

تحلیلی بر ماهیت و ساختار مراکز پرفشار و کم فشار

«قسمت اول»

عباس مفیدی* و آذر زرین**

عضو هیأت علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

آدرس: مازندران، چالوس، خیابان ۱۷ شهریور، مؤسسه آموزش عالی طبرستان، گروه جغرافیا
(کد پستی ۶۹۴۱۴-۴۶۶۱۹)

مجله رشد آموزش زمین شناسی، شماره ۴۶، صفحه ۶۱-۵۳

(شماره پائیز ۱۳۸۵)

تاریخ ارسال مقاله: اسفند ۱۳۸۴

تاریخ ارسال نسخه اصلاح شده: اردیبهشت ۱۳۸۵

تاریخ انتشار مقاله: شهریور ۱۳۸۵

E-mail:

* abbasmofidi@hotmail.com

** zarrina@modares.ac.ir

تحلیلی بر ماهیت و ساختار مراکز پرفشار و کم فشار

عباس مفیدی*، آذر زرین**

اعضای هیأت علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

*E-mail:abbasmofidi@yahoo.com

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

چکیده

توزیع متفاوت فشار هوا و نوع مراکز فشار بر روی کره زمین به جهت ایجاد و کنترل گردش عمومی هوا و بدنبال آن کنترل توزیع زمانی و مکانی وقوع بسیاری از پدیده های جوی نقش و اهمیت ویژه ای دارد. به موجب این اهمیت ماهیت مراکز فشار هوا بر روی کره زمین مورد بررسی قرار گرفت. در ابتدا مراکز فشار با توجه به ماهیت و علت اصلی شکل گیری به دو دسته حرارتی و دینامیکی تقسیم شدند. سپس در بررسی مراکز فشار حرارتی مشخص گردید که این مراکز فشار تابع شدت تابش خورشیدی و بدنبال آن تابع عرض جغرافیایی و فصل سال می باشند. به همین جهت مراکز پرفشار حرارتی در عرض های بالا و در دوره سرد سال تشکیل شده؛ درحالیکه مراکز کم فشار حرارتی در عرض های پائین و عمدتاً در دوره گرم سال مشاهده می شوند. مراکز فشار دینامیکی از الگوی گردش جو تبعیت می کنند و در ارتباط با گردش هوا در ترازهای بالای تروپوسفر در مقیاس های زمانی روزانه تا سالانه به وقوع می پیوندند. در این بین مراکز پرفشار جنب حاره ای بنا به ماهیتشان به چهار دسته کلاسیک، اقیانوسی، مونسونی و گرمایشی تقسیم گردیدند. در نهایت ضمن ارائه یک تقسیم بندی، ملاکها و معیارها جهت تعیین و تشخیص انواع مراکز فشار بیان گردید.

کلید واژگان: تقسیم بندی مراکز فشار، پرفشارها و کم فشارهای حرارتی، پرفشارها و کم فشارهای دینامیکی.

۱- مقدمه

ماهیت وجودی اقلیم زمین منبعث از تابش خورشیدی و ویژگی های سطحی است که در زیر جو قرار دارد (Lydolph, 1977). ترکیب مؤلفه های فوق موجب می گردد تا ذات اقلیم تفاوت و تنوع را در بطن خود به همراه داشته باشد. این تفاوت در نگاه اول در توزیع نابرابر انرژی نمود پیدا می نماید. از این منظر پذیرش اقلیم به معنای پذیرش وجود تفاوت و تنوع در دریافت و توزیع انرژی (تکانه و گرما) در سامانه اقلیم زمین است. در همین چهارچوب و براساس اصول فیزیکی، عدم توزیع برابر انرژی در یک سامانه، سازوکار و فرآیند «تعادل ساز» را جهت مبادله انرژی بدنبال خواهد داشت. انتقال و فرارفت انرژی به ترتیب توسط جریانهای اقیانوسی و گردش های بزرگ مقیاس جوی این نقش تعادل ساز را بر عهده دارند. در این میان هرچند اقیانوسها خود منبع عمده انرژی جو محسوب می شوند اما انتقال و توزیع انرژی در اقیانوسها توسط گردش جو کنترل می گردد. فرارفت قطب سوی انرژی در جو زمین بالاترین حجم تبادل انرژی را در مقیاس سیاره ای برعهده دارد و گردش های بزرگ مقیاس جوی ضمن انجام این مهم، تبادل انرژی در اقیانوسها را نیز کنترل می کنند. از طرفی لازمه فرارفت انرژی در جو زمین توزیع متفاوت فشار و وجود مراکز فشار می باشد. تفاوت و تنوع در توزیع فشار و پیدایش مراکز فشار نیز برخاسته از خصوصیات فیزیکی متفاوت کسب شده توسط مولکول های هوا در مناطق مختلف کره زمین است. در واقع تفاوت چگالی حاصل از تفاوت های حرارتی در ستونهای هوا تضادهای افقی و قائم را بدنبال دارد که نتیجه مستقیم چنین فرآیندی پیدایش تفاوت در فشار هوا و شکل گیری مراکز فشار اولیه در جو زمین است.

