مجلهٔ فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۱، ۱۳۸۸، صفحهٔ ۱۰۱- ۱۲۰

نقش روش‌های متفاوت پارامترسازی همرفت در شبیه‌سازی میدان‌های دما و بارش زمستانی با مدل منطقه‌ای- اقلیمی RegCM در منطقه ایران

پرویز ایران‌نژاد[1*]، فرهنگ احمدی‌گیوی[2] و روزبه پازوکی[3]

[1] استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
[2] استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
[3] دانش‌آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۶/۳/۹ ، پذیرش نهایی: ۸۷/۷/۲)

چکیده

همرفت از راه باز توزیع انرژی و رطوبت در جوّ و در نتیجه ایجاد ابر و بارش در اقلیم نقش ایفا می‌کند. حتی با پیشرفت‌های اخیر در توان محاسباتی، هنوز هم مدل‌های عددی جوّ با درجه تفکیکی اجرا می‌شوند که برای نشان دادن پدیده‌های با مقیاس محلی نظیر همرفت، بسیار کوچک است. به این دلیل و همچنین به دلیل اهمیت همرفت در اقلیم سطحی طرح‌واره‌های پارامترسازی تهیه شده‌اند که به‌طور تجربی اثر همرفت را در مقیاس شبکه‌ای مدل بیان می‌کنند.

هدف تحقیق حاضر ارزیابی تأثیر روش‌های متفاوت پارامترسازی همرفت در شبیه‌سازی میدان‌های بارش و دمای هوا با نسخه سوم مدل اقلیمی منطقه‌ای (RegCM3) است. شبیه‌سازی‌ها با گام مکانی ۴۵km×۴۵km برای دوره چهار ماهه دسامبر ۱۹۹۸ تا مارس ۱۹۹۹ برای منطقه‌ای به مرکز ۳۴ درجه شرقی و ۴۸ درجه شمالی، شامل ۶۰ نقطه شبکه در راستای نصف‌النهار و ۷۰ نقطه در راستای مدار، صورت گرفته است. شرایط مرزی برگرفته از داده‌های بازتحلیل شده NCEP/NCAR است. در این مقاله، فقط نتایج سه ماه ژانویه تا مارس ۱۹۹۹ تحلیل شده‌اند. مدل RegCM چهار بار برای سه ماه زمستان با شرایط مرزی یکسان ولی هر بار با استفاده از یکی از طرح‌واره‌های آراکاوا- شوبرت، فریچ- چپل، بتس- میلر و کو- آنتس اجرا شده است. شبیه‌سازی‌های میانگین‌های ماهانه بارش و دمای هوا و هم چنین توزیع مکانی نتایج مدل با استفاده از طرح‌واره‌های مختلف با یکدیگر و با داده‌های مشاهداتی واحد پژوهش‌های اقلیمی (CRU) دانشگاه ایست‌آنجلیا (بریتانیا) مقایسه شده است. نتایج شبیه‌سازی‌های دما و بارش با استفاده از طرح‌واره‌های مختلف همرفت در دوره مورد مطالعه در ایران بسیار شبیه یکدیگر است و توان پیش‌بینی مدل RegCM برای میدان دما بالاتر از بارش است. مقادیر بارش مدل تفاوت بسیار زیاد از مشاهدات دارد، ولی مدل توزیع جغرافیایی بارش را به خوبی شبیه‌سازی می‌کند. با توجه به ساختار ساده‌تر و هزینه محاسباتی کم‌تر طرح‌واره کو- آنتس نسبت به طرح‌واره‌های دیگر، با وجود عدم تفاوت چشمگیر در نتایج مدل، به‌نظر می‌رسد این طرح‌واره در مطالعه اقلیمی و منطقه‌ای در بازه های فصلی، لااقل در منطقه ایران بهترین گزینه باشد.

واژه‌های کلیدی: پارامترسازی همرفت، مدل اقلیمی- منطقه‌ای، ایران، بارش، دما

*نگارنده رابط: تلفن: ۶۱۱۱۸۲۷۴-۰۲۱ دورنگار: ۸۸۶۳۰۵۴۸-۰۲۱ E-mail: piran@ut.ac.ir

The role of convection parameterization in the simulation of the winter temperature and precipitation fields over Iran using Regional Climate Model (RegCM3)

Irannejad, P[1]., Ahmadi-Givi, F[2]. and Pazouki, R[3].

[1]*Assistant Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*
[2]*Assistant Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*
[3]*Graduate Student of Meteorology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*

(Received: 30 May 2007 , Accepted: 23 Sep 2008)

Abstract

Convection affects the climate through its role in the redistribution of energy and moisture in the atmosphere, and subsequently producing clouds and precipitation. Even with the recent improvements in computational power, the numerical models of the atmosphere still have to run in spatial resolutions that are too coarse to capture the local scale processes such as convection. For this reason, and because of the importance of convection for the surface climate, parameterization schemes have been developed to empirically upscale convection to the scale of the model grid areas.

This study aims at evaluating the impact of different types of parameterizing convection on the simulations by Version 3 of the Regional Climate Model (RegCM3: Dickinson et al., 1989; Giorgi, 1989) of precipitation and air temperature. The convection schemes currently coupled with RegCM3 are Anthes (1997), Betts (1986) and Grell (1993), which may be closed using either the Arakawa-Schubert (1974) or the Fritch and Chappell (1980) closure schemes. The simulations are conducted for the four-month period of December 1998 to March 1999 (inclusive) with 45 × 45 km grid spacing over a domain having 60 and 70 grid points along, latitude and longitude respectively and centered in Iran at 34 ˚E and 48 ˚N. The initial and boundary conditions are derived from the NCEP/NCAR reanalysis. RegCM3 was run four times, keeping all the components of the model and the initial and boundary conditions the same, by each time coupling one the convection schemes (Anthes, Betts, Arakawa, Fritch and Chappell) with the model. To minimize the impact of possibly incorrect initial conditions, we assumed one month as the model's spin-up period, and analyzed the results for the three months of January to March 1999.

The simulated monthly mean precipitation and air temperature as well as the spatial distribution of the model outputs using different schemes are intercompared and compared with observations from the Climate Research Unit (CRU) at the University of East Anglia, United kindom. The results show that the grid-scale mean monthly and mean seasonal (winter) near-surface air temperature simulated by RegCM3 coupled with different convection schemes agree very well with the corresponding observed values. The slope of the regression line of the simulated mean winter temperature against observations is very close to one and varies between 0.973 (Fritch-Chappell) and 0.997 (Kuo-Anthes), with the coefficient of determination (R2) in the range of 0.941 to 0.944, respectively. The degree of agreement between the simulated monthly mean temperature with observations for the three months is somewhat lower that of the mean seasonal with the slope of regression line varying between 0.908 and 0.939 and coefficient of determination between 0.935 and 0.938. It is concluded that RegCM3 is highly effectual in simulating air temperature, irrespective of the type of the convection scheme used. The differences between the simulated mean temperature using different schemes are very

small.

On the other hand, the effectiveness of RegCM3 in simulating monthly and seasonal precipitation is very low. Differences between simulated monthly and seasonal precipitation using the four convection schemes are negligible. Although the geographical distribution pattern of precipitation is well simulated by the model, the simulated monthly and seasonal precipitation regressed against observation shows that RegCM3 generally underestimates precipitation during the winter months. The slope of the regression lines significantly differs from unity, varying between about 0.570 and about 0.715. The highest coefficient of determination found for the four schemes, during the three months and the season is smaller than 0.280.

Given the insignificant differences among the model simulations using any of the four convection schemes, the simplest form of convection parameterization with the lowest computational costs, i.e. the Kuo-Anthes scheme, proved to be most appropriate available scheme for medium-range weather predictions in Iran.

Key words: Convection parameterization, Regional climate model, Iran, Precipitation, Temperature

۱ مقدمه

همرفت به‌مثابهٔ یکی از فرایندهای جوی که دارای تأثیرات کوتاه‌مدت و بلندمدت بر سامانه‌های جوّی و سامانهٔ اقلیمی است، مورد مطالعه فراوان قرار گرفته است (کوتون و آنتس، ۱۹۸۹). همرفت یکی از فرایندهای کارا برای بازتوزیع ماده و انرژی در جوّ است. جریان‌های قائم در سلول‌های همرفتی، از یک سو با انتقال قائم ماده بر چینه‌بندی قائم انرژی، تکانه و رطوبت جوّ تاثیر می‌گذارد و از سوی دیگر باعث تراکم بخار آب و آزاد شدن گرمای نهان در ترازهای متفاوت جوّ می‌شود. بازتوزیع رطوبت و انرژی با تغییر میدان‌های دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی و سرعت در نهایت باعث پایداری جوّ می‌شود (کوتون و آنتس، ۱۹۸۹).

همرفت از راه تشکیل ابر بر بودجه انرژی تابشی سامانهٔ زمین اثراتی کوتاه‌مدت و یا بلندمدت به‌جای می‌گذارد. از سوی دیگر، بارش حاصل از همرفت بر تراز آبی سطح و در نتیجه بر ویژگی‌های پوشش گیاهی سطح مؤثر است. به دلیل اهمیت همرفت، پژوهش‌های فراوانی در ارتباط با شناخت این فرایند صورت گرفته و روش‌های متفاوتی برای پارامترسازی همرفت در مدل‌های هواشناسی و اقلیمی ارائه شده است (مانند دیکنسون و همکاران ۱۹۸۶؛ وایت و همکاران، ۱۹۹۳؛ ژنگ و مک فارلین، ۱۹۹۵ و جیورجی و همکاران، ۲۰۰۳).

در مقاله حاضر، چهار روش پارامترسازی همرفت جوّی موجود در مدل اقلیمی- منطقه‌ای RegCM3 بازبینی می‌شود و اثر هر یک از آنها در شبیه‌سازی میدان‌های بارش و دمای نزدیک سطح در منطقه ایران مورد بررسی قرار می‌گیرد. بخش ۲، به معرفی اجمالی مدل و چهار روش پارامترسازی همرفت مورد استفاده در آن می‌پردازد. در بخش ۳ داده‌های به‌کار رفته و شرایط اجرای مدل ذکر شده است. بررسی نتایج در بخش ۴ و نتیجه‌گیری در بخش ۵ ارائه شده است.

