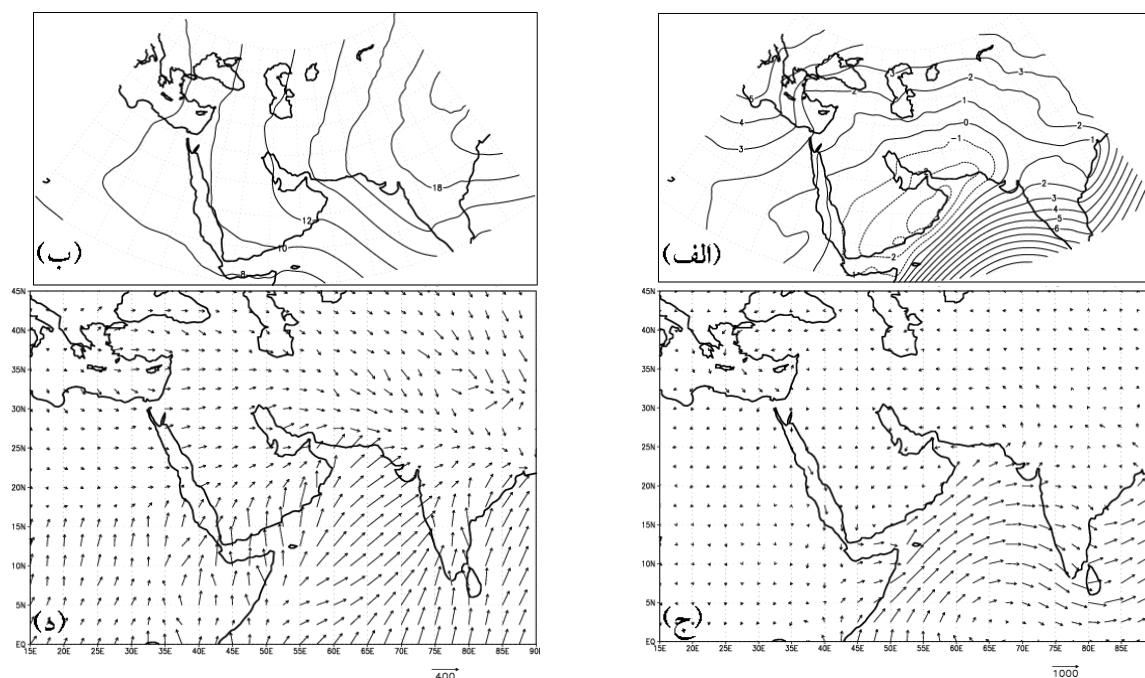
می شود و یک زبانه کم فشار با پربند 1008 hPa روی دامنه های جنوبی البرز و مرکز کم فشار با پربند 1000 hPa در



شکل ۱۰- مانند شکل ۱ ولی برای فصل تابستان (ژوئن-اوت)

های دیگر بیشتر است. افزایش رطوبت باعث افزایش آزادسازی گرمای نهان و افزایش حرکت صعودی و رشد کم فشارگرمایی تا ترازهای حدود 600 hPa می شود. مقدار کمیت آب بارش شو در ناحیه همگرایی دریای سرخ حدود $2/5-5/5\text{ kg/m}^2$ است که افزایش قابل ملاحظه ای نسبت به فصل های دیگر دارد (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶).