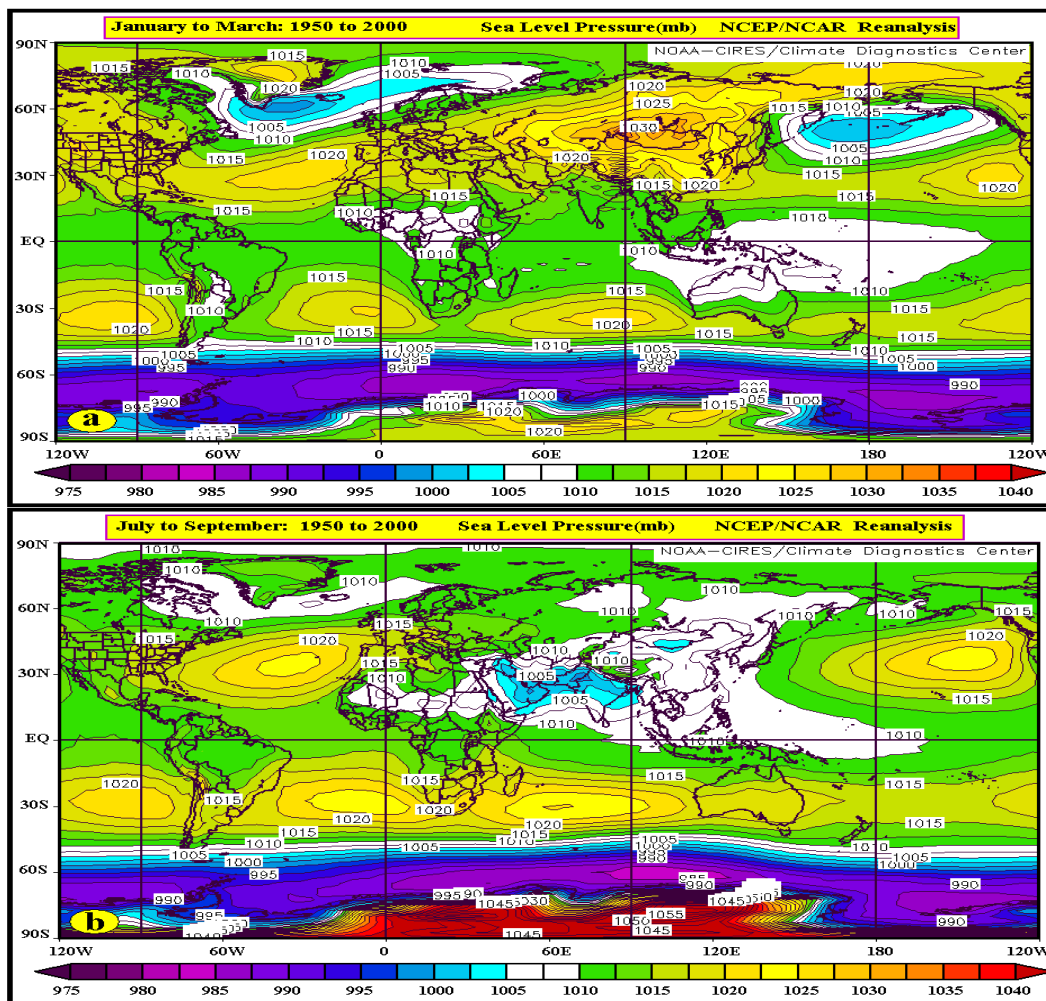
از منظری دیگر استقرار مراکز فشار در جو زمین ضمن ایجاد و کنترل مستقیم گردش هوا، توزیع انرژی و مبادله آن را بر روی زمین کنترل نموده و تفاوت‌های موجود در توزیع عناصر جوی از جمله بارش، دما، باد، رطوبت و... را در سطح زمین بدنبال دارند. بر این اساس، درک ساختار فشار جو و نمود بارز توزیع آن یعنی مراکز فشار بعنوان عامل بلا فصل کنترل کننده 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 مبادله انرژی دارند، هدف اصلی مقاله حاضر ارائه یک تقسیم بندی از انواع مراکز فشار و تشریح ماهیت و ساختار هریک از آنها با استفاده از یک نگرش «تحلیلی» می باشد. در این رابطه سؤالاتی که مقاله حاضر درصدد پاسخگویی به آنهاست عبارتند از: ۱- مراکز فشار از نظر ماهیت، منشاء و ساختار به چند صورت ایجاد شده اند؟ ۲- مهمترین ملاک‌ها جهت تعیین و تقسیم مراکز فشار چه ملاک‌هایی است؟

۲- بحث: تلاش جهت درک اصول حاکم بر وقوع پدیده‌های جوی و تبیین ماهیت وجودی آنها همواره قوانین و نظریه‌های جدیدی را در عرصه علوم جوی بدنبال داشته است. در این میان اقلیم‌شناسان بنا به ماهیت علم اقلیم‌شناسی به بررسی مؤلفه‌های «زمانی» و «مکانی» وقوع فرآیندها و پدیده‌های جوی پرداخته اند [Landsberg, 1987]. درک اصول حاکم بر توزیع جغرافیایی عناصر و پدیده‌های جوی بر روی سطح زمین و ارائه یک تبیین منطقی از تفاوت‌های اقلیمی موجود در مقیاس‌های مکانی و زمانی مختلف، دغدغه اصلی مطالعات اقلیم‌شناسی را تشکیل داده است. در این راستا و در جهت تبیین تفاوت‌های اقلیمی بر روی کره زمین، در یک نگرش کلی اقلیم‌شناسان تابش خورشیدی و ماهیت سطحی که در زیر جو قرار دارد را کنترل کننده اصلی اقلیم زمین به شمار می آورند. این دو عامل تمامی مؤلفه‌های مبادله حرارتی را که تعیین کننده بزرگی مبادلات رطوبت و گردش جوی است تحت کنترل دارند [Lydolph, 1977]. در یک سیستم سلسله مراتبی ویژگی حرارتی بر روی کره زمین، توزیع جغرافیایی فشار هوا را کنترل می کند که آن نیز همانطوریکه قبلاً ذکر شد عامل بلاواسطه گردش عمومی جو محسوب می گردد. نتیجه چنین سیستمی پیدایش مراکز فشار بر روی کره زمین است. بدین ترتیب تفاوت مؤلفه‌های تابشی، حرارتی و ویژگی‌های سطحی، تنوع و توزیع مراکز فشار را بر روی کره زمین رقم می زند.