۲ مدل اقلیمی منطقه‌ای RegCM

فکر استفاده از مدل‌های منطقه محدود برای بررسی‌های اقلیمی- منطقه‌ای، نخستین بار از سوی دیکنسون و همکاران (۱۹۸۹) و جیورجی (۱۹۸۹) مطرح شد. این تصور بر مبنای شبکه لانه‌ای یک‌طرفه، یعنی به کاربردن شبکه‌ای با توان تفکیک بیشتر در داخل شبکه درشت‌تر

است. در این روش، فرایند پسخور از شبکه کوچک به شبکه بزرگ در نظر گرفته نمی‌شود. شرایط مرزی شبکه با توان تفکیک بیشتر، از درون‌یابی مقادیر شبکه بزرگ‌تر روی مرزهای شبکه کوچک‌تر به‌دست می‌آید. جیورجی و بتس (۱۹۸۹) و جیورجی (۱۹۹۰) روشن ساختند که می‌توان از شبکه لانه‌ای یک مدل منطقه محدود برای دوره طولانی (تا یک ماه)، در بررسی‌های اقلیمی- منطقه‌ای استفاده کرد. پس از آن، جیورجی و همکاران (۱۹۹۳) و جونز و همکاران (۱۹۹۵) اولین شبیه‌سازی پیوسته چندساله را روی شبکه لانه‌ای برای تحقیقات اقلیمی- منطقه‌ای به‌کار بردند.

اولین نسخه مدل اقلیمی- منطقه‌ای مرکز ملی پژوهش‌های جوّی (امریکا)، NCAR RegCM، از نسخه چهارم مدل میان- مقیاس MM4 در اواخر دهه ۱۹۸۰ گرفته شده است (دیکنسون و همکاران ۱۹۸۹ و جیورجی ۱۹۸۹). هسته دینامیکی این مدل مشابه MM4 و دارای ویژگی‌های تراکم‌پذیری، شکل تفاضل متناهی معادلات، تعادل هیدروستاتیک، مختصات قائم سیگما و طرح‌واره‌های فیزیکی پارامترسازی مرتبط با فرایندهای انتقال تابش و فیزیک سطح است.

در سال‌های اخیر و در نسخه‌های دوم وسوم مدل RegCM، تعدادی طرح‌واره فیزیکی جدید به مدل اولیه اضافه شده است. برای نمونه می‌توان به طرح‌واره تابش CCM3، طرح‌واره لایه مرزی غیرمحلی (هلسلگ و همکاران، ۱۹۹۰)، طرح‌واره شار ماده ابرهای کومه‌ای (گرل، ۱۹۹۳)، طرح‌واره صریح رطوبت (هسی و همکاران، ۱۹۸۴)، شکل تغییریافته طرح‌واره ابر و بارش‌های بزرگ مقیاس، روش جدید پارامترسازی شارهای سطحی اقیانوس (ژنگ و مک فارلین ۱۹۹۵) و همچنین پارامترسازی ناهمگونی زیرشبکه‌ای در توپوگرافی و پوشش سطحی (جیورجی و همکاران، ۲۰۰۳) اشاره کرد.

۲-۱ معادلات و ساختار افقی و قائم شبکه

معادلات مورد استفاده در مدل RegCM3، معادلات بسیط شامل معادله‌های تکانه، پیوستگی و انرژی ترمودینامیکی‌اند. شبکه افقی، شبکه‌ای جابه‌جا شده از نوع آراکاوا-B است که در آن همهٔ شارها روی نقاط اصلی شبکه و متغیرهای حالت روی نقاط میانی واقع در بین نقاط اصلی تعریف می‌شوند. ساختار قائم نیز شبکه جابجا شده در دستگاه سیگما (σ) است. این دستگاه، ساختار ناهمواری سطح را حفظ می کند و با افزایش ارتفاع (کاهش فشار) تخت‌تر می‌شود. برای آگاهی از جزئیات ریاضی، دینامیکی و فیزیکی مدل به ایران‌نژاد و همکاران (۱۳۸۳) مراجعه شود. در مدل RegCM3 از طرح‌واره‌های متعدد برای پارامترسازی فرایندهای فیزیکی گوناگون استفاده شده است که در این جا فقط طرح‌واره‌های همرفت به کار رفته در این مدل به اختصار شرح داده می‌شود.

۲-۲ طرح‌واره‌های پارامتره کردن همرفت

همرفت فرایندی است که عموماً در مقیاسی کوچک‌تر از مقیاس شبکه‌ای رخ می‌دهد. از این رو، طرح‌واره‌های همرفت معرفی شده‌اند تا به‌طور تجربی اثر این پدیده را در مقیاس شبکه‌ای مدل‌های اقلیمی و پیش‌بینی هوا بیان کنند. سه جنبه مشترک در همهٔ طرح‌واره‌های همرفت وجود دارد. جنبه اول، شرایط ایجاد همرفت و عوامل محرک است. در اینجا محرک به معنی شرط‌هایی است که باید طرح‌واره در نظر گیرد و در صورت مهیا شدن این شرط‌ها، محاسبات مربوط به همرفت را به انجام رساند. جنبه دوم اثر میدان بزرگ‌مقیاس به واسطه واداشت‌های بزرگ‌مقیاس بر همرفت است که هر طرح‌واره منطبق بر فرض‌هایش آن‌را مدل می‌کند. جنبه سوم اثر یا پسخور همرفت بر محیط اطراف یا به‌عبارت دیگر میدان بزرگ‌مقیاس است که به شکل پریشیدگی به میدان

میانگین پیش‌بینی شده مدل اضافه می‌شود (کوتون و آنتس، ۱۹۸۹).

بیشترین بررسی‌ها در زمینه اثر همرفت بر میدان بزرگ‌مقیاس، در ارتباط با میدان‌های دما، رطوبت و تاوایی صورت گرفته است (کوتون و آنتس، ۱۹۸۹). معادله آهنگ تغییرات دما و رطوبت ویژه برای یک بسته هوا به شکل زیر است:

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t}+\nabla\cdot\overline{V}\overline{T}+\frac{\partial \overline{\omega}\overline{T}}{\partial p}-\overline{\omega}R\overline{T}/p = \frac{L}{c_p}\overline{C^*}-\frac{\partial \overline{\omega' T'}}{\partial p} \qquad (۱)$$

$$\frac{\partial \overline{q}}{\partial t}+\nabla\cdot\overline{V}\overline{q}+\frac{\partial \overline{\omega}\overline{q}}{\partial p}=-\overline{C^*}-\frac{\partial \overline{\omega' q'}}{\partial p} \qquad (۲)$$

$\overline{T}$ دمای میانگین، $\overline{V}$ بردارسرعت افقی، $\overline{q}$ رطوبت ویژه میانگین، $\overline{\omega}$ سرعت میانگین قائم (در دستگاه فشاری)، L گرمای نهان، c_p ظرفیت گرمای ویژه هوا، R ثابت گازها برای هوا، $\overline{C^*}$ آهنگ میعان و T'، ω' و q' به‌ترتیب پریشیدگی‌های دما، سرعت قائم و رطوبت ویژه است. جملات دوم و سوم سمت چپ در معادله‌های (۱) و (۲) به‌ترتیب واگرایی شارهای افقی و قائم دما و رطوبت هستند. در معادله (۱) جمله چهارم سمت چپ، جمله بی‌دررو است که اثر گرم یا سرد شدن بی‌دررو به واسطه جریان‌های قائم را آشکارسازی می‌کند. جملاتی که شامل $\overline{\omega}$ هستند، واگرایی قائم شارهای میانگین دما و رطوبت در مقیاس بزرگ را نشان می‌دهند.

جملات سمت راست معادله‌های (۱) و (۲)، مربوط به پدیده‌های زیر شبکه هستند. جمله اول سمت راست دو معادله، به‌ترتیب، گرمای نهان حاصل از میعان و تغییر رطوبت ویژه در اثر میعان است. $\overline{C^*}$ میعان خالص (یعنی میعان منهای تبخیر قطرک‌ها) است. جمله دوم سمت راست در دو معادله، به‌ترتیب، گرادیان قائم انتقال پیچکی دما و رطوبت ویژه است.

در مدل RegCM3 طرح‌واره‌های همرفت آنتس (۱۹۷۷)، بتس (۱۹۸۶) و گرل (۱۹۹۳) وجود دارد که در طرح‌واره گرل از دو بستار آراکاوا و شوبرت (۱۹۷۴) و فریچ و چپل (۱۹۸۰) استفاده می‌شود. در ادامه این بخش به معرفی کوتاه این طرح‌واره‌ها پرداخته می‌شود.

۲-۲-۱ طرح‌واره کو- آنتس

در این طرح‌واره، همگرایی رطوبت در ستون قائم درحکم واداشت میدان بزرگ‌مقیاس در نظر گرفته می‌شود. زمانی که مقدار همگرایی از آستانه مشخصی گذشت، همرفت آغاز می‌شود. در طرح‌واره کو-آنتس، فرض می‌شود که از رطوبت همگرا شده در ستون قائم سلول شبکه (M)، بخشی (b) باعث افزایش رطوبت ستون می‌شود و باقی‌مانده (1-b) متراکم شده و می‌بارد (عمل بارش بدون تأخیر و در همان لحظه رخ می‌دهد). با استفاده از آهنگ میعان (C^*) می‌توان نوشت:

$$\int_0^{P_t} C^* dp = (1-b)gM \qquad (۳)$$

که b تابع میانگین رطوبت نسبی ($\overline{RH}$) به شکل زیر است:

$$b=\begin{cases}2(1-\overline{RH}) & \overline{RH}\geq 0.5\\ 1.0 & \overline{RH}<0.5\end{cases} \qquad (۴)$$

میزان بارش، P^{Cu}، نیز از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$P^{Cu}=M(1-b) \qquad (۵)$$

۲-۲-۲ طرح‌واره بتس- میلر

در طرح‌واره بتس- میلر، اثر همرفت به شکل تصحیح نمایه قائم رطوبت و دما است، به طوری که در انتها نمایهٔ مرجع حاصل شود. این نمایه مرجع به شکل تجربی و

برمبنای شرط شبه تعادل حاصل می‌شود و منحنی آن با استفاده از رابطه تجربی و ارتفاع پایه ابر، قله ابر و لایه انجماد به‌دست می‌آید. به‌عبارت دیگر بعد از اجرای مدل یک‌بعدی ابر، برای هر ستون شبکه این منحنی تعریف می‌شود. شرط شبه تعادل به این معنی است که ابرهای همرفتی درحکم قیدی بر میدان دما و رطوبت ویژه جو هستند که اثر جریان‌های بزرگ‌مقیاس سعی در ناپایدار کردن آن دارد.

این طرح‌واره بر این پایه مشاهداتی است که نمایه قائم دما در زیر ارتفاع انجماد ابر، موازی خط دمای پتانسیل مجازی هم‌ارز (θ_{esv}) است. در نتیجه در زیر این ارتفاع، آهنگ کاهش دما به شکل مجازی بی‌درروی مرطوب است. در بالای این ارتفاع، نمایه قائم دما دوباره موازی با دمای پتانسیل (θ_{es}) می‌شود.