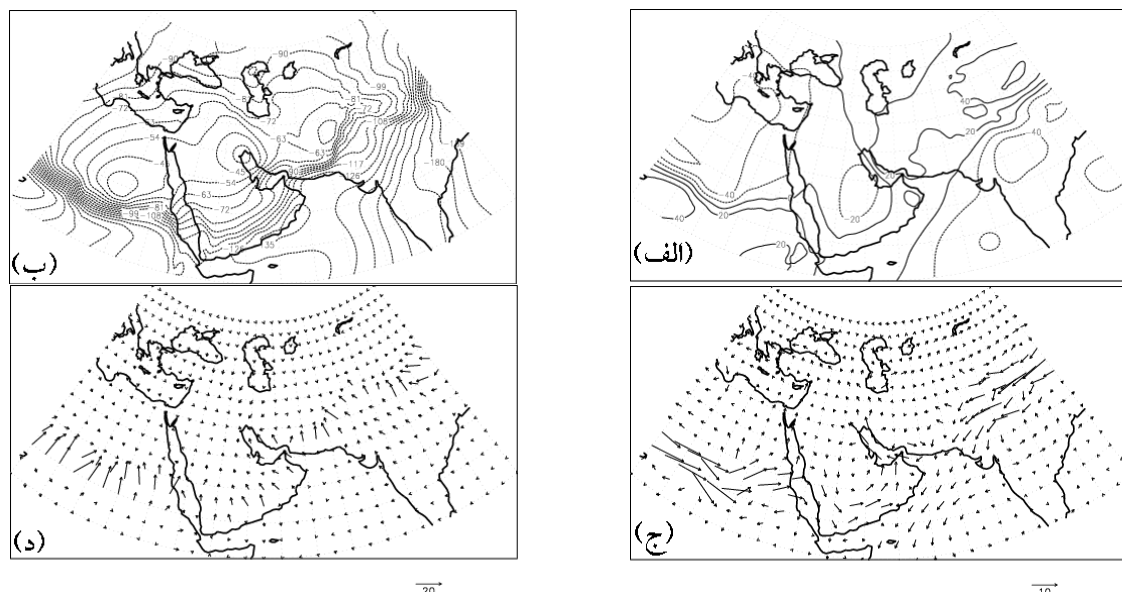
بنا به نقشه ۱۰-د مقدار کمیت آب بارش شو در لایه $500-1000\text{ hPa}$ روی مناطق مرکز، شرق، شمال شرق و غرب ایران در حدود 2 kg/m^2 است. در حالی که در جنوب شرق و جنوب مقدار این کمیت بین $2/5$ تا 4 kg/m^2 است. همچنین در شمال غرب و سواحل شمالی ایران مقدار این کمیت بین 2 تا $3/5\text{ kg/m}^2$ است. در فصل تابستان با وجود مقادیر کم بارش، مقدار رطوبت روی ایران نسبت به فصل-



شکل ۱۱- مانند شکل ۲ ولی برای فصل تابستان (ژوئن-اوت)

شکل‌های ۱۱-ب و ۱۱-د برای نقشه‌های میانگین مولفه واگرایی شار رطوبت در فصل تابستان، منبع رطوبت ایران را روی مرکز اقیانوس هند به صورت ناحیه واگرایی رطوبت و ترابری آن به جنوب و جنوب‌شرق ایران و مرکز همگرایی رطوبت روی شرق شبه قاره هند نشان می‌دهد که نسبت به فصل‌های دیگر اندازه بردار شار رطوبت بیشتر است. در فصل تابستان همزمان با جابجایی شمال سوی ناحیه همگرایی درون حاره (ITCZ) به شمال شبه قاره هند و جنوب و مرکز ایران شیو دمایی و در نتیجه شیو فشاری بین دریای عرب و شبه قاره هند باعث ترابرد رطوبت از دریای عرب به روی شبه قاره هند می‌شود (He et al., 1987). شایان گفتن است که نفوذ زبانه کم‌فشارگرمایی تا جنوب البرز و غرب ایران سبب ایجاد شیو فشاری و در نتیجه ترابرد رطوبت از دریا‌های سیاه و مدیترانه به شمال‌غرب ایران می‌شود. در ترازهای 850 hPa و بالاتر به علت نفوذ واچرخند جنب حاره به نواحی جنوب البرز، جهت باد شمال غربی و غربی شده است (شکل‌های ۱۰-الف و ۱۰-ب).