بطور کلی مراکز فشار بر روی سطح زمین به دو دسته اصلی پرفشارها و کم فشارها تقسیم می شود. شکل ۱ توزیع متوسط فشار هوا را بر سطح زمین برای فصول زمستان و تابستان نشان می دهد (شکل ۱a و ۱b). همانطوری که در شکل مشاهده می شود، فشار هوا در عرض‌های استوایی و جنب قطبی در تمام طول سال پائین است. در حالیکه در عرض‌های جنب حاره ای و قطبی بالا است (این ویژگی در نیمکره جنوبی که از همگنی سطحی بیشتری برخوردار است بطور بارزتری مشاهده می شود). بررسی قاره‌ها، استقرار پرفشارهایی را در فصل زمستان در عرض‌های برون حاره ای نیمکره شمالی آشکار می سازد (شکل ۱a) که در تابستان با کم فشارهایی در عرض‌های جنب حاره ای جایگزین شده اند (شکل ۱b). در واقع در بررسی شکل ۱a و ۱b می توان نشانه‌هایی از اثر زاویه تابش خورشید و عرض جغرافیایی و ویژگی‌های متفاوت سطح زمین را در توزیع مکانی و زمانی مراکز فشار مشاهده کرد. به نظر می رسد گستردگی بیشتر سطوح خشکی و ترکیب پیچیده توزیع خشکی و دریا در نیمکره 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 نیمکره شمالی نسبت به نیمکره جنوبی کم رنگ تر نموده است.

شکل‌های ۱c و ۱d ارتفاع متوسط تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال را به ترتیب برای فصل زمستان و تابستان نشان می

دهند. آنچه که در بررسی نقشه‌ها در وهله اول بچشم می‌آید ساده بودن و پیچیدگی کمتر این تراز فشاری در مقایسه با پیچیدگی موجود در نقشه‌های فشار سطح زمین است. ویژگی‌های برجسته نقشه‌های این تراز عبارتند از: وجود خطوط هم‌ارتفاع بسته (کنتورهای بسته) با بالاترین اعداد ارتفاعی به صورت کمربندی در مناطق جنب حاره دو نیمکره که به کمربند پرفشار (پرفشار) جنب حاره ای مشهورند. در مقابل کنتورهایی با ارتفاع کمتر در عرضهای برون حاره ای-بویژه در نیمکره زمستانی- که به صورت پشته و ناوه‌هایی پدیدار گشته و به نام امواج غربی خوانده می‌شوند. نکته دیگری که از بررسی نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حاصل می‌شود اینست که ارتفاع کنتورها در فصل زمستان هر نیمکره کاهش می‌یابد. این ویژگی بخصوص در حرکت به سمت قطبین زمین مشهودتر و بارزتر است. تنها استثناء در این زمینه سلول‌های پرفشار جنب حاره ای تابستان نیمکره شمالی است که از همتای زمستانی خود نیز قوی‌تر می‌باشند. بدین ترتیب نقشه‌های سطح زمین و تروپوسفر میانی مراکز پرفشار و کم‌فشاری را نشان می‌دهند که دارای توزیع زمانی و مکانی متفاوتی بر روی کره زمین هستند.

