

تحلیلی بر ماهیت و ساختار مراکز پرفشار و کم فشار

عباس مفیدی، آذر زرین*

۱. چکیده

توزیع متفاوت فشار هوا و نوع مراکز فشار روی کره‌ی زمین، به دلیل ایجاد و کنترل گردش عمومی هوا و به دنبال آن کنترل توزیع زمانی و مکانی وقوع بسیاری از پدیده‌های جوی نقش و اهمیت ویژه‌ای دارد. به موجب این اهمیت، ماهیت مراکز فشار هوا روی کره‌ی زمین مورد بررسی قرار گرفت. ابتدا مراکز فشار با توجه به ماهیت و علت اصلی شکل‌گیری به دو دسته‌ی حرارتی و دینامیکی تقسیم شدند. سپس در بررسی مراکز فشار حرارتی مشخص شد که این مراکز تابع شدت تابش خورشید و به دنبال آن تابع عرض جغرافیایی و فصل سال هستند. به همین دلیل، مراکز پرفشار حرارتی در عرض‌های بالا و در دوره‌ی سرد سال تشکیل می‌شوند، در حالی که مراکز کم فشار حرارتی را در عرض‌های پائین و عمدتاً در دوره‌ی گرم سال می‌توان مشاهده کرد. مراکز فشار دینامیکی از الگوی گردش جو تبعیت می‌کنند و در ارتباط با گردش هوا در ترازهای بالای تروپوسفر، در مقیاس‌های زمانی روزانه تا سالانه به وقوع می‌پیوندند. در این بین مراکز پرفشار جنب حاره‌ای بنا به ماهیتشان به چهار دسته‌ی کلاسیک، اقیانوسی، مونسونی (موسمی) و گرمایشی تقسیم می‌شوند. در نهایت ضمن ارائه‌ی یک تقسیم‌بندی، ملاک‌ها و معیارهایی برای تعیین و تشخیص انواع مراکز فشار بیان شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: تقسیم‌بندی مراکز فشار، پرفشارها و کم فشارهای حرارتی، پرفشارها و کم فشارهای دینامیکی.

۲. مقدمه

ماهیت وجودی اقلیم زمین منبعث از تابش خورشیدی و ویژگی‌های سطحی است که در زیر جو قرار دارد.

[Lydolph, 1977]. ترکیب مؤلفه‌های فوق موجب می‌شود ذات اقلیم تفاوت و تنوع را در بطن خود به همراه داشته باشد. این تفاوت در نگاه اول در توزیع نابرابر انرژی نمود پیدا می‌کند. از این منظر پذیرش اقلیم به معنای پذیرش وجود تفاوت و تنوع در دریافت و توزیع انرژی (تکانه و گرما) در سامانه‌ی اقلیم زمین است. در همین چارچوب و براساس اصول فیزیکی، توزیع نابرابر انرژی در یک سامانه، سازوکار و فرایند «تبادل ساز» را برای مبادله‌ی انرژی به دنبال خواهد داشت. انتقال و فرارفت انرژی، به ترتیب توسط جریان‌های اقیانوسی و گردش‌های بزرگ مقیاس جوی این نقش تعادل ساز را بر عهده دارد. در این میان، هرچند اقیانوس‌ها خود منبع عمده‌ی انرژی جو محسوب می‌شوند، اما انتقال و توزیع انرژی در اقیانوس‌ها توسط گردش جو کنترل می‌شود. فرارفت قطب سوی انرژی در جو زمین، بالاترین حجم تبادل انرژی را در مقیاس سیاره‌ای بر عهده دارد و گردش‌های بزرگ مقیاس جوی ضمن انجام این مهم، تبادل انرژی در اقیانوس‌ها را نیز کنترل می‌کنند. از طرف دیگر، لازمه‌ی فرارفت انرژی در جو زمین، توزیع متفاوت فشار و وجود مراکز فشار است. تفاوت و تنوع در توزیع فشار و پدایش مراکز فشار نیز برخاسته از خصوصیات فیزیکی متفاوت کسب شده توسط مولکول‌های هوا در مناطق گوناگون کره‌ی زمین است. در واقع، تفاوت چگالی حاصل از تفاوت‌های حرارتی در ستون‌های هوا تضادهای افقی و قائم را به دنبال دارد که نتیجه‌ی مستقیم چنین فرایندی، پدایش تفاوت در فشار هوا و شکل‌گیری مراکز فشار اولیه در جو زمین است.

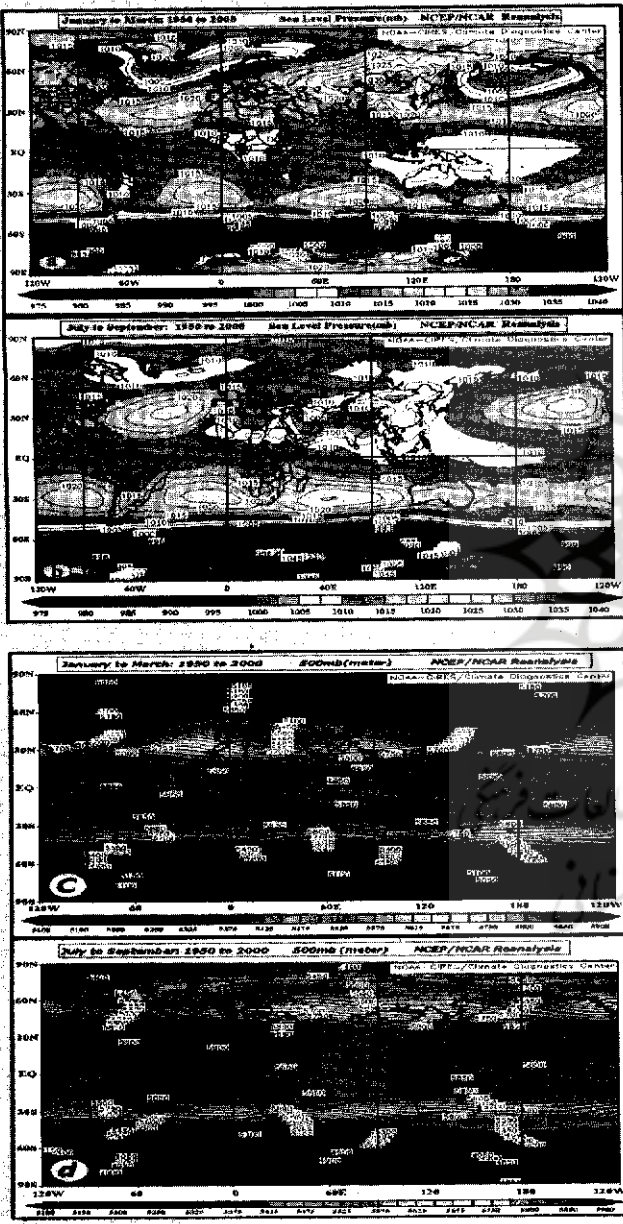
از منظری دیگر، استقرار مراکز فشار در جو زمین، ضمن ایجاد و کنترل مستقیم گردش هوا، توزیع انرژی و مبادله‌ی آن را روی