می‌توان گفت که میدان بزرگ‌مقیاس به‌طور مستقیم بر طرح‌واره بتس- میلر تأثیر ندارد، بلکه جریان‌های بزرگ‌مقیاس با تغییر میدان رطوبت و افزایش ناپایداری به کمک فرارفت افقی و قائم، به شکلی غیر مستقیم بر این طرح‌واره اثر می‌کند.

۲-۲-۳ طرح‌واره گرل

در این طرح‌واره، در درون ابر دو جریان پایای بالارو و پایین‌رو در نظر گرفته شده و هیچ اختلاطی بین ابر و محیط، مگر در قله و پایه ابر، فرض نمی‌شود. به‌عبارت دیگر، شار قائم ماده با ارتفاع تغییر نمی‌کند. محل جریان‌های بالارو و پایین‌رو به ترتیب با استفاده از نقاط بیشینه و کمینه انرژی ایستایی مرطوب به‌دست می‌آید. جریان پایین‌رو (m_o) طبق رابطه زیر به جریان‌های بالارو (m_b) مربوط می‌شود:

$$m_o = \beta \frac{I_1}{I_2} m_b \qquad (۶)$$

که I_1 میعان نرمال شده جریان بالارو، I_2 تبخیر نرمال شده جریان پایین‌رو و β نسبت میعان در جریان بالارو به تبخیر در جریان پایین‌رو است که به تنش برشی باد وابسته است. این نسبت بین ۳ر۰ تا ۵ر۰ تغییر می‌کند. میزان بارش از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$P^{Cu} = I_1 m_b (1-\beta) \qquad (۷)$$

به‌علت سادگی طرح‌واره گرل می‌توان بستارهای مختلفی را به‌کار برد. در نسخه سوم مدل RegCM دو بستار زیر پیاده‌سازی شده است:

الف- آراکاوا- شوبرت: در این حالت فرض شبه-تعادل صادق است و فرض می‌شود که با همان سرعتی که ابرها جوّ را پایدار می‌کنند، فرایندهای غیر همرفتی جوّ را ناپایدار می‌کنند.

$$m_b = \frac{ABE' - ABE}{N\Delta t} \qquad (۸)$$

در رابطه بالا، ABE انرژی شناوری در دسترس، ABE' انرژی شناوری در دسترس کل (حاصل از همرفت و فرایندهای غیر همرفتی) در فاصله زمانی Δt و N آهنگ تغییرات ABE برای واحد جرم است. مقدار $ABE' - ABE$، به میزان ناپایدارسازی در زمان Δt تعبیر می‌شود. ABE' به کمک میدان فعلی به‌علاوه گرایش گام زمانی بعد، که توسط فرارفت دما و رطوبت ویژه و تصحیح بی‌دروی خشک به‌دست آمده است، محاسبه می‌شود.

ب- فریچ- چپل: در این بستار، فرض می شود که ABE یا انرژی شناوری دردسترس همرفت در زمان t از میدان حذف می‌شود:

$$m_b = \frac{ABE}{Nt} \qquad (۹)$$

t را می‌توان مرتبه زمانی حذف ABE و N را آهنگ تغییرات ABE برای واحد جرم در نظر گرفت. فرق اصلی این دو بستار در این است که در آراکاوا– شوبرت،

شارهای همرفتی و بارش به گرایش میدان بزرگ‌مقیاس، ولی در فریچ- چپل به میزان ناپایداری جو مربوط می‌شوند.

۳ داده‌ها و شرایط اجرای مدل

برای بررسی اثر طرح‌واره‌های همرفت در شبیه‌سازی‌ها، مدل RegCM3 با یکسان نگاه داشتن همهٔ شرایط (منطقه، شرایط مرزی، شرایط اولیه و همهٔ اجزای مدل) و فقط با تغییر طرح‌واره همرفت، چهار بار اجرا شده است. برای انتخاب منطقه‌ای مناسب که کشور ایران را در برگیرد، شبکه‌ای با گام شبکه ۴۵ کیلومتر و مرکز ۳۴ درجه عرض جغرافیایی و ۴۸ درجه طول جغرافیایی به‌کار برده شد که در راستای شمال- جنوب ۶۰ گام شبکه و در راستای غرب- شرق ۷۰ گام شبکه را در برمی‌گیرد. شبکه در راستای قائم شامل ۱۸ تراز در دستگاه سیگما است که بالاترین تراز به طور پیش‌فرض دارای فشار ۵ میلی‌بار در نظر گرفته می‌شود.

شرایط مرزی و شرایط آغازین اجرای مدل از داده‌های بازتحلیل شده NCEP/NCAR استخراج شد. این داده‌ها، مجموعه‌ای مشتمل بر داده‌های باز تحلیل شده از ۱۹۴۸ تاکنون است که در آن، مقدار هر کمیت چهار بار در روز روی کل نیم‌کره و برای ۲۸ تراز موجود است. به منظور کاهش اثر شرایط آغازین در نتایج شبیه‌سازی‌ها، مدل از آغاز دسامبر ۱۹۹۸ به مدت چهار ماه اجرا شده و نتایج ماه دسامبر در تحلیل نتایج وارد نشده است.

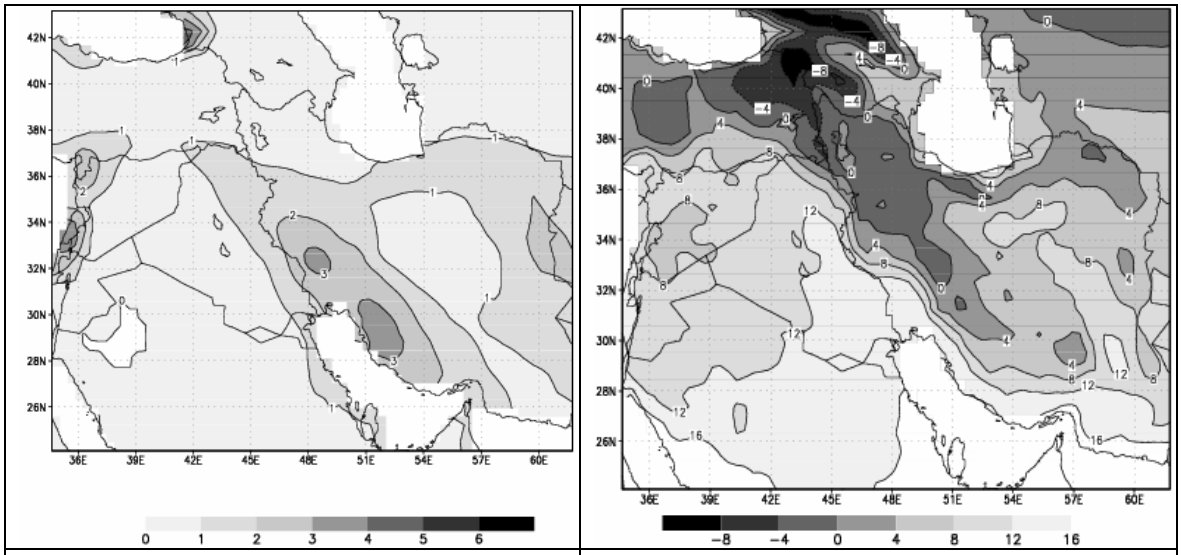
برای تعیین ناهمواری‌های سطح از داده‌های GTOPO30 (قابل دسترسی در http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/ gtopo30.html) و پوشش گیاهی و نوع خاک از نسخه دوم داده‌های پوشش جهانی سطح خشکی‌ها (قابل دسترسی در http://edc2.usgs.gov/glcc) استفاده شده است. این داده‌ها شامل ارتفاع سطح زمین با تفکیک ۳۰ ثانیه جغرافیایی است که مرکز نقشه‌برداری زمین‌شناسی امریکا در سال ۱۹۹۶ تهیه کرده است. داده‌های پوشش گیاهی با توان تفکیک ۳ دقیقه قوسی و برمبنای طبقه‌بندی پوشش گیاهی به ۲۰ نوع متفاوت براساس طرح‌واره تبادل جو- زیست‌سپهر (دیکنسون و همکاران، ۱۹۸۶) است.

داده‌های مشاهداتی مورد استفاده، مجموعه داده‌های واحد پژوهش‌های اقلیمی (CRU)، تهیه شده در دانشگاه ایست‌آنجلیا (بریتانیا) است. داده‌ها مربوط به دوره زمانی ۱۹۰۱-۲۰۰۰ میلادی است و کمیت‌ها در بازه ماهانه میانگین‌گیری شده‌اند. توان تفکیک این داده‌ها ۵ر۰ درجه جغرافیایی برای کل جهان و فقط شامل داده‌های سطح زمین است. در بخش بعد توزیع داده‌های دما و بارش مشاهداتی در دوره مورد تحقیق، بررسی شده است.

پیش از اجرای مدل داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR، پوشش گیاهی و نوع خاک و داده‌های مشاهداتی CRU برای انطباق با مدل، با استفاده از روش دوخطی بین چهار نقطه شبکه‌ای، به شبکه ۴۵×۴۵ کیلومتر درون‌یابی شده‌اند.

۳-۱ میانگین ماهانه دمای نزدیک سطح و بارش مشاهده شده

توزیع مکانی میانگین‌های ماهانه بارش و دمای نزدیک سطح مشاهده شده (داده‌های CRU) برای ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس در منطقه ایران بررسی شده که در شکل ۱ فقط نتایج ماه ژانویه ارائه شده است. مقادیر کمینه دما (شکل ۱-الف) و بیشینه بارش (شکل ۱- ب) به خوبی روی رشته‌کوه‌های زاگرس مشاهده می‌شود. قابل ذکر است که داده‌های CRU بارش منطقه حاشیه جنوبی دریای خزر و ارتفاعات البرز مرکزی در این فصل را به‌خوبی نشان نمی‌دهد. دماهای کمینه قابل انتظار نیز در ارتفاعات البرز در داده‌های CRU به چشم نمی‌خورد. فقط در بعضی از ارتفاعات شرق دریای سیاه، دماهای میانگین ماهانه زیر



شکل ۱. توزیع مکانی (الف) میانگین ماهانه دمای نزدیک سطح (برحسب درجه سلسیوس) و (ب) میانگین ماهانه بارش (برحسب میلی‌متر در روز) برای ماه ژانویه ۱۹۹۹ براساس داده‌های مشاهداتی CRU در منطقه ایران.

صفر گزارش شده است. الگوهای مشابهی در داده‌های مشاهداتی ماه‌های فوریه و مارس (نشان داده نشده است) نیز وجود دارد.