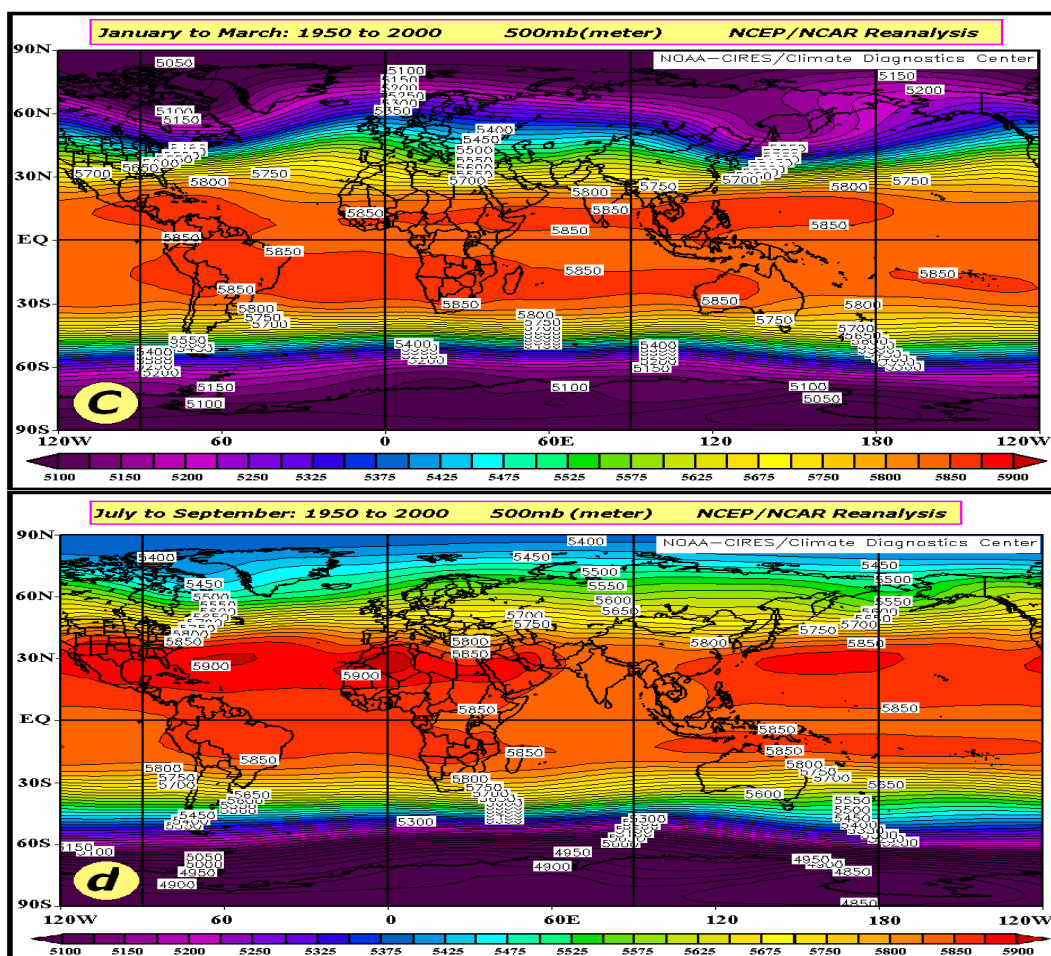


شکل ۱: شکل ۱a و ۱b توزیع متوسط فشار در سطح دریا به ترتیب برای فصل زمستان و تابستان. شکل ۱c و ۱d ارتفاع متوسط تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب برای فصل زمستان و تابستان برای یک دوره ۵۱ ساله (۲۰۰۰-۱۹۵۰).
[www.cdc.noaa.gov/Composites/History]

۲-۱. تقسیم بندی مراکز پرفشار و کم فشار:

در تقسیم بندی اولیه پر فشارها و کم فشارها را می توان به دو دسته اصلی تقسیم نمود که عبارتند از:

الف) پرفشارها و کم فشارهای حرارتی ب) پرفشارها و کم فشارهای دینامیکی



ادامه شکل ۱. (شکل c و d).

۲-۱-۱. پرفشارها و کم فشارهای حرارتی

ویژگی اصلی وعمده مراکز پرفشار و کم فشار حرارتی، ثبات و تداوم طولانی مدت آنها در یک منطقه وعمق یا ضخامت کم آنهاست. برای مثال پرفشاری که در طول دوره سرد سال بر روی قسمت اعظم قاره آسیا و از جمله ایران تاثیر گذار است و قویترین پرفشار در نیمکره شمالی محسوب می شود و به پرفشار سبیری (بطور صحیح تر پرفشار آسیائی) معروف است از نظر شکل گیری، ماهیت اولیه حرارتی (سرمايشی) دارد (شکل ۱a)، [Hordon, 1987]. این پرفشارها عمدتاً تا حدود ۱۵۰۰ متری از سطح زمین گسترش پیدا می کنند [Lydolph, 1977]. در مقابل کم فشارهایی که در تابستان بر روی ایران و خاورمیانه تقریباً به طور دائم وجود دارند از نوع کم فشار حرارتی هستند (شکل ۱b). این کم فشارها عمدتاً تا ارتفاع ۱۲۰۰ الی ۱۵۰۰ متری از سطح زمین گسترش می یابند [Smith, 1986; Bitan and Saaroni, 1992]. دلیلی که موجب می شود این کم فشارها و پرفشارها اصطلاحاً «کم عمق» باشند آنست که علت

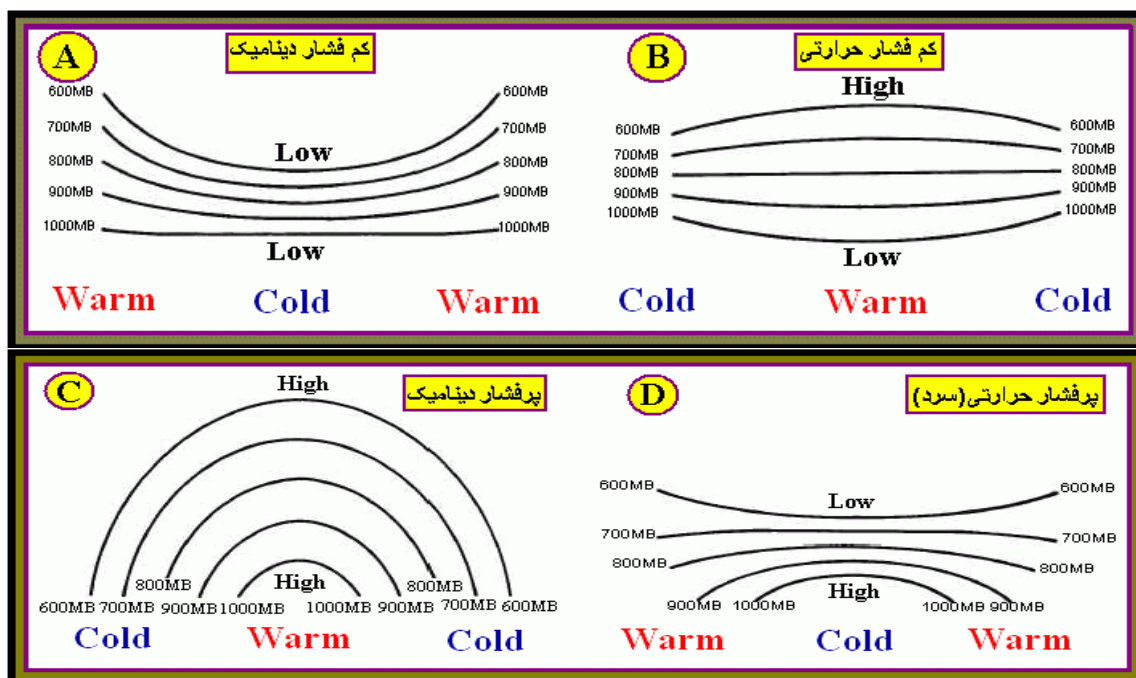
وجودی آنها مستقیماً با شرایط دمایی سطح زمین مرتبط است یا به عبارتی این مراکز فشار «ریشه» در خصوصیات حرارتی زمین دارند و به نسبت فاصله از سطح زمین از شدت آنها کاسته می‌شود و در نهایت در حول وحوش ۱۵۰۰ متری از سطح زمین محو می‌شوند. بدین ترتیب مراکز فشار حرارتی پدیده‌هایی هستند که میزان فشار در آنها بیش از هر چیزی به انبساط و انقباض حرارتی هوا وابسته است [Thompson, 1996]. به همین علت از نظر توزیع جغرافیایی پدیده کم فشار حرارتی در عرض‌های پائین و در مناطق با ابرناکی کم یعنی شمال آفریقا، خاورمیانه، شمال هند و غرب پاکستان، فلات تبت، جنوب غرب آفریقا، شبه جزیره ایبری، جنوب غرب آمریکا و شمال غرب و شمال شرق استرالیا مشاهده می‌گردد [Honika and Castro, 2003; Warner, 2004]. در این مناطق انبساط و گسترش قائم پائین ترین ترازهای جو ناشی از گرمایش همرفتی خشک موجب واگرایی در بالای این ترازها می‌گردد. واگرایی تراز بالاتر کاهش فشار سطحی و پیدایش یک کم فشار هسته گرم را در سطح زمین بدنبال دارد (شکل ۲b). در مقابل پرفشارهای حرارتی عمدتاً در عرض‌های بالا و در مناطق با ابرناکی کم و یا در دوره سرد سال در مناطق کوهستانی مرتفع و سرزمینهای سرد برون حاره قابل مشاهده هستند. کمبود انرژی دریافتی، سرمایش و انقباض پائین ترین ترازهای جو را بدنبال دارد که در نهایت با الگوی واگرایی در تراز تحتانی جو همراه می‌گردد. کمبود تابش خورشیدی، ابرناکی کم به همراه تابش طول موج بلند از سطح زمین بیلان انرژی را در این مناطق منفی نموده و پرفشارهای هسته سرد را در این مناطق بوجود می‌آورد (شکل ۲d).