فشار هوا را بر سطح زمین برای فصل‌های زمستان و تابستان نشان می‌دهد (شکل‌های ۱a و ۱b). همان‌طوریکه در شکل مشاهده می‌شود، فشار هوا در عرض‌های استوایی و جنب قطبی در تمام طول سال پائین است. در حالی که در عرض‌های جنب حاره‌ای و قطبی بالا است (این ویژگی در نیم کره‌ی جنوبی که از همگنی سطحی بیش‌تری برخوردار است، به‌طور یازرتی مشاهده می‌شود). بررسی قاره‌ها، استقرار پرفشارهایی را در فصل زمستان

زمین کنترل می‌کند و تفاوت‌های موجود در توزیع عناصر جوی از جمله بارش، دما، باد، رطوبت و... را در سطح زمین به‌دنبال دارد. بر این اساس، درک ساختار فشار جو و نمود بارز توزیع آن، یعنی مراکز فشار، به‌عنوان عامل بلافصل کنترل‌کننده‌ی اقلیم زمین، از اهمیت زیادی برخوردار خواهد بود. با توجه به مطالب فوق و نقش و اهمیتی که مراکز فشار در پیدایش و کنترل گردش جو و مبادله‌ی انرژی دارند، هدف اصلی مقاله‌ی حاضر، ارائه‌ی یک تقسیم‌بندی از انواع مراکز فشار و تشریح ماهیت و ساختار هر یک از آن‌ها با استفاده از نگرشی «تحلیلی» است. در این رابطه سؤالاتی که مقاله‌ی حاضر درصدد پاسخگویی به آن‌هاست، عبارتند از: ۱. مراکز فشار از نظر ماهیت، منشأ و ساختار به‌چند صورت ایجاد شده‌اند؟ ۲. مهم‌ترین ملاک‌ها برای تعیین و تقسیم مراکز فشار چه ملاک‌هایی هستند؟

۳. بحث

تلاش برای درک اصول حاکم بر وقوع پدیده‌های جوی و تبیین ماهیت وجودی آن‌ها، همواره قوانین و نظریه‌های جدیدی را در عرصه‌ی علوم جوی به‌دنبال داشته است. در این میان، اقلیم‌شناسان بنا بر ماهیت علم اقلیم‌شناسی، به بررسی مؤلفه‌های «زمانی» و «مکانی» وقوع فرایندها و پدیده‌های جوی پرداخته‌اند [Landsberg, 1987]. درک اصول حاکم بر توزیع جغرافیایی عناصر و پدیده‌های جوی روی سطح زمین و ارائه‌ی تبیینی منطقی از تفاوت‌های اقلیمی موجود در مقیاس‌های مکانی و زمانی گوناگون، دغدغه‌ی اصلی اقلیم‌شناسان و مطالعات اقلیمی را تشکیل داده است. در این راستا و در جهت تبیین تفاوت‌های اقلیمی روی کره‌ی زمین، در نگرشی کلی، اقلیم‌شناسان تابش خورشیدی و ماهیت سطحی که در زیر جو قرار دارد را، کنترل‌کننده‌ی اصلی اقلیم زمین به‌شمار می‌آورند. این دو عامل تمامی مؤلفه‌های مبادله‌ی حرارتی را که تعیین‌کننده‌ی بزرگی مبادلات رطوبت و گردش جوی است تحت کنترل دارند [Lydolph, 1977]. در یک سیستم سلسله‌مراتبی، ویژگی حرارتی روی کره‌ی زمین، توزیع جغرافیایی فشار هوا را کنترل می‌کند که آن نیز همان‌طور که قبلاً ذکر شد، عامل بلاواسطه‌ی گردش عمومی جو محسوب می‌شود. نتیجه‌ی چنین سیستمی، پیدایش مراکز فشار روی کره‌ی زمین است. بدین ترتیب، تفاوت مؤلفه‌های تابشی، حرارتی و ویژگی‌های سطحی، تنوع و توزیع مراکز فشار را روی کره‌ی زمین رقم می‌زند. به‌طور کلی، مراکز فشار روی سطح زمین به دو دسته‌ی اصلی پرفشارها و کم‌فشارها تقسیم می‌شوند. شکل ۱، توزیع متوسط



شکل ۱. شکل ۱a و ۱b توزیع متوسط فشار در سطح دریا به ترتیب برای فصل‌های زمستان و تابستان. شکل ۱c و ۱d ارتفاع متوسط تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب برای فصل‌های زمستان و تابستان برای یک دوره‌ی ۱۹۵۰-۲۰۰۰ ساله.

[www.cdc.noaa.gov/Composites/History]

و تداوم طولانی مدت آن‌ها در یک منطقه و عمق یا ضخامت کم آن‌هاست. برای مثال پرفشاری که در طول دوره‌ی سرد سال روی قسمت اعظم قاره‌ی آسیا و از جمله ایران تأثیر می‌گذارد و قوی‌ترین پرفشار در نیم‌کره‌ی شمالی محسوب می‌شود و به پرفشار سبیری (به‌طور صحیح‌تر پرفشار آسیایی) معروف است، از نظر شکل‌گیری، ماهیت اولیه‌ی حرارتی (سرمايشی) دارد (شکل ۱a)، [Hordon, 1987]. این پرفشارها عمدتاً تا حدود ۱۵۰۰ متری از سطح زمین گسترش پیدا می‌کنند [Lydolph, 1977]. در مقابل، کم‌فشارهایی که در تابستان روی ایران و خاورمیانه تقریباً به‌طور دائم وجود دارند از نوع کم‌فشار حرارتی هستند (شکل ۱b). این کم‌فشارها عمدتاً تا ارتفاع ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متری از سطح زمین گسترش می‌یابند [Smith, 1986; Bitan & Saaroni, 1992]. آنچه که موجب می‌شود این کم‌فشارها و پرفشارها اصطلاحاً «کم‌عمق» باشند آن است که علت وجودی آن‌ها مستقیماً با شرایط دمایی سطح زمین مرتبط است. یا به عبارت دیگر این مراکز فشار «ریشه» در خصوصیات حرارتی زمین دارند و به نسبت فاصله از سطح زمین، از شدت آن‌ها کاسته می‌شود و در نهایت در حول و حوش ۱۵۰۰ متری از سطح زمین محو می‌شوند.