۴ بررسی نتایج

داده‌های خروجی مدل هر شش ساعت یک‌بار ذخیره می‌شوند. درحکم اولین پس‌پردازش، میانگین‌گیری ماهانه روی داده‌های خروجی صورت گرفته است. از مجموعه داده‌های حاصل از اجرای مدل، دمای نزدیک سطح و بارش را به مثابهٔ شاخص‌هایی برای بررسی اثر همرفت انتخاب کرده‌ایم. نمودارهای پراکنش مقادیر متوسط حاصل از مدل نسبت به مشاهدات تهیه و براساس سنجه‌های ضریب قطعیت (R^2)، ضریب زاویه و عرض از مبدا، روابط رگرسیونی مورد ارزیابی قرار گرفته است. این روش برای میانگین‌های فصلی نیز به‌کار رفته است. علاوه بر نمودارهای پراکنش، از مقایسه نقشه‌های میانگین (توزیع مکانی) نیز برای ارزیابی نتایج شبیه‌سازی استفاده شده است.

۴-۱ دما

۴-۱-۱ مقایسه میانگین‌های ماهانه دمای نزدیک سطح با مشاهدات

نمودارهای پراکنش دمای میانگین ماهانه شبیه‌سازی شده با مدل با به‌کارگیری چهار طرح‌واره همرفت در مقابل مقادیر مشاهده شده (داده‌های CRU) برای هریک از ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس ۱۹۹۰ تهیه شده است. برای نمونه، نمودارهای مربوط به ماه ژانویه در شکل ۲ ارائه شده است. به‌طور کلی می‌توان دید که نتایج حاصل از پیش‌یابی دمای سطح با استفاده از طرح‌واره‌های متفاوت، تفاوت چشمگیری ندارد. نزدیک‌ترین ضریب زاویه به

یک، در ماه ژانویه متعلق به طرح‌واره کو- آنتس (شکل ۲- د) و در ماه‌های فوریه و مارس (نشان داده نشده‌اند) متعلق به طرح‌واره فریچ- چپل است. در ماه ژانویه، عرض از مبدا روابط رگرسیونی بین دمای شبیه‌سازی شده با چهار طرح‌واره همرفت و مشاهدات، دارای تفاوت معنی‌داری نیستند. مقادیر عرض از مبدأ کوچک (کمتر از ۱ درجه سلسیوس) است. اندازه R^2 در بتس- میلر دورترین و در کو- آنتس نزدیک‌ترین مقدار به یک است. هیچ یک از طرح‌واره‌ها مقادیر زیر صفر را به‌خوبی پیش‌یابی نکرده‌اند، به‌طوری که مدل مقادیر مشاهداتی بین ۰ تا ۱۵- درجه سلسیوس را بین ۰ تا ۵- درجه سلسیوس پیش‌یابی کرده است. چنین انحرافی، ولی به میزان کمتر، در مورد دماهای بیشینه (بیش از ۱۸ درجه) نیز دیده می‌شود.

در ماه فوریه (شکل نشان داده نشده است)، کمترین عرض از مبدا متعلق به فریچ- چپل و بزرگ‌ترین R^2، متعلق به کو- آنتس است. انحراف از خط رگرسیون برای مقادیر کوچک تر از صفر همچنان وجود دارد، در حالی که در دماهای بیشتر، انحراف دیده نمی‌شود.

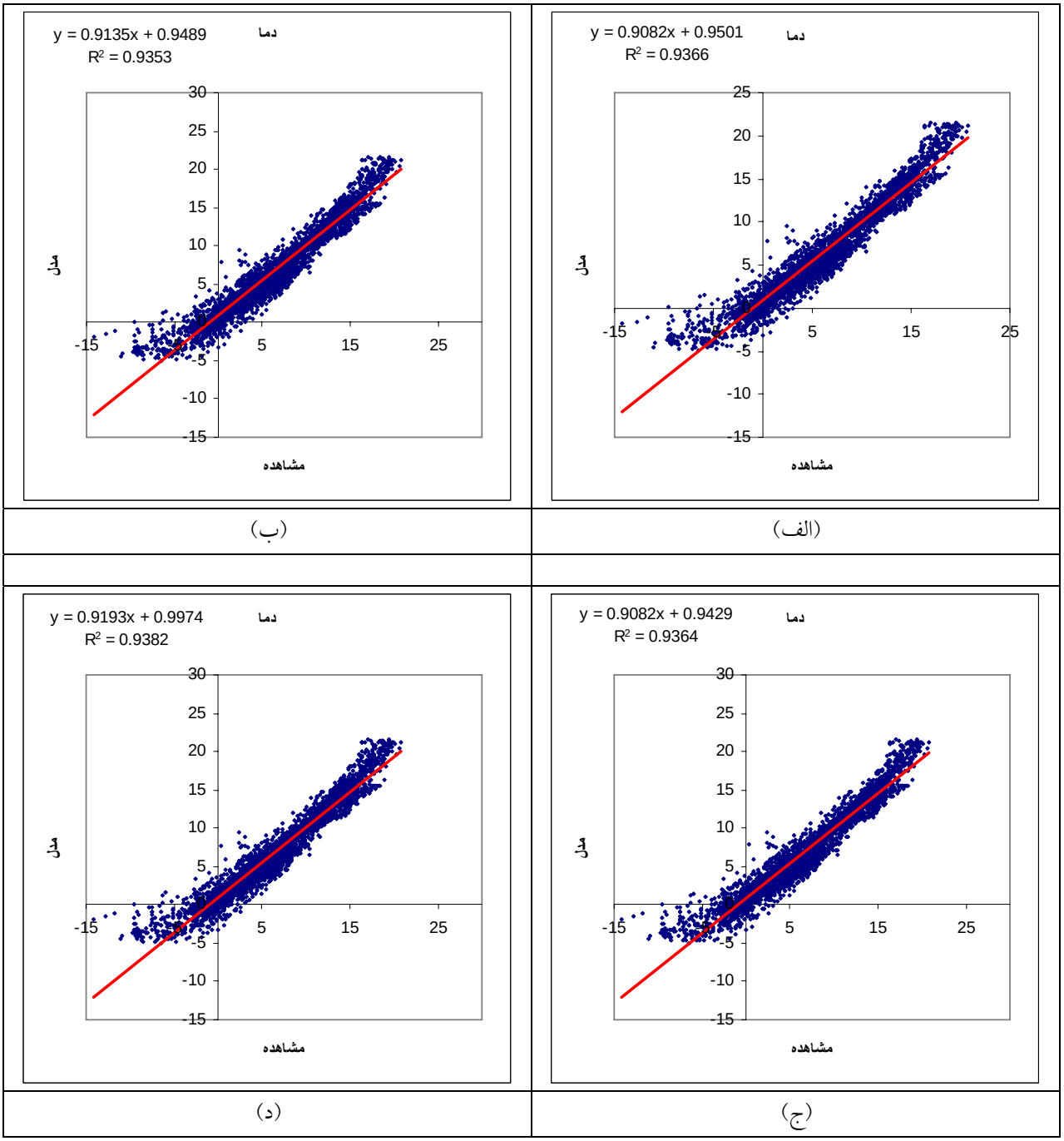
نکته جالب توجه در ماه مارس (شکل نشان داده نشده است)، عرض از مبدا منفی است که نشان‌دهنده کوچک‌تر بودن مقادیر پیش‌یابی از مشاهدات است. بیشترین قدر مطلق عرض از مبدا متعلق به فریچ- چپل و کمترین متعلق به بتس- میلر است. کوچک‌ترین R^2 نیز این بار به بتس- میلر تعلق دارد و بقیه طرح‌واره‌ها مقدار بسیار نزدیکی به هم دارند. در این ماه نیز دامنه تغییرات دماهای زیر صفر شبیه‌سازی شده، کوچک‌تر از دامنه مشاهداتی است. در هر چهار طرح‌واره و هر سه ماه، مرتبه R^2 ثابت مانده است (۹ر۰ و تغییرات آن بین ۹۳ر۰ تا ۹۴ر۰). این عدد بیانگر آن است که مدل اقلیمی- منطقه‌ای RegCM می‌تواند مقادیر میانگین ماهانه دما را به خوبی و مستقل از طرح‌واره همرفت گزیده شده، پیش‌یابی کند و فقط در مورد مقادیر کمینه، انحراف‌ها افزایش می‌یابد.