۲-۱-۲. پرفشارها و کم فشارهای دینامیکی

مراکز فشار دینامیکی مراکز فشاری هستند که در ایجاد آنها برخلاف مراکز فشار حرارتی توزیع دمایی در روی کره زمین بعنوان عامل غیر مستقیم دخالت دارد. در حالی که عامل مستقیم و بی واسطه به وجود آورنده آنها جریانات و الگوی گردش جو بر روی کره زمین می‌باشد. نکته ای که اشاره به آن در اینجا لازم به نظر می‌رسد آن است که در دید مرسوم در رابطه با پرفشارها و کم فشارها عموماً این تلقی وجود دارد که مثلاً در مورد کم فشارها در صورت افزایش دما بر روی سطح زمین، سطح زمین گرم شده و به دنبال آن دمای هوای مجاور و ترازهای بالاتر جو گرم شده و در نتیجه هوا گرمتر و سبکتر گردیده و با توجه به محیط اطراف صعود می‌کند که در نهایت موجب کاهش تراکم مولکولهای هوا در سطح و پیدایش کم فشار می‌شود و سازوکاری عکس فرآیند فوق یعنی کاهش دما در یک منطقه (و بر روی سطح زمین) در نهایت موجب افزایش تراکم مولکولی بر روی آن سطح شده و مرکز پرفشاری را در پی خواهد داشت. سازوکار فوق که بر اساس قانون گازهای ایده آل تبیین می‌شود (یعنی دمای هوا با حجم آن نسبت مستقیم و با فشار آن نسبت عکس دارد) تنها برای مراکز فشار دسته اول در تقسیم بندی فوق کاربرد دارد و برای دسته دوم قابل پذیرش نیست.

بدین ترتیب در مراکز فشار حرارتی تنها مولفه 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 کره زمین وجود مراکز فشار (پرفشارها و کم فشارها) را صرفاً نمی‌توان با گرما و مقادیر انرژی دریافتی از خورشید توجیه نمود 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 بر روی سطح کره 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 بر روی خشکی های مناطق جنب حاره در ترازهای میانی تروپوسفر شاهد استقرار پرفشارهای دینامیکی هستیم که اصطلاحاً به «پرفشارهای جنب حاره ای» معروف می باشند. این پرفشارها در فصل تابستان با گرم شدن زمین تنها در ترازهای میانی تروپوسفر مشاهده می شوند و بر روی سطح زمین با کم فشارهایی که ریشه حرارتی دارند جایگزین شده اند (شکل ۱b و ۱c).



شکل ۲. ساختار قائم انواع مراکز فشار به همراه ویژگی حرارتی هسته مرکزی آنها.

بطور کلی مراکز فشار دینامیکی را می توان به ۲ دسته اصلی تقسیم نمود که عبارتند از:

– **مراکز فشار دینامیکی تقریباً دائمی (شبه دائمی):** این مراکز فشار دارای توزیع جغرافیایی مشخص و نسبتاً محدودی می باشند. بدین ترتیب که پرفشارهای دینامیکی تقریباً دائمی در مناطق جنب حاره و کم فشارهای دینامیکی تقریباً دائمی در عرض های جنب قطبی جای گرفته اند. از نمونه های بارز چنین مراکز فشاری می توان به پرفشار آזור و آرام (هاوائی) در حول حوش عرض ۳۰ درجه شمالی و سلولهای پرفشار جنب حاره ای نیمکره جنوبی (ماسکارین، آرام جنوبی) و مراکز کم فشار ایسلند و آلتوشن و کمربند کم فشار نیمکره جنوبی در عرض های جنب قطبی دو نیمکره اشاره نمود (شکل ۱).