بدین ترتیب، مراکز فشار حرارتی پدیده‌هایی هستند که میزان فشار در آن‌ها بیش از هر چیزی به انبساط و انقباض حرارتی هوا وابسته است [Thompson, 1996]. به همین علت، از نظر توزیع جغرافیایی پدیده‌ی کم‌فشار حرارتی در عرض‌های پائین و در مناطق با ابرناکی کم، یعنی شمال آفریقا، خاورمیانه، شمال هند و غرب پاکستان، فلات تبت، جنوب غرب آفریقا، شبه‌جزیره‌ی ایبری، جنوب غرب آمریکا و شمال غرب و شمال شرق استرالیا مشاهده می‌شود [Honika & Castro, 2003; Warner, 2004]. در این مناطق، انبساط و گسترش قائم‌پائین‌ترین ترازهای جو که ناشی از گرمایش همرفتی خشک هستند، موجب واگرایی در بالای این ترازها می‌شود. واگرایی تراز بالاتر، کاهش فشار سطحی و پیدایش یک کم‌فشار هسته‌ی گرم را در سطح زمین به دنبال دارد (شکل ۲b). در مقابل، پرفشارهای حرارتی عمدتاً در عرض‌های بالا و در مناطق با ابرناکی کم و یا در دوره‌ی سرد سال در مناطق کوهستانی مرتفع و سرزمین‌های سرد برون‌حاره، قابل مشاهده هستند. کمبود انرژی دریافتی، سرمايش و انقباض پائین‌ترین ترازهای جو را به دنبال دارد که در نهایت با الگوی واگرایی در تراز تحتانی جو همراه می‌شود. کمبود تابش خورشید، و ابرناکی کم به همراه تابش طول موج بلند از سطح زمین بیلان انرژی را در این مناطق منفی می‌کند و پرفشارهای هسته‌ی سرد را در این مناطق به وجود می‌آورد (شکل ۲d).

در عرض‌های برون‌حاره‌ای نیم‌کره‌ی شمالی آشکار می‌شازد (شکل ۱a) که در تابستان با کم‌فشارهایی در عرض‌های جنب‌حاره‌ای جایگزین شده‌اند (شکل ۱b). در واقع، در بررسی شکل ۱a و ۱b می‌توان نشانه‌هایی از اثر زاویه‌ی تابش خورشید، عرض جغرافیایی و ویژگی‌های متفاوت سطح زمین را در توزیع مکانی و زمانی مراکز فشار مشاهده کرد. به نظر می‌رسد، گستردگی بیش‌تر سطوح خشکی و ترکیب پیچیده‌ی توزیع خشکی و دریا در نیم‌کره‌ی شمالی، تفاوت و ناهمگنی بیش‌تر مراکز فشار را در این نیم‌کره در پی داشته که در نهایت، همگنی توزیع مراکز فشار را در امتداد عرض جغرافیایی در نیم‌کره‌ی شمالی نسبت به نیم‌کره‌ی جنوبی کم‌رنگ‌تر کرده است.

شکل‌های ۱c و ۱d، ارتفاع متوسط تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال را به ترتیب برای فصل زمستان و تابستان نشان می‌دهند. آنچه که در بررسی نقشه‌ها در وهله‌ی اول به چشم می‌آید، ساده بودن و پیچیدگی کم‌تر این تراز فشاری در مقایسه با پیچیدگی موجود در نقشه‌های فشار سطح زمین است. ویژگی‌های برجسته‌ی نقشه‌های این تراز عبارتند از: وجود خطوط هم‌ارتفاع بسته (کنتورهای بسته) با بالاترین اعداد ارتفاعی به صورت کمربندی در مناطق جنب‌حاره‌ی دو نیم‌کره که به کمربند پرفشار (پراارتفاع) جنب‌حاره‌ای مشهورند. در مقابل، کنتورهایی با ارتفاع کم‌تر در عرض‌های برون‌حاره‌ای - به ویژه در نیم‌کره‌ی زمستانی - به صورت پشته و ناوه‌هایی پدیدار می‌شوند و به نام امواج غربی خوانده می‌شوند. نکته‌ی دیگری که از بررسی نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حاصل می‌شود، این است که ارتفاع کنتورها در فصل زمستان هر نیم‌کره کاهش می‌یابد. این ویژگی به خصوص در حرکت به سمت قطب‌های زمین مشهودتر و بارزتر است. تنها استثنا در این زمینه، سلول‌های پرفشار جنب‌حاره‌ای تابستان نیم‌کره‌ی شمالی است که از هم‌تای زمستانی خود نیز قوی‌ترند. بدین ترتیب، نقشه‌های سطح زمین و تروپوسفر میانی، مراکز پرفشار و کم‌فشاری را نشان می‌دهند که دارای توزیع زمانی و مکانی متفاوتی روی کره‌ی زمین هستند.

۳-۱-۱. تقسیم‌بندی مراکز پرفشار و کم‌فشار

در تقسیم‌بندی اولیه پرفشارها و کم‌فشارها را می‌توان به دو دسته‌ی اصلی تقسیم کرد که عبارتند از:

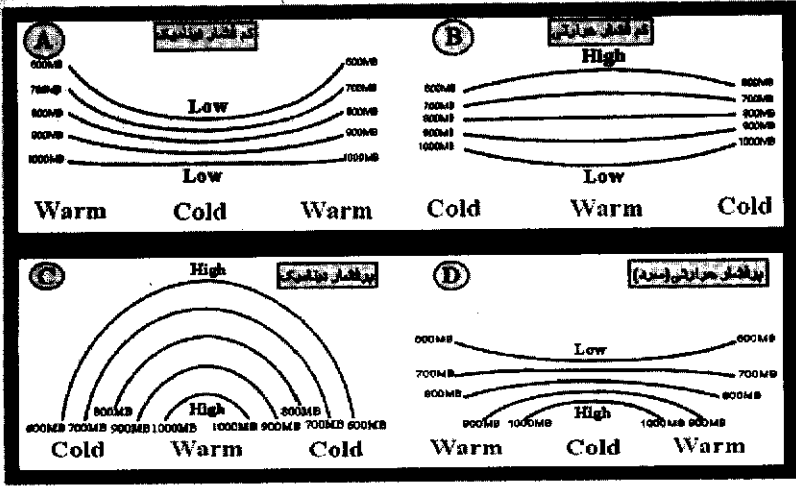
- پرفشارها و کم‌فشارهای حرارتی
- پرفشارها و کم‌فشارهای دینامیکی

۳-۱-۱-۱. پرفشارها و کم‌فشارهای حرارتی

ویژگی اصلی و عمده‌ی مراکز پرفشار و کم‌فشار حرارتی، ثبات

۲.۱.۲. پرفشارها و کم فشارهای دینامیکی

مراکز فشار دینامیکی مراکز فشاری هستند که در ایجاد آن‌ها، برخلاف مراکز فشار حرارتی، توزیع دمایی روی کره‌ی زمین به عنوان عامل غیرمستقیم دخالت دارد. در حالی که عامل مستقیم و بی‌واسطه‌ی به وجود آورنده‌ی آن‌ها، جریانات و الگوی گردش جو روی کره زمین هستند. نکته‌ی مهم آن است که در دید مرسوم در رابطه با پرفشارها و کم فشارها، عموماً این تلقی وجود دارد که مثلاً در مورد



شکل ۲. ساختار قائم انواع مرکز فشار به همراه ویژگی حرارتی هسته‌ی مرکزی آن‌ها.

کم فشارها، در صورت افزایش دما روی سطح زمین، سطح زمین گرم می‌شود و به دنبال آن، دمای هوای مجاور و ترازهای بالاتر جو نیز گرم، و در نتیجه، هوا گرمتر و سبک‌تر می‌شود و با توجه به محیط اطراف صعود می‌کند که در نهایت موجب کاهش تراکم مولکول‌های هوا در سطح و پیدایش کم فشار می‌شود. به همین ترتیب، سازوکاری عکس فرایند فوق، یعنی کاهش دما در یک منطقه (روی سطح زمین)، در نهایت موجب افزایش تراکم مولکولی روی آن سطح می‌شود و مرکز پرفشاری را در پی خواهد داشت. سازوکار فوق که براساس قانون گازهای ایده‌آل تبیین می‌شود (یعنی دمای هوا با حجم آن نسبت مستقیم و با فشار آن نسبت عکس دارد)، تنها برای مراکز فشار دسته‌ی اول در تقسیم‌بندی فوق کاربرد دارد و برای دسته‌ی دوم قابل پذیرش نیست.