۴-۱-۲ دمای میانگین ماهانه تراز ۷۵۰ میلی‌بار و سطح زمین

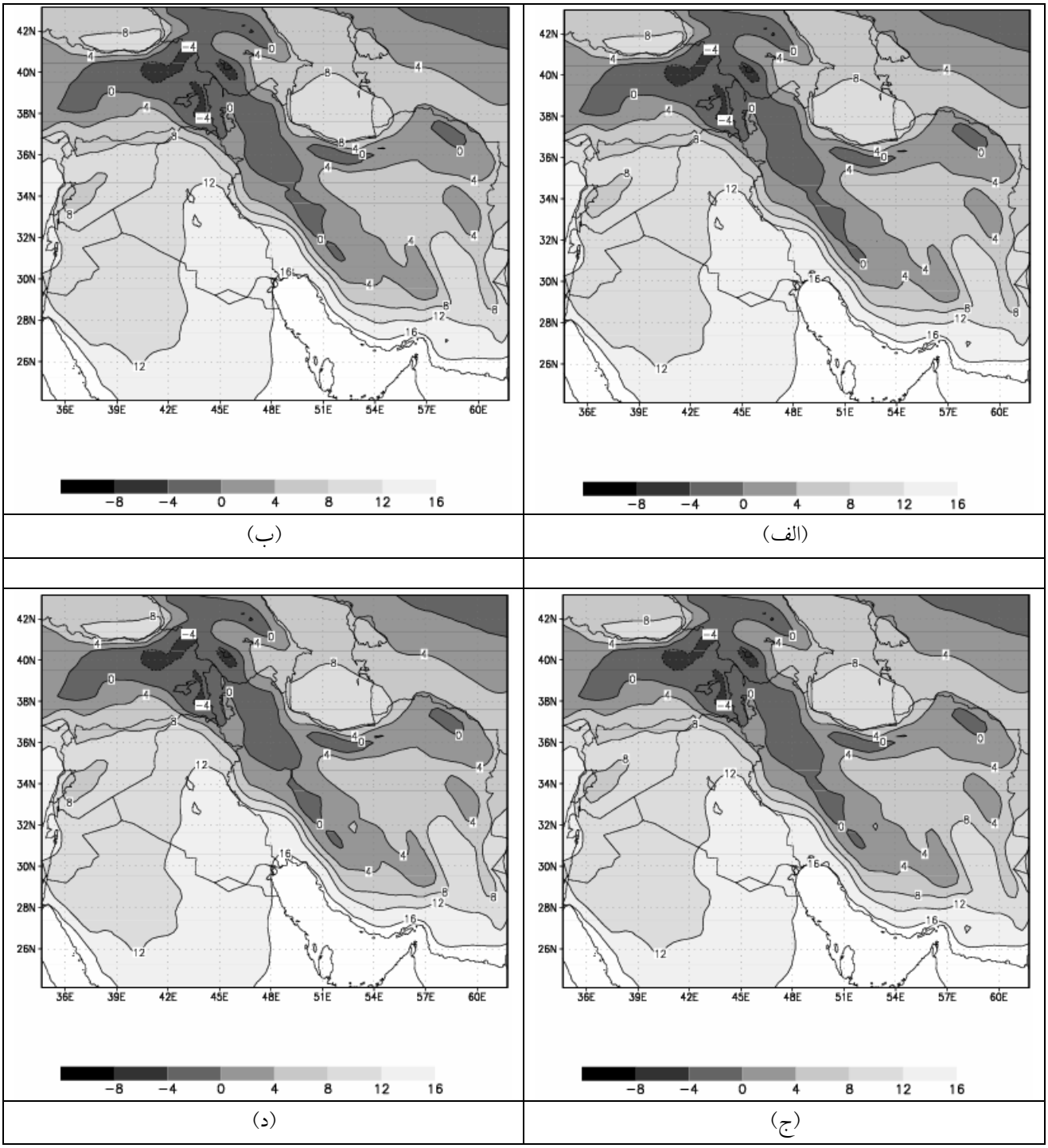
در شکل‌های ۳ و ۴ به‌ترتیب دمای میانگین ماهانه سطح زمین و تراز ۷۵۰ میلی‌باری برای ماه ژانویه، با استفاده از چهار طرح‌واره همرفت ارائه شده است. مشابه این نقشه‌ها، برای ماه‌های فوریه و مارس نیز تهیه و در مقایسه نتایج به‌کار رفته است، ولی برای رعایت اختصار در اینجا آورده نشده است. برخلاف سطح زمین، برای تراز ۷۵۰ میلی‌باری، داده‌های مشاهداتی در اختیار نبوده و فقط نتایج طرح‌واره‌ها با یکدیگر مقایسه می‌شود. همان‌طور که از نتایج بخش ۴-۱-۱ انتظار می‌رود، پربندهای دمای سطح زمین و میانگین‌های دمای حاصل از به‌کار بردن طرح‌واره‌های متفاوت، شبیه به‌هم هستند. میدان دمای میانگین CRU نیز، به‌جز پربندهای کمینه در جنوب شرق دریای سیاه، تطابق خوبی با میدان‌های دمای پیش‌یابی شده دارد. الگوی دمای تراز ۷۵۰ میلی‌باری نیز در هر چهار طرح‌واره، برای ماه ژانویه (شکل ۴) و ماه‌های فوریه و مارس (شکل‌ها نشان داده نشده‌اند)، مشابه است. به‌طور کلی می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که مدل RegCM دمای میانگین را مستقل از نوع طرح‌واره همرفت، به‌خوبی پیش‌یابی می‌کند.

۴-۱-۳ مقایسه مقادیر میانگین‌های فصلی دما با مشاهدات

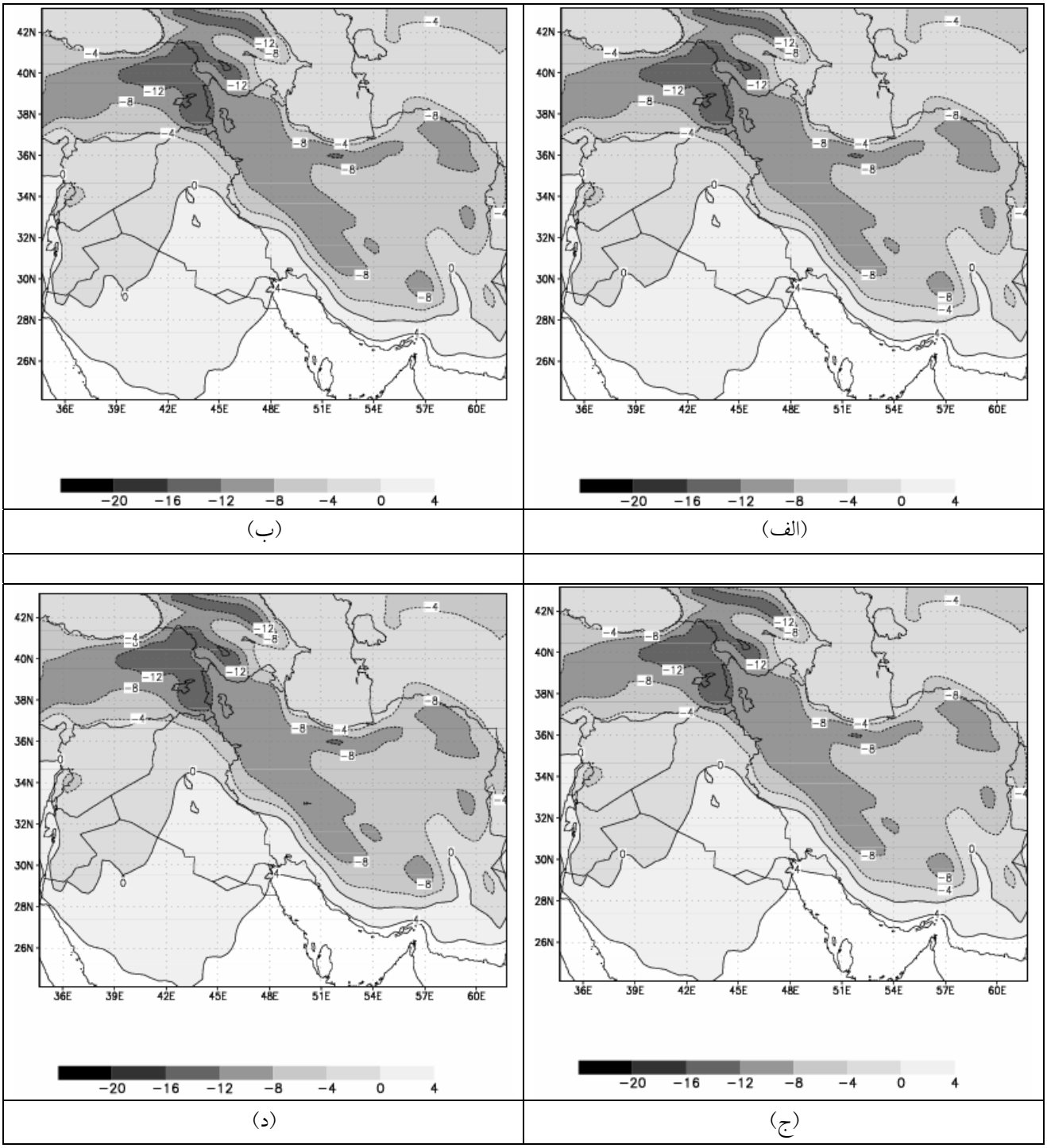
در این بخش، میانگین‌های فصلی دما بررسی می‌شود. با این کار، علاوه بر مقایسه نحوه عملکرد طرح‌واره‌ها در بازه زمانی سه ماه، امکان مقایسه تحول زمانی کیفیت پیش‌یابی هر طرح‌واره برای بازه‌های زمانی گوناگون نیز وجود دارد. به عبارت دیگر، می‌توان دید که عملکرد یک



شکل ۲. نمودار پراکنش دمای میانگین ماهانه سطحی (برحسب درجه سلسیوس) شبیه‌سازی شده با مدل RegCM با استفاده از چهار طرح‌واره همرفت (الف) آراکاوا– شوبرت، (ب) بتس– میلر،(ج) فریچ– چپل و (د) کو– آنتس.برای ژانویه ۱۹۹۹ در منطقه ایران در مقابل مشاهدات (داده‌های CRU).



شکل ۳. میانگین ماهانه دمای نزدیک سطح برای ماه ژانویه ۱۹۹۹ با استفاده از طرح‌واره (الف) آراکاوا– شوبرت، (ب) بتس– میلر، (ج) فریچ– چپل و (د) کو– آنتس.



شکل ٤. میانگین ماهانه دمای ۷۵۰ هکتوپاسکال برای ماه ژانویه ۱۹۹۹ با استفاده از طرح‌واره (الف) آراکاوا– شوبرت (ب) بتس– میلر، (ج) فریچ– چپل، و (د) کو– آنتس.

طرح‌واره در دوره زمانی طولانی‌تر بهبود یافته یا تضعیف شده است.

شکل ۵ نمودار پراکنش میانگین فصلی دمای نزدیک سطح در منطقه ایران، با استفاده از چهار طرح‌واره همرفت برای زمستان ۱۹۹۹ را نشان می‌دهد. ضریب زاویه نزدیک ۹ر۰ برای هر چهار طرح‌واره، بیانگر پیش‌یابی مطلوب فصلی دما با مدل RegCM است. نزدیک‌ترین ضریب زاویه به مقدار یک، متعلق به طرح‌واره کو- آنتس بوده که برابر ۹۹۷۴ر۰ است. به‌طور کلی ضرایب زاویه خطوط رگرسیون میانگین فصلی دمای شبیه‌سازی شده در مقابل مشاهدات از ضرایب ماهانه به یک نزدیک‌تر است، اگرچه نتایج حاصل از طرح‌واره فریچ– چپل در ماه فوریه ضریب زاویه‌ای بسیار نزدیک به یک (۰۰۴۴ر۱) را نشان می‌دهد.