بنا به نقشه‌های ۱۱-الف و ۱۱-ج مراکز تابع جریان و خمش چرخندی بردار شار رطوبت روی دریای عمان و شرق عربستان و خمش واچرخندی بردار شار رطوبت روی شمال اقیانوس هند وجود دارد. با تقویت چرخش ساعتگرد هوای مرطوب روی اقیانوس هند ناشی از گردش عمومی آب اقیانوس (ENSO و IOD)، خمش واچرخندی بردار شار رطوبت روی اقیانوس و ترابرد رطوبت از اقیانوس هند به ناحیه مونسون مشاهده می‌شود. تقویت و گسترش کم‌فشارهای گرمایی در شمال شرق عربستان و جنوب خلیج فارس (شکل ۱۰-ج) و چرخش چرخندی وابسته به آن‌ها موجب ترابرد رطوبت از دریای عمان به جنوب شرق و جنوب ایران می‌شود. همچنین کم-فشارهای گرمایی در شبه قاره هند عامل بی‌هنجاری خمش بردار شار رطوبت و ترابرد رطوبت از شبه قاره هند به شرق ایران می‌باشند (علیچانی و همکاران، ۱۳۸۶).



شکل ۱۲- مانند شکل ۳ ولی برای فصل تابستان (ژوئن-اوت)

بین کم ارتفاع در نوار شمالی ایران و پر ارتفاع جنب جاره در جنوب ایران، (ب) گردش عمومی آب اقیانوس هند (نوسان دوقطبی اقیانوس هند)، (ج) مراکز همگرایی روی شبه قاره هند و جنوب دریای سرخ و (د) فعالیت سامانه های همدیدی عبوری در فصل های مختلف می باشد.

در فصل پاییز با استقرار و اچرخند جنب حاره روی نوار جنوبی ایران و غرب اقیانوس هند خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت و ترابری رطوبت از روی دریای عمان به جنوب ایران وجود دارد. همچنین بررسی بی هنجاری مولفه چرخشی بردار شار رطوبت نشان دهنده ترابرد رطوبت از دریای عمان به جنوب شرق ایران در اثر شکل گیری چرخند گرمایی روی جنوب ایران و ترابرد رطوبت از شرق مدیترانه به شمال غرب ایران ناشی از تقویت چرخند شرق مدیترانه است.

در فصل زمستان و اچرخند جنب حاره روی شرق عربستان موجب خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت روی غرب اقیانوس هند، جنوب دریای سرخ و شرق عربستان و در نتیجه ترابرد رطوبت به نواحی غرب و جنوب غرب ایران است. بررسی بی هنجاری مولفه چرخشی بردار شار رطوبت نشان دهنده ترابرد رطوبت از دریای سرخ به جنوب غرب ایران بر اثر تقویت چرخند شرق آفریقا و ترابرد رطوبت به

شکل های ۱۲-الف و ۱۲-ج مرکزهای بی هنجاری تابع جریان و خمش چرخندی بردار شار رطوبت را روی (الف) شرق عربستان و جنوب خلیج فارس و (ب) شبه قاره هند نشان می دهد.

در نقشه های ۱۲-ب و ۱۲-د بی هنجاری تابع پتانسیل و مولفه واگرایی شار رطوبت در فصل تابستان، مراکز همگرایی رطوبت را روی (الف) جنوب غرب ایران و (ب) جنوب شرق و شرق ایران و مراکز واگرایی رطوبت را روی (ج) جنوب خلیج فارس در تنگه هرمز و (د) دریای خزر نشان می دهد.

در فصل تابستان رشد کم فشارهای گرمایی در شرق عربستان، شبه قاره هند، شرق و نوار جنوبی ایران قابل توجه است که سبب خمش چرخش چرخندی بردار شار رطوبت و همگرایی رطوبت در این مناطق می شوند. وجود بارش های رگباری غیر دائمی در برخی نقاط از این مناطق در این فصل تایید کننده این موضوع است (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶).

بحث و نتیجه گیری

الگوی ترابرد رطوبت از روی غرب اقیانوس هند و دریاهای سرخ، مدیترانه و خزر به روی ایران نتیجه (الف) اندرکنش

استحصال آب در حوضه‌های آبریز ایران» است که در پژوهشکده هواشناسی انجام شده و کارفرمای آن مرکز ملی تحقیقات و مطالعات باروری ابرها (وزارت نیرو) بوده است. نویسندگان مراتب قدردانی خود را از ایشان اعلام می‌کنند.