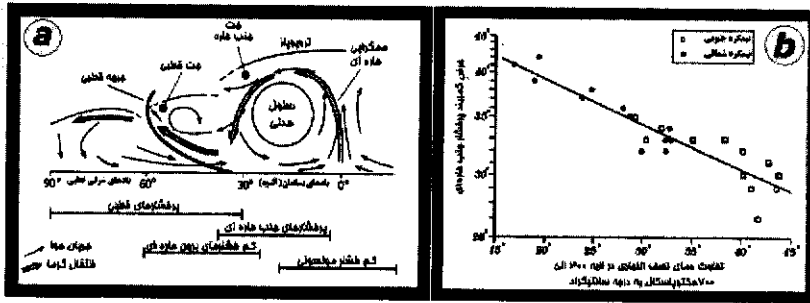
بندین ترتیب، در مراکز فشار حرارتی، تنها مؤلفه‌ی گرما و تابش مستقیم خورشید و گرمایش یا سرمایش ناشی از آن در نظر گرفته می‌شود و این تنها برای پرفشارهای سرد، از جمله پرفشار سیبری در زمستان و کم فشارهای حرارتی تابستانی، قابل پذیرش است. اما در بسیاری از مناطق کره‌ی زمین، وجود مراکز فشار (پرفشارها و کم فشارها) را صرفاً نمی‌توان با گرما و مقادیر انرژی دریافتی از خورشید توجیه کرد، بلکه الگوی جریان در ترازهای میانی و فوقانی تروپوسفر نقش مستقیم و اصلی را بر عهده دارند (هرچند که تمامی جریانات جوی در نهایت حاصل تفاوت میزان تابش و تفاوت دما روی سطح کره‌ی زمین هستند). به عبارت دیگر، کم فشارها و پرفشارهای دینامیکی ریشه در ترازهای میانی و فوقانی تروپوسفر دارند و در صورت فراهم شدن شرایط مناسب، در سطح زمین قابل مشاهده هستند (شکل ۲a و ۲c). به همین علت، مثلاً در تابستان روی خشکی‌های مناطق جنب‌خاره در ترازهای میانی

تروپوسفر، شاهد استقرار پرفشارهای دینامیکی هستیم که اصطلاحاً به «پرفشارهای جنب‌خاره‌ای» معروف هستند. این پرفشارها در فصل تابستان با گرم شدن زمین تنها در ترازهای میانی تروپوسفر مشاهده می‌شوند و روی سطح زمین یا کم فشارهایی که ریشه‌ی حرارتی دارند، جایگزین شده‌اند (شکل‌های 1b و 1c). به طور کلی مراکز فشار دینامیکی را می‌توان به دو دسته‌ی اصلی تقسیم کرد که عبارتند از:

- مراکز فشار دینامیکی تقریباً دائمی (شبه دائمی): این مراکز فشار دارای توزیع جغرافیایی مشخص و نسبتاً محدودی هستند. بدین ترتیب که پرفشارهای دینامیکی تقریباً دائمی در مناطق جنب‌خاره و کم فشارهای دینامیکی تقریباً دائمی در عرض‌های جنب قطبی جای گرفته‌اند. از نمونه‌های بارز چنین مراکز فشاری می‌توان به پرفشار آزور و آرام (هاوایی) در حول و حوش عرض ۳۰ درجه‌ی شمالی و سلول‌های پرفشار جنب‌خاره‌ای نیم کره‌ی جنوبی (ماسکارین و آرام جنوبی) و مراکز کم فشار ایسلند و آلتوشن، و کمربند کم فشار نیم کره‌ی جنوبی در عرض‌های جنب قطبی دو نیم کره اشاره کرد (شکل ۱).
- مراکز فشار دینامیکی مهاجر: این مراکز فشار در طوقه‌ی عرضی از حدود ۴۰ درجه تا قطب در هر نیم کره جابه‌جا می‌شوند و به دو دسته‌ی پرفشارهای مهاجر (آنتی سیکلون‌ها) و کم فشارهای مهاجر (سیکلون‌ها) تقسیم می‌شوند. عمر کوتاه و حرکت شرق سو، از ویژگی‌های اصلی آن‌ها محسوب می‌گردد (شکل ۴). کم فشارهای دینامیکی مهاجر، برخلاف کم فشارهای حرارتی، در هر دو نیم کره به طور متوسط در هر روز مسافتی حدود ۶۰ تا ۱۲۰۰ کیلومتر را به سمت شرق طی می‌کنند و در قطاع‌های متفاوت خود، دما، رطوبت، فشار، ویژگی‌های باد و به طور کلی توده‌های هوای متفاوتی را تجربه می‌کنند (شکل‌های ۵ و ۶).

جنب حاره‌ای را به دنبال دارد (شکل ۱). نکاتی که در این جا ذکر آن‌ها لازم به نظر می‌رسد آن است که:

در ادامه سعی داریم، وجه تمایز و ویژگی‌های هر یک از مراکز فشار دینامیکی فوق را با توجه به شرایط زمین و ترازهای میانی و فوقانی تروپوسفر تشریح کنیم.



شکل ۳. شکل ۳ا نحوه‌ی پیدایش پرفشارهای جنب حاره‌ای کلاسیک بر روی صفحه‌ی نصف‌النهاری [Bryant, 1997]. شکل ۳ب ارتباط بین عرض جغرافیایی با استقرار کمربند پرفشار جنب حاره‌ای در دو نیم‌کره و تفاوت دمای نصف‌النهاری بین استوا-قطب در ترازهای ۷۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال در زمستان نیم‌کره‌ی شمالی [Barry & Carleton, 2001].

الف) در تابستان هر نیم‌کره، روی خشکی‌ها در مناطق جنب حاره‌ای، در نتیجه‌ی گرم شدن قابل توجه خشکی‌ها، این پرفشارها روی نقشه‌های سطح زمین مشاهده نمی‌شوند (البته روی سطح اقیانوس‌ها قابل مشاهده هستند). به جای این مراکز پرفشار، کم‌فشارهایی که ناشی از افزایش گرمایش خشکی‌ها هستند، جایگزین می‌شوند. به همین علت، معیار تشخیص مراکز پرفشار دینامیکی جنب حاره‌ای کلاسیک، ترازهای میانی تروپوسفر در مناطق جنب حاره‌ای است. چراکه حداکثر تراکم مولکولی حاصل از نزول هوا را می‌توان در قسمت میانی تروپوسفر مشاهده کرد. اما همان‌طور که در بالا اشاره شد، ممکن است در سطح زمین مشاهده نشود.