– **مراکز فشار دینامیکی مهاجر:** این مراکز فشار در طوقه عرضی از حدود ۴۰ درجه تا قطب در هر نیمکره جابجا می شوند و به دو دسته پرفشارهای مهاجر (آنتی سیکلون) و کم فشارهای مهاجر (سیکلون) تقسیم می شوند. عمر کوتاه و حرکت شرق سو از ویژگی های اصلی آنها محسوب می گردد (شکل ۴). کم فشارهای دینامیکی مهاجر برخلاف کم فشارهای حرارتی در هر دو نیمکره بطور متوسط در هر روز مسافتی حدود ۶۰۰ الی ۱۲۰۰ کیلومتر را به سمت شرق طی می کنند و در قطعات های مختلف خود دما، رطوبت، فشار، ویژگی های باد و بطور کلی توده های هوای متفاوتی را تجربه می نمایند (شکل ۵ و ۶).

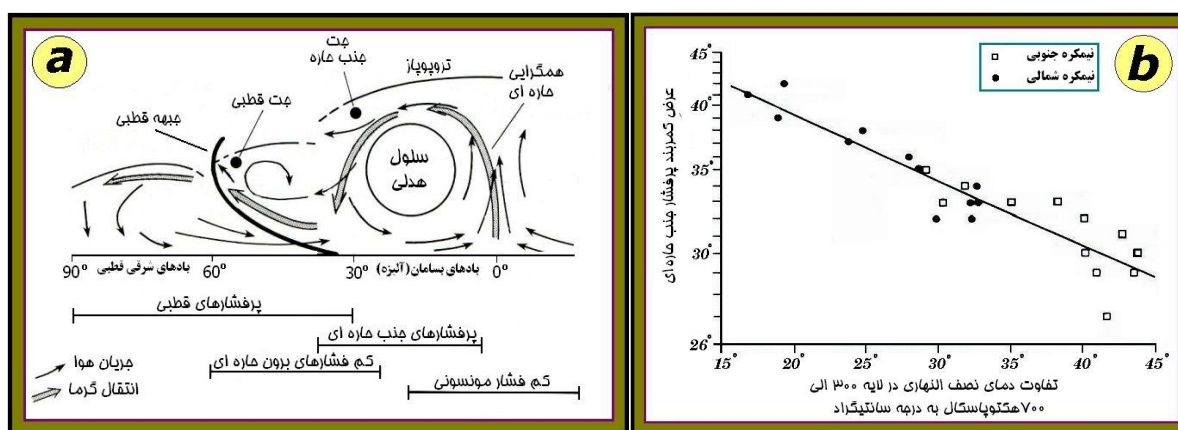
در ادامه سعی بر آن است تا وجه تمایز و ویژگی های هر یک از مراکز فشار دینامیکی فوق با توجه به شرایط حاکم

در سطح زمین و ترازهای میانی و فوقانی تروپوسفر تشریح شود.

۲-۱-۲-۱) مراکز فشار دینامیکی تقریباً دائمی (شبه دائمی)

الف) کم فشارهای دینامیکی تقریباً دائمی جنب قطبی: این کم فشارها از جهت ماهیت جزئی از کم فشارهای دینامیکی مهاجر محسوب می گردند. اما در مناطق جنب قطبی به جهت فراوانی وقوعشان، در نقشه های فشار متوسط بصورت تقریباً دائمی خودنمایی می نمایند [Hordon, 1987]. برخورد جریانات شرق سوی حامل هوای گرم عرضهای پائین با جریانات غرب سوی حامل هوای سرد عرض های قطبی موجب پیدایش بالاترین شیب های دما و فشار در مناطق جنب قطبی می گردد که تشکیل جبهه قطبی و پدیدار شدن جت قطبی را بدنبال دارد. صعود مداوم هوای گرم در زیر جت و بر روی جبهه قطبی موجب همگرایی هوا و کاهش فشار در سطح زمین و پیدایش این کم فشارهای دینامیکی می شود (شکل ۳a). کم فشارهای جنب قطبی نیمکره زمستانی دارای گسترش بیشتر و فشار مرکزی پائین تری نسبت به همتای تابستانی خود هستند. این نکته با مقایسه کم فشارهای ایسلند و آلتوشن در فصول زمستان و تابستان بخوبی مشخص می گردد. نکته دیگر اینکه در نیمکره شمالی گسترش خشکی ها مانع از بهم پیوستن کم فشارهای جنب قطبی و در نتیجه شکل گیری یک کمربند کم فشار همچون نیمکره جنوبی می گردد (شکل ۱a و ۱b).