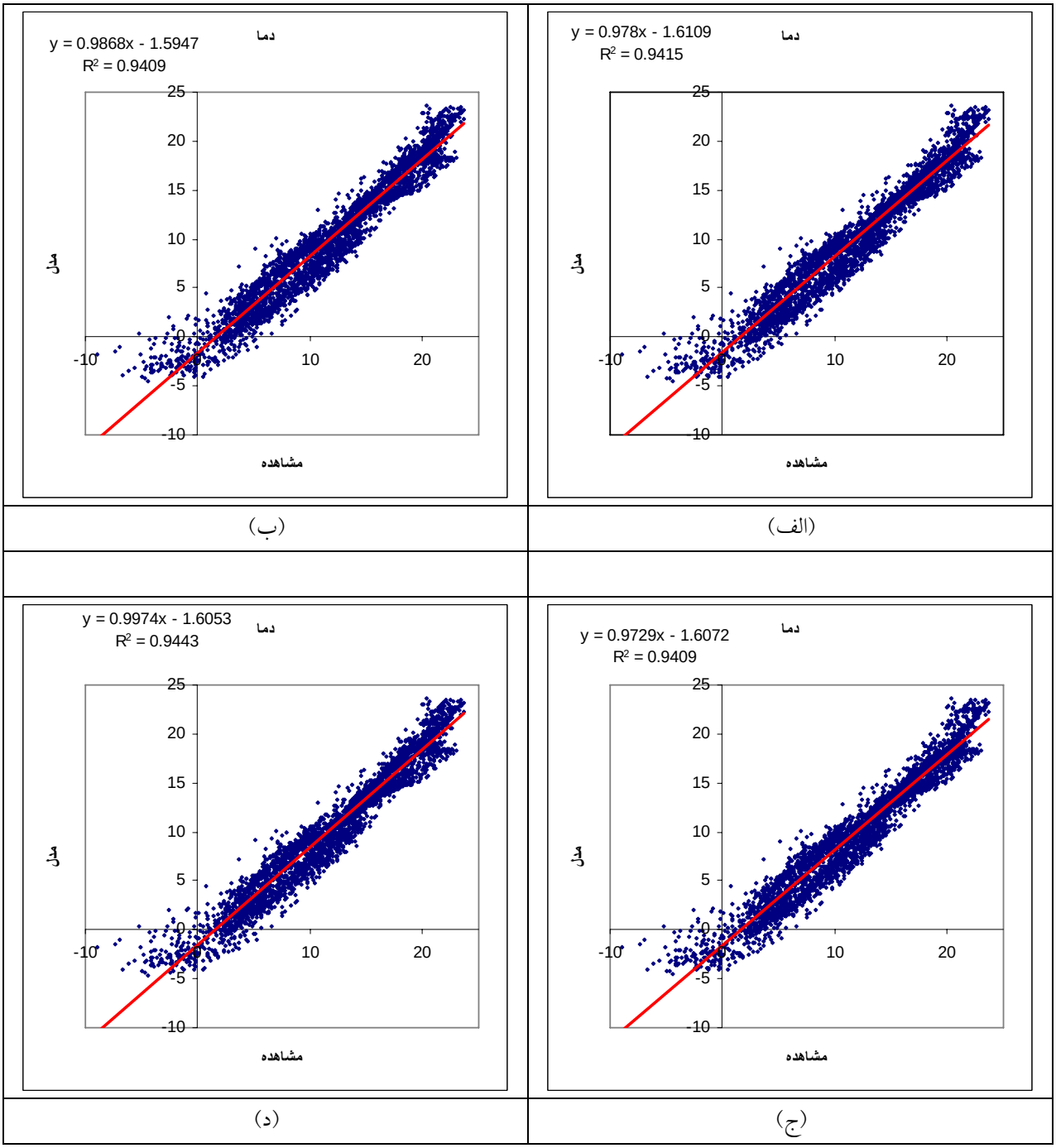
عرض از مبدأ رابطه رگرسیون میانگین فصلی دمای شبیه‌سازی شده با جفت کردن هریک از چهار طرح‌واره همرفت در مقابل مشاهدات منفی و هم‌اندازه است. در ارتباط با R^2 ، مقادیر به‌دست آمده کو- آنتس به یک نزدیک‌تر است (۹۴۴۳ر۰) و بتس- میلر و فریچ- چپل هر دو مقداری برابر ۹۴۰۹ر۰ دارند که از دو طرح‌واره دیگر کمتر است. از تشابه بسیار زیاد آماره‌های حاصل از طرح‌واره‌های متفاوت با یکدیگر می‌توان نتیجه گرفت که برهم‌کنش بین فرایند همرفت و دمای سطحی در مدل، بسیار ضعیف است. نزدیک بودن ضریب زاویه و ضریب قطعیت (R^2) به یک و کوچک بودن عرض از مبدا نشان می‌دهد که توان مدل در پیشیابی دمای سطحی، مستقل از چگونگی شبیه سازی همرفت، نسبتاً زیاد است. مقایسه مقادیر فصلی با مقادیر ماهانه، بهبود نسبت به ماه‌های ژانویه و مارس و تضعیف نسبت به فوریه را نشان می‌دهد. از نزدیک بودن مقدار فصلی R^2 در هر چهار طرح‌واره به مقدار متوسط ماهانه، می‌توان اثر یکنواخت این خطاها را مستقل از دوره زمانی، استنباط کرد.

۴-۲ بارش

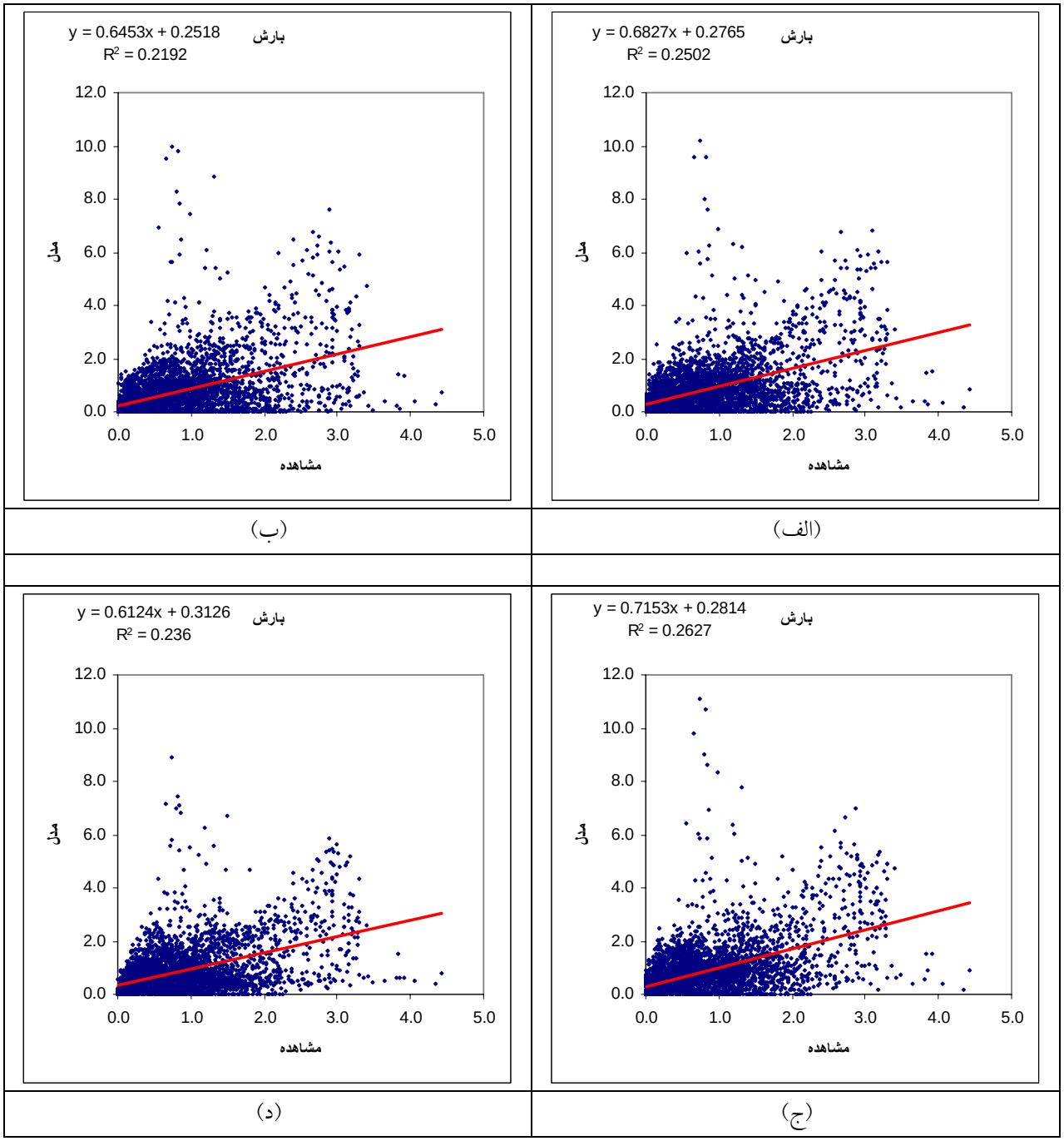
۴-۲-۱ مقایسه میانگین‌های ماهانه بارش با مشاهدات

نمودارهای پراکنش بارش میانگین ماهانه شبیه‌سازی شده نسبت به مشاهدات در منطقه ایران نیز برای هر یک از ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس ۱۹۹۹ تهیه شد، ولی فقط نتایج ماه ژانویه در شکل ۶ نشان داده شده است. شکل ۶ نیز شامل نتایج چهار طرح‌واره متفاوت همرفت است. به‌طور کلی می‌توان دید که نتایج حاصل از پیش‌یابی بارش، با وجود استفاده از طرح‌واره‌های متفاوت، برای هر ماه الگوی معنی‌داری ندارند. این الگوها در مقایسه با الگوی دما بسیار پراکنده‌ترند و هیچ یک از طرح‌واره‌ها، شبیه‌سازی مناسبی نشان نمی‌دهند. مقادیر بسیار کوچک R^2 بیانگر انحراف زیاد داده‌ها از خط رگرسیون و در نتیجه عدم قطعیت زیاد در پیش‌یابی بارش است.

نزدیک‌ترین ضریب زاویه به یک، در ماه ژانویه متعلق به طرح‌واره فریچ– چپل (شکل ۶- ج) و در ماه‌های فوریه و مارس (شکل‌ها نشان داده نشده‌اند) متعلق به طرح‌واره کو- آنتس است. کمترین عرض از مبدا در هر سه ماه، مربوط به طرح‌واره بتس- میلر است. مقدار R^2 نزدیک‌تر به یک نیز در ماه ژانویه متعلق به فریچ- چپل و در دو ماه دیگر متعلق به کو- آنتس است. با دقت در نمودارهای شکل ۶ مشاهده می‌شود که در هر چهار طرح‌واره، عمده بارش درحوالی ۱ میلی‌متر رخ می‌دهد و بارش‌های بیشتر از ۲ میلی‌متر دچار پراکندگی شدید است. برای بارش حوالی ۱ میلی‌متر، مدل مقادیری نزدیک به ۱۲ میلی‌متر نیز پیش‌بینی کرده است. این نوع رفتار در همهٔ طرح‌واره‌ها و روی یک مقدار خاص و به شکل تجمعی در اطراف خطی عمود بر محور طول‌ها قابل مشاهده است. این الگوها در نمودارهای توزیع مکانی میانگین‌های ماهانه که در بخش‌های بعد ارائه خواهد شد، به شکل پربندهای بیشینه در ارتفاعات دیده می‌شود.



شکل ۵. نمودار پراکنش دمای میانگین فصل زمستان ۱۹۹۹ شبیه‌سازی شده با استفاده از چهار طرح‌واره همرفت، (الف) آراکاوا– شوبرت، (ب) بتس– میلر، (ج) فریچ– چپل و (د) کو– آنتس در مقابل مشاهدات.



شکل ٦. نمودار پراکنش میانگین ماهانه بارش (برحسب میلی‌متر در روز) شبیه‌سازی شده با مدل RegCM با استفاده از چهار طرح‌واره همرفت (الف) آراکاوا–شوبرت، (ب) بتس–میلر، (ج) فریچ–چپل و (د) کو–آنتس برای ژانویه ۱۹۹۹ در منطقه ایران در مقابل مشاهدات (داده‌های CRU).