ب) طی سال، با تغییر زاویه‌ی تابش خورشید به کره‌ی زمین، منطقه‌ی صعود هوا در عرض‌های استوایی (ITCZ) تغییر می‌کند که متعاقب آن، منطقه‌ی نزول هوا در عرض‌های جنب حاره‌ای هر نیم‌کره نیز تغییر پیدا می‌کند. چنین فرایندی موجب می‌شود، پرفشارهای جنب حاره‌ای در دو نیم‌کره نسبت به خط استوا موقعیت عرضی متفاوتی را طی سال تجربه کنند و در محدوده‌ای بین ۲۵ تا ۴۰ درجه در هر نیم‌کره نوسان داشته باشند. در این میان، پرفشارهای جنب حاره‌ای نیم‌کره‌ی زمستانی با توجه به شیب زیاد دمای نصف‌النهاری، فشرده‌تر، و به استوا نزدیک‌تر خواهند بود (شکل ۳ب). برای مثال، در اواخر بهار و تمامی فصل تابستان نیم‌کره‌ی شمالی، با افزایش شدت تابش خورشید در حاشیه‌ی شمالی خط استوا، منطقه‌ی صعود و هم‌گرایی حاره‌ای (ITCZ) به عرض‌های شمال‌تر جابه‌جا می‌شود [Schulman, 1973] که نتیجه‌ی آن، استقرار جریان نزولی مداومی در عرض‌های بالاتر، از جمله روی مدیترانه، خاورمیانه و قسمت اعظم ایران است.

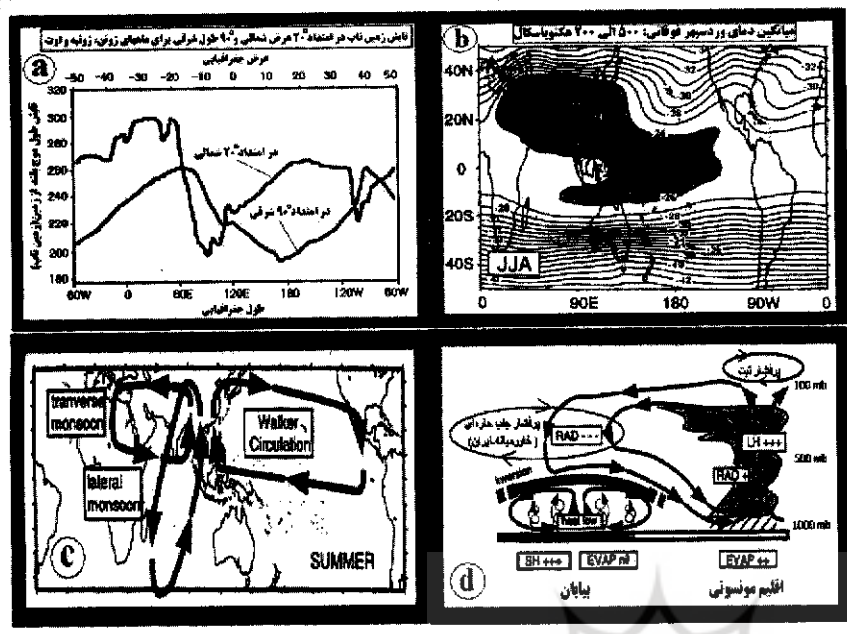
[1987]. برخورد جریانات شرق سوی حامل هوای گرم عرض‌های پائین با جریانات غرب سوی حامل هوای سرد عرض‌های قطبی، موجب پیدایش بالاترین شیب‌های دما و فشار در مناطق جنب قطبی می‌شود که تشکیل جبهه‌ی قطبی و پدیدار شدن جت قطبی را به دنبال دارد. صعود مداوم هوای گرم در زیر جت و روی جبهه‌ی قطبی موجب همگرایی هوا و کاهش فشار در سطح زمین و پیدایش این کم‌فشارهای دینامیکی می‌شود (شکل ۳ا).

کم‌فشارهای جنب قطبی نیم‌کره‌ی زمستانی دارای گسترش بیش‌تر و فشار مرکزی پائین‌تری نسبت به همتای تابستانی خود هستند. این نکته با مقایسه‌ی کم‌فشارهای ایسلند و آلتوشن در فصل‌های زمستان و تابستان به خوبی مشخص می‌شود. نکته‌ی دیگر این که در نیم‌کره‌ی شمالی، گسترش خشکی‌ها مانع از به هم پیوستن کم‌فشارهای جنب قطبی و در نتیجه، شکل‌گیری یک کمربند کم‌فشار همچون نیم‌کره‌ی جنوبی می‌گردد (شکل‌های ۱ا و ۱ب).

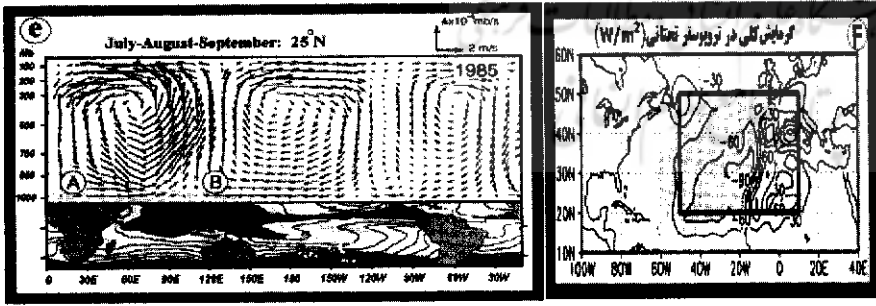
ب) پرفشارهای جنب حاره‌ای: شکل ۳ا نگرش کلاسیک را در رابطه با نحوه‌ی تشکیل پرفشارهای دینامیکی تقریباً دائمی در مناطق جنب حاره‌ای (حدود ۳۰ درجه‌ی عرض جغرافیایی) نشان می‌دهد. به طوری که در شکل مشاهده می‌شود، هوای گرم و مرطوب حول و حوش خط استوا (به‌طور دقیق‌تر منطقه‌ی همگرا شدن بادهای آلیزه‌ی دو نیم‌کره یا ITCZ) صعود می‌کند و در ضمن حرکت به سمت قطب‌های زمین، در تروپوسفر فوقانی سرد و سنگین می‌شود و در حول و حوش عرض ۳۰ درجه به یک نزول دائمی تبدیل می‌یابد. نتیجه‌ی این نزول دائمی، افزایش تراکم مولکولی و چگالی هوا در عرض‌های جنب حاره‌ای، به خصوص در ترازهای میانی تروپوسفر است که تشکیل مراکز پرفشار