ب) پرفشارهای جنب حاره ای: شکل ۳a نگرش کلاسیک را در رابطه با نحوه تشکیل پرفشارهای دینامیکی تقریباً دائمی در مناطق جنب حاره ای (حدود ۳۰ درجه عرض جغرافیایی) نشان می دهد. بطوریکه در شکل مشاهده می شود هوای گرم و مرطوب در حول و حوش خط استوا (بطور دقیق تر منطقه همگرا شدن باد های آیزه ی دو نیمکره یا ITCZ) صعود نموده و در ضمن حرکت به سمت قطبین زمین در تروپوسفر فوقانی سرد و سنگین شده و در حول و حوش عرض ۳۰ درجه به یک نزول دائمی تبدیل می شود. نتیجه این نزول دائمی افزایش تراکم مولکولی و چگالی هوا در عرض های جنب حاره ای بخصوص در ترازهای میانی تروپوسفر می باشد که همانطوریکه در شکل ۱ مشاهده شد تشکیل مراکز پرفشار جنب حاره ای را به دنبال دارد. نکاتی که در اینجا ذکر آن لازم بنظر می رسد آنست که:



شکل ۳. شکل ۳a نحوه پیدایش پرفشار های جنب حاره ای کلاسیک بر روی صفحه نصف النهاری [Bryant, 1997]. شکل ۳b ارتباط بین عرض جغرافیایی با استقرار کمربند پرفشار جنب حاره ای در دو نیمکره و تفاوت دمای نصف النهاری بین استوا-قطب در ترازهای ۷۰۰ الی ۳۰۰ هکتوپاسکال در زمستان شمالی [Barry and Carleton, 2001].

الف) در تابستان هر نیمکره بر روی خشکی‌ها در مناطق جنب حاره‌ای در نتیجه گرم شدن قابل توجه خشکی‌ها، این پرفشارها بر روی نقشه‌های سطح زمین مشاهده نمی‌شوند (البته بر روی سطح اقیانوس‌ها قابل مشاهده هستند) و به جای این مراکز پرفشار، کم فشارهایی 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. چرا که حداکثر تراکم مولکولی حاصل از نزول هوا در قسمت میانی تروپوسفر مشاهده می‌گردد در حالی که همانطوری که در بالا اشاره شد ممکن است در سطح زمین مشاهده نشود.

ب) در طی سال با تغییر زاویه تابش خورشیدی بر روی کره زمین منطقه صعود هوا در عرض‌های استوایی (ITCZ) تغییر می‌نماید که متعاقب آن منطقه نزول هوا در عرض‌های جنب حاره‌ای هر نیمکره نیز تغییر پیدا می‌نماید. چنین فرآیندی موجب می‌گردد تا پرفشارهای جنب حاره‌ای در دو نیمکره نسبت به خط استوا موقعیت عرضی متفاوتی را در طی سال تجربه نموده و در محدوده‌ای بین ۲۵ الی ۴۰ درجه در هر نیمکره نوسان داشته باشند. در این میان پرفشارهای جنب حاره‌ای نیمکره زمستانی با توجه به شیب زیاد دمای نصف النهاری، فشرده‌تر شده و به استوا نزدیک‌تر خواهند بود (شکل ۳b). به طور مثال در اواخر بهار و تمامی فصل تابستان نیمکره شمالی، با افزایش شدت تابش خورشیدی در حاشیه شمالی خط استوا، منطقه صعود و همگرایی حاره‌ای (ITCZ) به عرض‌های شمالی‌تر جابجا می‌شود [Schulman, 1973] که نتیجه آن استقرار یک جریان نزولی مداوم در عرض‌های بالاتر از جمله بر روی مدیترانه، خاورمیانه و قسمت اعظم ایران است.

توضیحات فوق نگرش کلاسیک را در رابطه با نحوه شکل‌گیری و ماهیت پرفشارهای جنب حاره‌ای بیان می‌کند. درحالی‌که در متون اقلیمی سالهای اخیر سازوکار تشکیل و تقویت پرفشارهای جنب حاره‌ای بعنوان یکی از موضوعات چالش برانگیز در حوزه اقلیم‌شناسی و علوم جوی در آمده است [Hoskins, 1996; Liu and Wu, 2004; Miyasaka and 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 بر روی شرق اقیانوس‌ها جای گرفته‌اند (پرفشار آزور-آرام) از جهت ماهیت، سازوکار تشکیل و تقویت، متفاوت از پرفشارهایی هستند که در تراز میانی تروپوسفر بر روی شبه جزیره عربستان - ایران و شمال آفریقا و جنوب غرب ایالات متحده استقرار می‌یابند و این دو با پرفشاری که در ماههای تابستانی برفراز فلات تبت در ترازهای فوقانی تروپوسفر مشاهده می‌شود تفاوت دارند [Neyama, 1968; Wu et al., 2003; Liu et al., 2004].

بدین ترتیب می‌توان پرفشارهای جنب حاره‌ای را از جهت علت شکل‌گیری و تراز حداکثر شدت و گسترش آنها به چهار دسته تقسیم نمود:

- ۱- پرفشارهایی که در شاخه نزولی گردش هدلی بواسطه نزول دینامیکی هوای سرد و سنگین در مناطق جنب حاره‌ای هر دو نیمکره شکل می‌گیرند و به جهت حداکثر چگالی هوا در ترازهای میانی تروپوسفر بیشترین نمود را دارند. این پرفشارها ویژگی بارز مناطق جنب حاره‌ای نیمکره زمستانی هستند که بواسطه کاهش دما و سرمایش سطحی در دوره سرد سال تمام نیمرخ قائم تروپوسفر را تا سطح زمین تحت تسلط جریان نزولی خود قرار می‌دهند (شکل ۳a).
- 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 بر روی منطقه شرق مدیترانه تا ترکمنستان استقرار