پیوست

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

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} q dp \quad (1)$$

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

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} q v dp \quad (2)$$

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

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} q u dp \quad (3)$$

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} q v dp \quad (4)$$

اگر بردار شار رطوبت به مولفه‌های چرخشی و واگرایی (Chen et al., 1985) بر حسب تابع جریان ψ و پتانسیل سرعت χ تجزیه شود، می‌توان نوشت:

$$Q = \hat{k} \times \nabla \psi + \nabla \chi \quad (5)$$

اگر مد ثابت یا پایه و پریشیدگی بردار شار رطوبت در یک نشان داده شود، داریم Q' و \bar{Q} فصل به ترتیب با

$$\bar{Q} = Q + Q' \quad (6)$$

که در آن مدهای پایه و پریشیده بردار شار رطوبت به ترتیب با روابط زیر تعریف می‌شوند:

$$\bar{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_L} q v dp \quad (7)$$

شمال غرب و سواحل جنوبی دریای خزر ناشی از نفوذ پرفشار از شرق اروپا به روی دریای مدیترانه است. در این فصل واگرایی ضعیف بردار شار رطوبت، از ناحیه شمال اقیانوس هند و دریای سرخ و ترابری رطوبت به شبه قاره هند و شرق عربستان و نوار جنوبی ایران مشاهده می‌شود. در فصل بهار به علت نفوذ و اچرخند جنب حاره به غرب اقیانوس هند در عرض‌های $20^{\circ}N - 15^{\circ}N$ خمش و اچرخندی بردار شار رطوبت روی غرب اقیانوس هند شکل گرفته و ترابرد رطوبت به شبه قاره هند و جنوب شرق ایران قابل توجه است. همچنین خمش چرخندی بی‌هنجاری بردار شار رطوبت ناشی از شکل‌گیری چرخند گرمایی روی جنوب شرق ایران، موجب ترابری رطوبت از دریای عمان به جنوب شرق ایران می‌شود. خمش و اچرخندی بی‌هنجاری بردار شار رطوبت ناشی از نفوذ و اچرخند روی شرق مدیترانه و شمال غرب ایران، موجب ترابرد رطوبت از شرق مدیترانه به شمال غرب ایران می‌شود. در فصل تابستان با نفوذ و اچرخند جنب حاره به عرض‌های $35^{\circ}N - 25^{\circ}N$ روی شبه قاره هند و تقویت مونسون هند و گردش کلی آب اقیانوس هند ناشی از دو قطبی اقیانوس هند (IOD)، ترابرد رطوبت از غرب اقیانوس هند به شبه قاره هند و جنوب شرق ایران مشاهده می‌شود. همچنین بر اثر شکل‌گیری چرخند گرمایی در این ناحیه بی‌هنجاری ترابری رطوبت از دریای عمان به جنوب شرق و شرق ایران مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری چرخندی بردار شار رطوبت روی شرق ایران و شرق عربستان و شبه قاره هند ناشی از شکل‌گیری چرخند گرمایی در این نواحی آشکار است. در فصل تابستان با افزایش دما و رطوبت و تقویت چرخند گرمایی نسبت به فصل‌های پاییز و زمستان روی شبه قاره هند و جنوب شرق ایران و شرق عربستان، شیو دمایی و در نتیجه شیو فشاری بین شمال اقیانوس هند و این نواحی سبب واگرایی رطوبت از شمال و مرکز اقیانوس هند به این نواحی می‌شود. در این فصل واگرایی بردار شار رطوبت روی مرکز اقیانوس هند و ترابرد قوی رطوبت از این ناحیه به جنوب و جنوب شرق ایران و ناحیه مونسون در شرق شبه قاره هند دیده می‌شود.