توضیحات فوق نگرش کلاسیک را در رابطه با نحوه‌ی شکل‌گیری و ماهیت پرفشارهای جنب حاره‌ای بیان می‌کند. در حالی که در متون اقلیمی سال‌های اخیر، سازوکار تشکیل و تقویت پرفشارهای جنب حاره‌ای به عنوان یکی از موضوعات چالش برانگیز در حوزه‌ی اقلیم‌شناسی و علوم جوی در آمده است [Hoskins, 1996; Liu & Wu, 2004; Miyasaka & Nakamura, 2004]. در این بررسی‌ها، سازوکارهای متعدد و متفاوتی برای شکل‌گیری پرفشارهای جنب حاره‌ای تابستانه ارائه شده است. با توجه به یافته‌های موجود، پرفشارهای جنب حاره‌ای که در ترازهای پائین جو روی شرق اقیانوس‌ها جای گرفته‌اند (پرفشار آژور-آرام)، از نظر ماهیت، سازوکار تشکیل، و تقویت، متفاوت از پرفشارهایی هستند که در تراز میان‌ی تروپوسفر روی شبه‌جزیره‌ی عربستان-ایران، شمال آفریقا و جنوب غرب ایالات متحده استقرار می‌یابند. این دو با پرفشاری که در ماه‌های تابستانی برفراز فلات تبت در ترازهای فوقانی تروپوسفر مشاهده می‌شود نیز تفاوت دارند [Neyama, 1968; Wu et al, 2003; Liu, et al, 2004]. بدین ترتیب می‌توان پرفشارهای جنب حاره‌ای را از نظر علت شکل‌گیری و تراز حداکثر شدت و گسترش آن‌ها، به چهار دسته تقسیم کرد:

کاهش دما و سرمایش سطحی در دوره‌ی سرد سال، تمام تریخ قائم تروپوسفر را تا سطح زمین تحت تسلط جریان نزولی خرد قرار می‌دهند (شکل ۳a).



شکل ۴. شکل ۴a میزان تابش طول موج بلند خروجی به وات بر متر مربع در امتداد عرض ۲۰ درجه‌ی شمالی و طول ۹۰ درجه‌ی شرقی. شکل ۴b متوسط دمای تروپوسفر فوقانی در تابستان نیم کره‌ی شمالی برای یک دوره‌ی ۱۵ ساله (۱۹۷۹-۱۹۹۲). مناطق دارای سایه، دمای متوسط بالاتر (گرم‌تر) از ۲۵- درجه را تجربه می‌کنند [Li & Yanai, 1996; Webster, et al, 1998]. شکل ۴c سه مولفه‌ی اصلی گردش مونسون تابستانی. با توجه به شکل، گردش بزرگ مقیاس روی صفحه‌ی مداری موسوم به گردش Transverse، عاملی برای شکل‌گیری یا تقویت پرفشارهای جنب حاره‌ای تابستانه روی خاورمیانه و شمال شرق آفریقا محسوب می‌شود [Meehl, 2003]. شکل ۴d گرمایش حاصل از فلات تبت و مونسون. این گرمایش ضمن ایجاد پرفشار تبت در تروپوسفر فوقانی، تشکیل پرفشار جنب حاره‌ای در جانب غربی مونسون هند، و تقویت کم‌فشارهای حرارتی در خاورمیانه را به دنبال دارد. مستطیل‌ها میزان گرمایش یا سرمایش مسلط را نشان می‌دهند. حروف RAD, LH, SH, EVAP به ترتیب گرمایش محسوس، نهان، تابشی و تبخیر را بیان می‌کنند [Webster et al, 1998].



شکل ۴e. گردش بزرگ مقیاس در یک نیمرخ قائم در تابستان در امتداد مدار ۲۵ درجه‌ی شمالی. شاخه‌ی نزولی این گردش، در امتداد مداری روی کل خاورمیانه از تروپوسفر فوقانی تا تراز حدود ۸۵۰ هکتوپاسکال تسلط دارد [Webster, 1994]. شکل ۴f. مقادیر گرمایش کلی در شرق اقیانوس اطلس و شمال-شمال غرب آفریقا. با توجه به شکل، گرمایش کلی در تروپوسفر تحتانی بر شرق اقیانوس اطلس منفی و بر شمال غرب آفریقا مثبت است. نتیجه‌ی این ویژگی عدم تقارن حرارتی مداری و شکل‌گیری و تقویت پرفشار در شرق اقیانوس اطلس می‌باشد [nakamura & Miyasaka, 2005].

۱. پرفشارهایی که در شاخه‌ی نزولی گردش هدلی به واسطه‌ی نزول دینامیکی هوای سرد و سنگین در مناطق جنب حاره‌ای هر دو نیم کره شکل می‌گیرند و به دلیل حداکثر چگالی هوا در ترازهای میانی تروپوسفر، بیش‌ترین نمود را دارند. این پرفشارها ویژگی بارز مناطق جنب حاره‌ای نیم کره‌ی زمستانی هستند که به واسطه‌ی

۲. پرفشارهای جنب حاره‌ای که عامل اصلی ایجاد آن‌ها «مونسون» دانسته شده است. در سال ۱۹۹۶ هاسکینز و رادول، در بررسی پرفشارهای جنب حاره‌ای تابستانه‌ای که روی منطقه‌ی شرق مدیترانه تا ترکمنستان استقرار یافته‌اند، به این نتیجه رسیدند که هوای با دمای پتانسیل بالای منشأ یافته از مونسون هند، ضمن نزول دینامیکی در جانب غرب و شمال غربی خود، علت اصلی پیدایش این پرفشارهاست (شکل ۴c تا ۴e). هرچند طی دو دهه‌ی گذشته، نتایجی مشابه با یافته‌های پژوهشگران فوق توسط برخی از محققان به دست آمده است [Walker, 1975; He et al, 1987; Yanai et al, 1992; Yang et al, 1992; Webster, 1994]. اما تئوری هاسکینز و رادول در چند سال اخیر، چالش بزرگی را در رابطه با ماهیت پرفشارهای جنب حاره‌ای تابستانه در پی داشته است.

نتایج تحقیقات اخیر در رابطه با گردش بزرگ مقیاس تابستانی در مناطق جنب حاره‌ای حاکی از آن است که در جانب غرب-شمال غرب تمامی مناطق فعال مونسونی نیم کره‌ی شمالی، در ترازهای میانی تروپوسفر پرفشارهای جنب حاره‌ای شکل گرفته‌اند. محاسبات نشان می‌دهد، مناطق بیابانی واقع در غرب تمامی این مناطق مونسونی، سرمایه‌ی تابشی خالصی را به‌ویژه در تروپوسفر فوقانی به‌رغم گرمایش شدید تراز پائین جو تجربه می‌کنند (شکل ۴a). بدین ترتیب، بین مناطق بیابانی به‌عنوان چاهه‌ی گرمایی، و مناطق مونسونی به‌عنوان چشمه‌ی گرمایی، شیب گرمایی قابل ملاحظه‌ای در امتداد طولی (مداری) به‌وجود می‌آید که در نهایت نزول هوای برخاسته از مونسون را در این مناطق به‌دنبال دارد (شکل‌های ۴a و ۴d) [He et al, 1987; Yanai et al, 1992, Yang et al, 1992; Webster, 1994]. نتیجه آن که عامل اصلی ایجاد پرفشارهای تابستانی در ترازهای میانی تروپوسفر روی ایران-عربستان، شمال آفریقا و جنوب غرب آمریکا شمالی، نزول دینامیکی هوای با دمای پتانسیل بالا به ترتیب منشأ یافته از مونسون هند، مونسون آفریقا و مونسون آمریکای شمالی، در دوره‌ی گرم سال دانسته شده است (شکل ۴c تا ۴e) [Hoskins, 1996; Rodwell & Hoskins, 1996; Chen et al, 2001; Liu, & Wu, 2004; Miyasaka & Nakamura, 2004; Ziv et al. 2004].