پراکندگی بارش‌های بزرگتر از ۲ میلی‌متر در این فصل، نشان می‌دهد که پیش‌یابی همه طرح‌واره‌ها برای مقادیر بیشینه، شامل خطا است. بخشی از این ناهمخوانی مدل و مشاهده را می‌توان با دلایل ذکر شده در مورد کمینه دما در ارتفاعات توضیح داد. همان‌طور که در مورد دما گفته شد، بیشینه بارش نیز در ارتفاعات رخ می‌دهد که در مقادیر داده‌های CRU هموار شده است. این ناهمخوانی بین مدل و مشاهده، در منطقه جنوبی دریای خزر و ارتفاعات البرز مرکزی نیز دیده می‌شود. منطقه پر باران حاشیه جنوبی دریای خزر و بارش‌های زمستانی ارتفاعات البرز مرکزی که شواهد اقلیمی حکایت از پر باران بودن آن در این فصل دارد، در داده‌های CRU به چشم نمی‌خورد.

با توجه به سادگی طرح‌واره کو- آنتس و برتری نسبی (هر چند کوچک) شبیه‌سازی‌های آن نسبت به سه طرح‌واره دیگر، می‌توان نتیجه گرفت که برای شبیه‌سازی بارش (و دما) در منطقه ایران و در مقیاس‌های زمانی و مکانی تحقیق حاضر، استفاده از طرح‌واره کو- آنتس مناسب است. البته برای نتیجه‌گیری دقیق‌تر، به اجراهای بیشتر مدل نیاز است.

مقایسه نتایج شبیه‌سازی دما (شکل ۲) با شبیه‌سازی بارش (شکل ۶) به روشنی نشان می‌دهد که مدل RegCM از توان پیش‌بینی بالاتری برای دما نسبت به بارش برخوردار است. این نتیجه با نتایج حاصل از تحقیق روی مدل‌های هواشناسی- اقلیمی دیگر همخوانی دارد (وایت و همکاران، ۱۹۹۳).

۴-۲-۲ بارش میانگین ماهانه در سه ماه زمستان

شکل ۷ بارش میانگین ماهانه برای ماه ژانویه ۱۹۹۹ با استفاده از چهار طرح‌واره همرفت را نشان می‌دهد. برای بررسی الگوی بارش، به مثابه شاخصی از تطابق نتایج مدل با مشاهده، پربند ۱ میلی‌متر بارش در روز را در نظر می‌گیریم. در ماه ژانویه، این پربند در هر چهار طرح‌واره، رشته کوه‌های زاگرس و البرز را از دشت مرکزی ایران جدا می‌کند، ولی در ناحیه شرقی منطقه، بین داده‌های CRU (شکل ۱- ب) و نتایج طرح‌واره‌ها (شکل‌های ۷- الف تا ۷- د) تفاوت‌هایی مشاهده می‌شود. در همه طرح‌واره‌ها، زبانه‌هایی از پربند ۱ میلی‌متر به سمت شرق کشیده شده است و همهٔ آنها در جنوب دریای خزر، بیشینه بارش را پیش‌یابی کرده‌اند، در حالی که چنین سیمایی در داده‌های CRU به چشم نمی‌خورد. در جنوب دریای سیاه نیز مرکز بسته‌ای از بیشینه بارش وجود دارد که در داده‌های CRU، این الگو روی دریای سیاه کشیده شده و به علت نبود داده در این ناحیه، هیچ مقداری در نقشه CRU دیده نمی‌شود. در مورد بیشینه‌های بارش روی زاگرس، همه طرح‌واره‌ها تشابه مناسبی با مشاهده را نشان می‌دهند.

برای دو ماه فوریه و مارس نیز مشابه بررسی‌های فوق صورت گرفته است که در این بخش فقط به ارائه نتایج ژانویه اکتفا شده است. در مجموع نتایج طرح‌واره کو- آنتس، در هر دو ماه، شباهت بیشتری با مشاهدات دارد، با این حال نتایج حاصل از طرح‌واره‌های متفاوت، تفاوت‌های معنی‌داری با هم ندارند.

۴-۲-۳ مقایسه مقادیر میانگین‌های فصلی بارش با مشاهدات

نمودار پراکنش بارش میانگین فصلی، با استفاده از چهار طرح‌واره همرفت نسبت به مشاهدات برای زمستان ۱۹۹۹ در شکل ۸ نمایش داده شده است. با توجه به شکل، ضریب زاویه نتایج همهٔ طرح‌واره‌ها در مقایسه با نتایج ماهانه، در بیشتر موارد از یک دورتر است. الگوی پراکنش داده‌ها و ضریب زاویه خط برازش داده شده بر نقاط شبیه‌سازی- مشاهده، نشان می‌دهد که پیش‌بینی بارش در مقیاس زمانی فصلی نیز چندان موفقیت‌آمیز

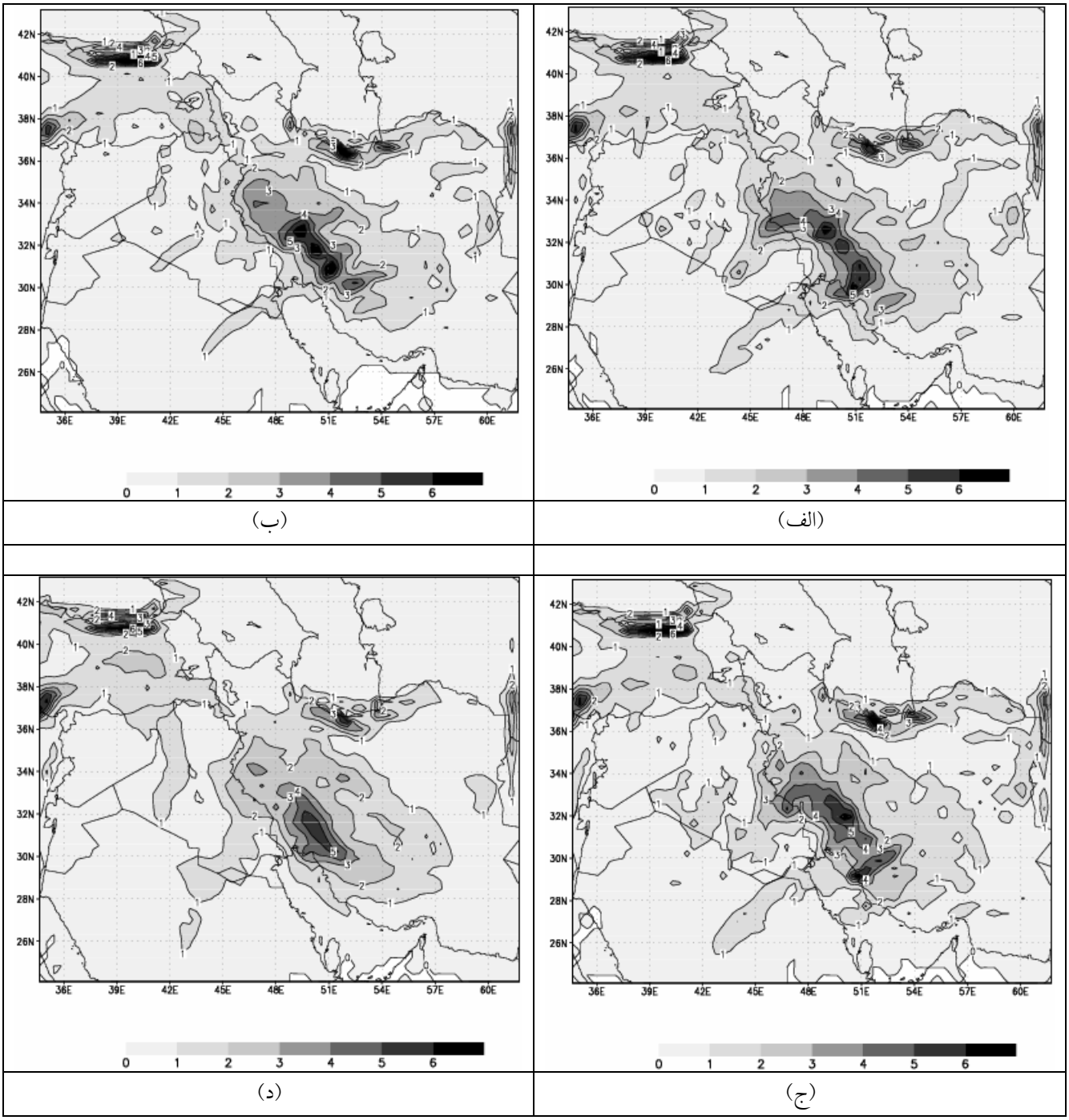
نیست. تفاوت چشمگیری در نتایج طرح‌واره‌های متفاوت وجود ندارد.

عرض از مبدأ همهٔ خطوط رگرسیون، مثبت و کوچک‌ترین مقدار آن متعلق به طرح‌واره کو- آنتس است. مقدار R^2 نیز همچنان بسیار کوچک است و نزدیک‌ترین مقدار به یک، به طرح‌واره کو- آنتس تعلق دارد. با توجه به آماره‌های ذکر شده، می‌توان نتیجه گرفت که کارایی مدل برای پیشیابی بارش ماه‌های زمستان در منطقه مورد بررسی اندک است و این که با افزایش طول زمان از ماه به فصل خطای پیشیابی بارش با مدل افزایش می‌یابد. به‌نظر می‌رسد که طرح‌واره کو– آنتس، لااقل به دلیل سادگی، همچنان می‌تواند بهترین گزینه برای بررسی بارش باشد. از شباهت بسیار زیاد شبیه‌سازی‌های میدان‌های بارش با استفاده از طرح‌واره‌های متفاوت همرفت می‌توان چنین برداشت کرد که بارش همرفتی در طی ماه‌های زمستان سهم زیادی در بارش کل ندارد. برای نتیجه گیری دقیق‌تر در ارتباط با توانایی طرح‌واره‌های همرفت باید مقایسه بارش شبیه‌سازی شده به تفکیک برای بارش همرفتی و بارش بزرگ‌مقیاس و برای فصل‌های دیگر نیز صورت گیرد. این تحقیق موضوع مقاله دیگری خواهد بود.