قدردانی

این مقاله برگرفته از نتایج پژوهش پروژه «مطالعه، بررسی و امکان‌سنجی استفاده از فناوری بارورسازی ابرها برای

- 2008 and its probable relation with convection over the Indian ocean, 12th Fluid Dynamics conference, Bobol, Iran.
3. Alijani, B., Z. Jafarpoor, A. A. Bidokhti and A. Mofidi, 2007, Synoptic analysis of Monsoonal precipitation circulation patterns during July 1994 over Iran, *J. of App. Geo. Sc.*, 7, 7-37.
 4. Chakraborty, A., S. K. Behera and M. Mujumdar and R. Ohba, 2005, Diagnosis of tropospheric moisture over Saudi Arabia and influences of IOD and ENSO, *Mon. Wea. Rev.*, 134, 598-617.
 5. Chen, T. C., 1985, Global water vapor flux and maintenance during FGGE, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1801-1818.
 6. Chen, T. C., M.C. Yen and M. Murakami, 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.
 7. Dong, B., R. T. Sutton and T. Woolling, 2010: Changes of interannual NAO variability in response to gases forcing. *Climate Dyn.*, 37, 1621-1641.
 8. Farajzadeh Asl, M., M. Karimi, H. Ghaemi and M. R. Mobasheri, 2009, Mechanism of Water Vapor Transport in Winter Rainfall Over the West of Iran (A Case Study: 1-7 January 1996), *The Modares Journal of Spatial Planning*, 13, 193-217.
 9. He, H., J. W. Mcginnis and Z. Song and M. Yanai, 1987, Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1966-1981.
 10. Khosh Akhlagh, F., N. Ghanbari and J. Masoumpoor, 2008, The Study of North Atlantic Oscillation Effect on Temperature and precipitation Regimes of Southern shores of Caspian sea, *Physical Research Journal Quarterly*, 0, 57-70.
 11. Lafontainene, V.C., R. A. Bryson and W. M. Wendland, 1989, Airstream region of north Africa and Mediterranean, *J. Climate*, 3, 366-372.
 12. Rowell, P. D., 2002, The impact of Mediterranean SSTs on the sahelian rainfall season, *J. Climate*, 16, 849-862.
 13. Rosen, R. D., D. A. Salestein and J. P. Peixoto, 1979, Variability in the annual field of large-scale atmospheric water vapor transport, *Mon. Wea. Rev.* 107, 26-37.

$$Q' = \frac{1}{g} \int_{p_U}^{p_k} q'v' dp \quad (8)$$

نواحی دارای مقادیر قابل توجه پیشدگی بردار شار رطوبت بر "مسیر طوفان"ها منطبق می‌باشند. مد پایه شار رطوبت را نیز می‌توان با استفاده از روابط زیر به دو مولفه چرخشی و

$$\bar{Q} = \bar{Q}_\psi + \bar{Q}_\chi = \hat{k} \times \nabla \bar{\psi} + \nabla \bar{\chi} \quad (9)$$

واگرایی تجزیه کرد، یعنی

رابطه بین گردش جو و ترابرد رطوبت را می‌توان با استفاده از توابع جریان و پتانسیل (Rosen et al., 1979) توضیح داد. توابع جریان و پتانسیل را می‌توان با حل دو معادله پواسون زیر محاسبه کرد:

$$\nabla^2 \chi = \nabla \cdot Q \quad \nabla^2 \psi = \hat{k} \cdot \nabla \times Q \quad (10)$$

$\nabla \cdot Q$ از طریق معادله زیر برای موازنه آب با منبع و چاهه بخار آب ارتباط دارد:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot Q = E - P \quad (11)$$

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

$$\nabla \cdot \bar{Q} \approx \bar{E} - \bar{P} \quad (12)$$

یا

$$\nabla^2 \bar{\chi} \approx \bar{E} - \bar{P} \quad (13)$$

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

منابع

1. Ahmadi-Givi, F. and S. Dastmalchi Tabrizi, 2006, Thermodynamic study of troposphere over the middle east region for the period of 1980-1993, *Journal of the earth and space physics*, 32, 49-65.
2. Ahmadi-Givi, F., Mobalhojeh, A. R. and A. Ghazanfari, 2009, Studying the distribution of humidity and precipitation over Iran during winter of

15. Trigo, F. I., G. R. Bigg and T. D. Davies, 2001, Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 549-569.
14. Saha, S., and Coauthors, 2010, The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1015–1057.