۳. پرفشارهایی که بالای یک منبع گرما ارتفاع می‌یابند و در نتیجه‌ی وجود حجم قابل ملاحظه‌ی منابع گرمایش دیاباتیکی (در رو) و آدیاباتیکی (بی در رو)، در تروپوسفر فوقانی شکل می‌گیرند. در دوره‌ی گرم سال، به دلیل جذب مقادیر قابل ملاحظه‌ی انرژی خورشیدی، دما در سطح فلات مرتفع تبت از دمای میانگین جو آزاد در همان ارتفاع بیش تر است. به طوری که ناهنجاری دما در سطح فلات مرتفع تبت از دمای میانگین جو آزاد در همان ارتفاع

بیش تر است. به طوری که ناهنجاری دما در سطح فلات به بیش از چهار درجه‌ی سانتی‌گراد، و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال به حداکثر خود یعنی حدود ۶/۵ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌رسد. این ناهنجاری دمایی بالاترین ناهنجاری در کل کره‌ی زمین در این ارتفاع محسوب می‌شود (شکل ۴b) [Flohn, 1957; Neyama, 1968; Murakami, 1986]. در واقع، فلات تبت به‌عنوان یک «منبع گرمای محسوس» در تروپوسفر میانی عمل می‌کند و به‌خاطر ارتفاع زیاد فلات، گرما مستقیماً به تروپوسفر میانی اضافه، و موجب گرمایش نیمه فوقانی جرم جوی می‌شود [Gao et al, 1981; Yeh et al, 1981; Webster et al, 1992; Yanai et al, 1992]. در نهایت، گرمایش موجب پیدایش گردش سیلکونی و کم فشار حرارتی در سطح فلات، و گردش آنتی سیلکونی و پرفشار هسته‌ی گرم در تروپوسفر فوقانی می‌شود (شکل ۴d) [Yeh et al, 1981; Gao et al, 1981; Murakami, 1986]. در واقع، گرمایش نیمه‌ی فوقانی تروپوسفر روی فلات تبت، ضمن ایجاد پرفشار هسته‌ی گرم، شیب دما و فشار نصف‌النهاری را در قطاع آسیای جنوبی-اقیانوس هند معکوس می‌کند که همین امر موجب تضعیف شدید گردش هدلی و معکوس شدن گردش نصف‌النهاری و آغاز مونسون جنوب شرق آسیا در فصل بهار شمالی می‌شود (شکل ۴c). با استقرار مونسون در شرق آسیا و هند و در نتیجه‌ی آزاد شدن گرمای نهان حاصل از تبخیر در شمال شبه‌قاره‌ی هند، پرفشار تبت علاوه بر ذخیره‌ی گرمای محسوس سطح فلات، از گرمای نهان آزاد شده از مونسون نیز بهره‌مند می‌شود و به حداکثر گسترش خود می‌رسد [Koteswaram, 1958; Flohn, 1957; Krishnamurti, et al, 1973; Yanai, et al, 1992; Li & Yanai, 1996].

۴. پرفشارهایی که به‌واسطه‌ی سرمایه‌ی تابشی حاصل از خروج طول موج بلند زمینی در شرق اقیانوس‌ها و گرمایش محسوس بالا روی خشکی‌ها، در غرب قاره‌ها، یا به‌طور کلی نبود تقارن حرارتی مداری بین خشکی و دریا و پس‌خورهای حاصل از آن (از جمله تقویت جریان‌های سرد اقیانوسی) در دوره‌ی گرم سال در ترازهای پائینی جو در جانب شرقی اقیانوس‌ها شکل می‌گیرند [Hoskins, 1996; Liu, et al, 2004; Nakamura & Miyasaka, 2005]. این رابطه، در مناطق جنب حاره‌ای نیم کره‌ی شمالی، افزایش انرژی دریافتی ناشی از شدت بالای تابش خورشیدی در دوره‌ی گرم سال، نقش عوامل حرارتی و ترمودینامیکی مقیاس منطقه‌ای را بارز و آشکار ساخته، در حالی که نقش عوامل بزرگ مقیاس همچون گردش هدلی را در ایجاد و تقویت پرفشارهای جنب حاره‌ای شمالی به حداقل می‌رساند. در چنین شرایطی، پرفشارهای معروفی

همچون آژور و آرام (هاوایی) که در نگرش کلاسیک در تمام طول سال به واسطه‌ی نزول دینامیکی در جانب قطب سوی گردش هدلی شکل می‌گیرند، در تابستان شمالی در نتیجه‌ی نبود تقارن حرارتی مداری آنها در ترازهای تحتانی تروپوسفر گسترش می‌یابند. بدین ترتیب، ماهیت تابستانی این پرفشارها با ماهیت زمستانی آنها تفاوت عمده‌ای پیدا می‌کند. پهنخوره‌های حاصل از گرمایش متفاوت مناطق جنب حاره‌ای در امتداد مداری، ضمن افزایش شیب دمایی بین خشکی و اقیانوس در ترازهای تحتانی تروپوسفر، در نهایت موجب سرمایش جو تحتانی و پیدایش یک «چاهه‌ی انرژی» در شرق اقیانوس‌ها می‌شود که نزول هوا را در این مناطق به دنبال دارد (شکل ۴۴) [Hoskins, 1996; Chen et al, 2001; Liu & Wu, 2004; Miyasaka & Nakanura, 2004; Nakamura & Miyasaka, 2005].

بدین ترتیب، ویژگی اقلیمی غالب در مناطق جنب حاره‌ای نیم کره‌ی شمالی در فصل تابستان، گرمایش روی قاره‌ها و سرمایش روی اقیانوس‌هاست [Wu & Liu, 2003]. در چنین شرایطی، در تروپوسفر فوقانی گردش آنتی سیکلونی روی قاره‌ها و گردش سیکلونی روی اقیانوس‌های جانب شرق و غرب آنها، و در تروپوسفر تحتانی، گردش سیکلونی روی قاره‌ها و گردش آنتی سیکلونی روی اقیانوس‌های دو طرف آنها تسلط دارد [Liu & Wu, 2004]. با توجه به بحث بالا، پرفشارهای جنب حاره‌ای تابستانه در نیم کره‌ی شمالی عمدتاً از الگوی گردش مداری (جریان از شرق به غرب) و منطقه‌ای برای شکل‌گیری و تقویت خود بهره می‌برند، در حالی که علت غالب در ایجاد پرفشارهای جنب حاره‌ای نیم کره‌ی زمستانی، نزول دینامیکی هوا در جانب قطب سوی سلول هدلی روی صفحه‌ی نصف‌النهار است. ادامه دارد

✽ عضو هیات علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

زیر نویس

* E-mail: abbasmofidi@hotmail.com

** E-mail: zarrina@modares.ac.ir

۱. یکی از گردش‌های بزرگ مقیاس جو می‌باشد.

منابع

1. Atkinson, B.W., 1981, Meso-Scale atmospheric circulations, Academic Press, pp. 109-122.
2. Barry, G. and A. Carleton, 2001, Synoptic and Dynamic Climatology, Routledge, pp. 166-171, 201-204, 515-524.