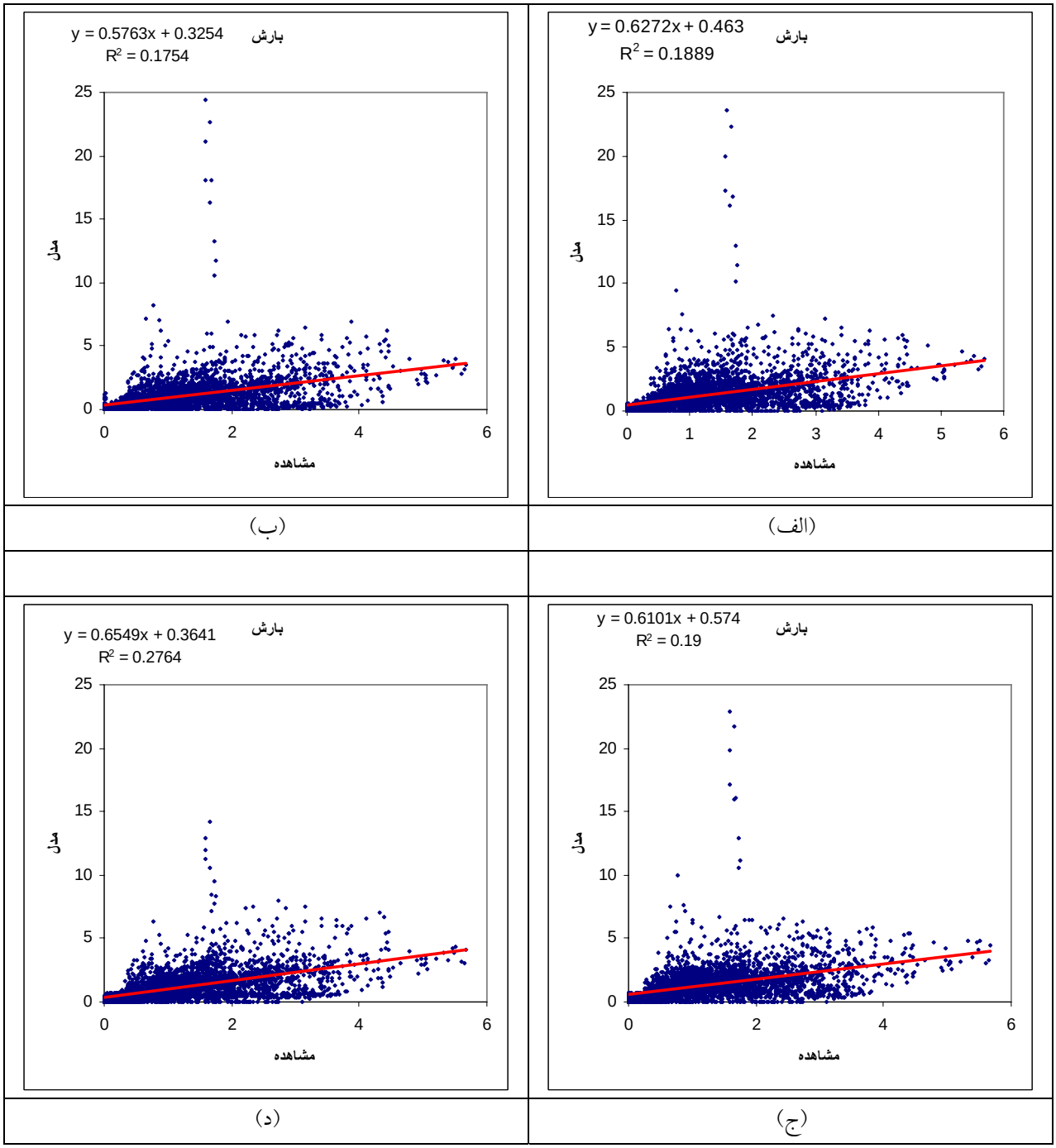
۵ جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در مقاله حاضر ساختار داخلی و چارچوب‌های مفهومی و ریاضی نسخه سوم مدل RegCM، و به‌خصوص ویژگی‌های چهار طرح‌واره همرفت اِعمال شده در مدل، یعنی طرح‌واره‌های آراکاوا- شوبرت، فریچ- چپل، بتس- میلر و کو- آنتس به اختصار معرفی شد. برای بررسی اثر شکل‌های متفاوت پارامترسازی همرفت در شبیه‌سازی میدان‌های دما و بارش ماهانه و فصلی در منطقه ایران، مدل RegCM چهار بار برای سه ماه زمستان ۱۹۹۹ با شرایط مرزی یکسان ولی هر بار با استفاده از یکی از طرح‌واره‌های فوق اجرا شد.

نتایج روشن ساخت که میانگین‌های ماهانه و فصل زمستان میدان‌های شبیه‌سازی شده بارش کل و دمای نزدیک سطح با مدل، با جفت کردن هر یک از طرح‌واره‌های همرفت بسیار شبیه به هم هستند. کارایی مدل RegCM در شبیه‌سازی میدان میانگین دما در مقایسه با داده‌های مشاهداتی، نسبتاً زیاد است. برخلاف دمای نزدیک سطح، بارش کل ماهانه و فصل زمستان شبیه‌سازی شده با مدل RegCM با استفاده از هر یک از طرح‌واره‌های همرفت تفاوت چشمگیری با بارش میانگین مشاهده شده دارد. این امر نشان می‌دهد که ضعف مدل در شبیه‌سازی میدان بارش، ناشی از عواملی غیر از شیوه پارامترسازی همرفت است، که از آن میان می‌توان به واداشت‌های بزرگ تا میان‌مقیاس و شرایط مرزی برگرفته از داده‌های بازتحلیل شده NCEP/NCAR اشاره کرد. بررسی این مسائل خارج از حوزه اصلی مقاله حاضر است و پژوهش جداگانه‌ای را می‌طلبد. مقایسه نقشه‌های توزیع مکانی مقادیر بارش پیش‌یابی شده با مشاهدات، برتری نسبی، هرچند اندک، طرح‌واره کو- آنتس نسبت به طرح‌واره‌های دیگر را نشان می‌دهد. با توجه به ساختار ساده‌تر و هزینه محاسباتی کم‌تر طرح‌واره کو- آنتس نسبت به طرح‌واره‌های دیگر، با وجود نبود تفاوت چشمگیر در نتایج مدل، به‌نظر می‌رسد این طرح‌واره در بررسی اقلیمی و منطقه‌ای در بازه‌های فصلی، لااقل در منطقه ایران بهترین گزینه باشد. محدود بودن دوره مطالعه به یک فصل (زمستان)، یعنی فصلی که بارش همرفتی سهم کوچکی در بارش کل دارد، می‌تواند دلیلی بر تشابه بسیار زیاد شبیه‌سازی‌های حاصل از طرح‌واره‌های متفاوت همرفت باشد. برای نتیجه‌گیری دقیق‌تر در خصوص نقش روش‌های متفاوت پارامترسازی همرفت در شبیه‌سازی‌های مدل RegCM در منطقه ایران، اجرای مدل در فصول متفاوت و مقایسه تفکیکی بارش‌های بزرگ مقیاس و همرفتی لازم است.



شکل ۷. میانگین ماهانه بارش (میلی‌متر در روز) شبیه‌سازی شده ماه ژانویه ۱۹۹۹ با مدل RegCM با استفاده از طرح‌واره (الف) آراکاوا– شوبرت، (ب) بتس– میلر، (ج) فریچ– چپل و (د) کو– آنتس.



شکل ۸. نمودار پراکنش میانگین بارش (میلی‌متر در روز) شبیه‌سازی شده برای فصل زمستان ۱۹۹۹ با استفاده از چهار طرح‌واره همرفت (الف) آراکاوا– شوبرت، (ب) بتس– میلر، (ج) فریچ– چپل و (د) کو– آنتس، در مقابل مشاهدات.

تشکر و قدردانی

از داوران مقاله که با نظرات سازنده خود موجب بهبود مقاله حاضر شده‌اند سپاسگزاری می‌شود.

منابع

ایران‌نژاد، پ.، پازوکی، ر.، احمدی‌گیوی، ف. و سلطانزاده، ا.، ۱۳۸۳، بررسی تأثیر کوهستان‌ها و کاربری اراضی بر اقلیم منطقه ایران با استفاده از مدل اقلیمی- منطقه‌ای: ۱- معرفی اجمالی ساختار داخلی مدل، مجموعه مقالات همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا، ۳۰ آذر ۱۳۸۳، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ۲۲-۳۳.

Anthes, R. A., 1972, The development of asymmetries in a three-dimensional numerical model of the tropical cyclone. Mon. Weather. Rev., **100**, 461-476.

Anthes, R. A., 1977, A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. Mon. Weather. Rev., **105**, 270-286.

Arakawa, A., and Schubert, W. H., 1974, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment, Part I. J. Atmos. Sci., **31**, 674-701.

Betts, A. K., 1986, A new convective adjustment scheme, Part I: Observational and theoretical basis. Q. J. Roy. Meteor. Soc., **112**, 677-691.

Cotton, W. R., and Anthes, R. A., 1989, Storm and cloud dynamics: Academic Press, San Diego, CA, USA.

Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. J., and Wilson, M. F., 1986, Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.

Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., and Bates, G. T., 1989, A regional climate model for the western United States. Climatic Change, **15**, 383-422.

Fritch, J. M., and Chappell, C. F., 1980, Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part i: Convective parameterization, J. Atmos. Sci., **37**, 1722-1733.

Giorgi, F., and Bates, G. T., 1989, On the climatological skill of a regional model over complex terrain. Mon. Weather. Rev., **117**, 2325-2347.

Giorgi, F., 1989, Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fires, Model description. J. Geophys. Res., **94**, 1127-1144.

Giorgi, F., 1990, Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. J. Climate, **3**, 941-963.

Giorgi, F., Bates, G. T., and Nieman, S. J., 1993, The multi-layer surface climatology of a regional atmospheric model over the western United States. J. Climate., **6**, 75-95.

Giorgi, F., Francisco, R., and Pal, J. S., 2003, Modeling the effects of surface sub-grid scale variability on the hydrologic cycle over regions of complex terrain. J. Hydrometeorol., **4**, 317-333.

Grell, G., 1993, Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. Mon. Weather. Rev., **121**, 764-787.

Holslag, A. A. M., de Bruijn, E. I. F., and Pan, H.-L., 1990, A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. Mon. Weather. Rev., **118**, 1561-1575.

Hsie, E. Y., Anthes, R. A., and Keyser, D., 1984, Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. J. Atmos. Sci., **41**, 2581-2594.

Jones R. G., Murphy, J. M., and Noguer, M., 1995, Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model, Part I: Assessment of control climate including sensitivity to location of lateral boundaries. Q. J. Roy. Meteor. Soc., **121**, 1413-1450.

White, G. H., Kalnay, E., Gardner, R., and Kanamitsu, M., 1993, The skill of precipitation and surface temperature forecasts by the NMC Global Model during DERF II. Mon. Weather. Rev., **121**, 3, 805-814.

Zhang, G.-J., and McFarlane, N. A., 1995, Sensitivity of climate simulations to parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model. Atmos. Ocean, **33**, 407-446.