3. Barry, R.G., and R.J. Chorley, 2003, Atmosphere, Weather and Climate, Routledge, pp. 117-152, 171-177, 235-247.
4. Bitan, A., and H. Saaroni, 1992, The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf Pressure Trough, Int. J. Climatol., Vol. 12, pp. 733-747.
5. Bryant, E., 1997, climate Process and Change, Cambridge University Press, pp. 33-47.
6. Charney, J.G., 1975, Dynamics of Deserts and drought in the Sahel, Quart. J. R. Met. Soc., Vol. 101, pp. 193-202.
7. Chen, P., et al., 2001, The Origin of Subtropical Anticyclones, J. Atmos. Sci., Vol. 58, pp. 1827-1835.
8. John, H., 1957, Large-Scale aspects of the "Summer Monsoon" in south and east Asia, J. Met. Soc. Japan, Vol. 35, pp. 180-186.
9. Gao, Y., 1981, Some aspects of recent research on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau Meteorology, Bull. Am. Met. Soc., Vol. 62, No. 1, pp. 31-35.
10. Haima, K., and M. Castro, 2003, The Iberian peninsula thermal low, Quart. J. R. Met. Soc., Vol. 129, pp. 1491-1511.
11. Horden, R.M., 1987, Siberian (Asiatic) High, In: Encyclopedia of Climatology, Edited by, J. Oliver, and R.W. Fairbridge, Van Nostrand Reinhold, pp. 514-515, 767-769.
12. He, H., et al., 1987, Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, Mon. Wea. Rev., Vol. 115, pp. 1966-1995.
13. Hoskins, B., 1996, On the existence and strength of the summer Subtropical Anticyclones, Bull. Am. Met. Soc., Vol. 77, No. 6, pp. 1287-1292.
14. Koteswaram, P., 1958, The easterly jet stream in the tropics, Tellus, Vol. 10, No. 1, pp. 43-57.
15. Krishnamurti, T.N., 1971, Tropical east-west circulations during the northern summer, J. Atmos. Sci., Vol. 28, pp. 1342-1347.
16. Krishnamurti, T.N., et al., 1973, Tibetan High and upper tropospheric tropical circulations during northern summer, Bull. Am. Met. Soc., Vol. 54, No. 12, pp. 234-249.
17. Landsberg, H.E., 1987, Climatology, In: Encyclopedia of Climatology, Edited by, J. Oliver, and R.W. Fairbridge, Van Nostrand Reinhold, pp. 324-339.
18. Li, C., and M. Yanai, 1996, the onset and interannual

- variability of Asian Monsoon in relation to land-sea thermal contrast, *J. Climate*, Vol. 9, pp. 358-375.
19. Liu, Y., and G. Wu, 2004, Progress in the study on the formation of the Summertime Subtropical Anticyclone, *Advances in Atmospheric Sciences*, Vol. 21, No. 3, pp. 322-342.
 20. Liu, Y., et al, 2004, Relationship between the Subtropical Anticyclone and diabatic heating, *J. Climate*, Vol. 17, pp. 682-698.
 21. Lutgens, F., and E. Tarbuck, 1998, *The Atmosphere*, Prentice-Hall, 434p.
 22. Lydolph, P., 1977, Climates of the Soviet Union, In: *World Survey of Climatology*, Vol. 7, Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 8-33, 91-115.
 23. Meehl, G., 2003, Dynamics of the tropical atmosphere In: *Handbook of Weather, Climate, and Water*, Edited by, T.D. Potter and B.R. Colman, John Wiley & Sons, pp. 57-68.
 24. Miyasaka, T., and H. Nakamura, 2004, Structure and Formation Mechanisms of the Northern Hemisphere Subtropical Highs, *J. Climate*, (In press).
 25. Murakami, T., 1986, Orography and Monsoons, In: *Monsoons*, Edited by, J.S. Fein, and P. Stephens, John Wiley & Sons, pp. 331-364.
 26. Nakamura, H. and T. Miyasaka, 2005, Large-Scale Atmosphere-Ocean-Land interaction in the formation of Summertime Subtropical Highs, *J. Met. Soc. Japan*, (In Press).
 27. Neyama, Y., 1968, The Morphology of the subtropical Anticyclone, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 46, No. 6, pp. 431-441.
 28. Rodwell, M.J., and B. Hoskins, 1996, Monsoons and the dynamics of Deserts, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 122, pp. 1385-1404.
 29. Rodwell, M.J., and B. Hoskins, 2001, Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons, *J. Climate*, Vol. 14, pp. 3192-3211.
 30. Smith, E.A., 1986, The Structure of the Arabian Heat Low; Part II: Bulk tropospheric heat budget and implication, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, pp. 1086-1102.
 31. Schulman, L., 1973, On the summer hemisphere Hadley Cell, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 99, pp. 197-201.
 32. Stohl, A., et al, 2003, A new perspective of Stratosphere-Troposphere exchange, *Bull. Am. Met. Soc.*, Vol. 84, No. 11, pp. 1565-1573.
 33. Thompson, O., 1996, Heat Low, In: *Encyclopedia of Climate and Weather*, Edited by, S.H. Schneider, Oxford University Press, pp. 391-392.
 34. Thompson, R., 1998, *Atmospheric Processes and Systems*, Routledge, pp. 97-109.
 35. Warner, T.T., 2004, *Desert Meteorology*, [Chapter 1: The Atmospheric Dynamics of Deserts], Cambridge University Press, pp. 7-61.
 36. Walker, M.J., 1975, On Summer atmospheric processes over South-West Asia, *Tellus*, Vol. 27, No. 5, pp. 491-496.
 37. Webster, P.J., 1994, The role of hydrological processes in Ocean-Atmosphere interactions, *Reviews of Geophysics*, Vol. 32, No. 4, pp. 427-476.
 38. Webster, P.J., et al, 1998, Monsoons: Processes, Predictability, and the prospects for prediction, *J. Geoph. Res.*, Vol. 103, No. C7, pp. 14451-14510.
 39. Wu, G., and Y. Liu, 2003, Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation, *Geoph. Res. Lett.*, Vol. 30, No. 5, 1201, doi:10.1029/2002.
 40. www.cdc.noaa.gov/Composites/History [NCEP/NCAR Reanalysis Data].
 41. Yanai, M., et al, 1992, Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian Summer Monsoon, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 70, No. 1, pp. 319-315.
 42. Yang, S., P. Webster, and M. Dong, 1992, Longitudinal heating gradient: Another possible factor influencing the intensity of the Asian Summer Monsoon Circulation, *Advances in Atmos. Sci.*, Vol. 9, No. 4, pp. 397-410.
 43. Yeh, T.C., 1981, Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood, *Bull. Am. Met. Soc.*, Vol. 62, No. 1, pp. 14-19.
 44. Yeh, T.C., 1982, Some aspects of the thermal influences of the Qinghai-Tibetan Plateau on the Atmospheric Circulation, *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, Vol. 31, pp. 205-220.
 45. Ziv, B., et al, 2004, The factors governing the summer regime of the Eastern Mediterranean, *Int. J. Climatol.*, Vol. 24, pp. 1859-1871.