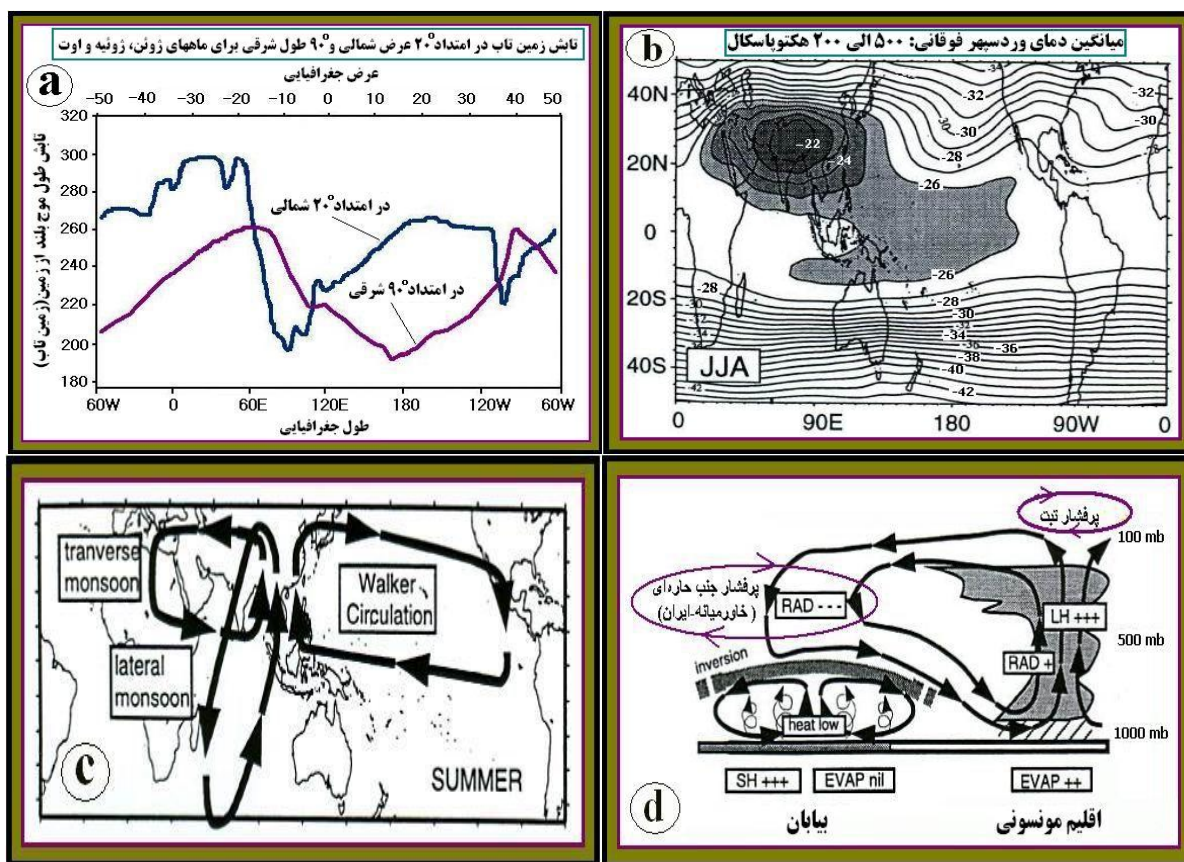
یافته اند، به این نتیجه رسیدند که هوای با دمای پتانسیل بالای منشأ یافته از مونسون هند ضمن نزول دینامیکی در جانب غرب و شمال غربی خود علت اصلی پیدایش این پرفشارهاست (شکل ۴c الی ۴e). هر چند در طی دو دهه گذشته نتایجی مشابه با یافته های پژوهشگران فوق توسط برخی از محققین به دست آمده است [Walker, 1975; Webster, 1994; Yang et al., 1992; Yanai et al., 1992; He et al., 1987]. اما تئوری هاسکینز و رادول در چند سال اخیر چالش بزرگی را در رابطه با ماهیت پرفشارهای جنب حاره ای تابستانه در پی داشته است. نتایج تحقیقات اخیر در رابطه با گردش بزرگ مقیاس تابستانی در مناطق جنب حاره ای حاکی از آنست که در جانب غرب/شمال غرب تمامی مناطق فعال مونسونی نیمکره شمالی، در ترازهای میانی تروپوسفر پرفشارهای جنب حاره ای شکل گرفته اند. محاسبات نشان می دهد که مناطق بیابانی واقع در غرب تمامی این مناطق مونسونی یک سرمایش تابشی خالصی را بویژه در تروپوسفر فوقانی علیرغم گرمایش شدید در تراز پائین جو تجربه می کنند. شکل ۴a این ویژگی را بخوبی نشان می دهد، بطوریکه میزان تابش خروجی بالا در امتداد عرض ۲۰ درجه بر روی مناطق خشک خاورمیانه و شمال آفریقا بیانگر سرمایش تروپوسفر فوقانی و تابش خروجی پائین در جنوب آسیا بیانگر گرمایش نیمه فوقانی تروپوسفر در این مناطق می باشد [Yang et al., 1992].

بدین ترتیب بین مناطق بیابانی بعنوان چاهه گرمایی و مناطق مونسونی بعنوان چشمه گرمایی یک شیب گرمایی قابل ملاحظه در امتداد طولی (مداری) بوجود می آید که در نهایت نزول هوای برخاسته از مونسون را در این مناطق بدنبال دارد (شکل ۴a و ۴d)، [He et al., 1987; Yanai et al., 1992; Yang et al., 1992; Webster, 1994]. نتیجه آنکه عامل اصلی ایجاد پرفشارهای تابستانی در ترازهای میانی تروپوسفر بر روی ایران - عربستان، شمال آفریقا و جنوب غرب آمریکای شمالی نزول دینامیکی هوای با دمای پتانسیل بالا به ترتیب منشأ یافته از مونسون هند، مونسون آفریقا و مونسون آمریکای شمالی در دوره گرم سال می باشد (شکل ۴c الی ۴e) [Hoskins, 1996; Rodwell and Hoskins, 1996].

[Chen et al., 2001; Liu and Wu, 2004; Miyasaka and Nakamura, 2004; Ziv et al., 2004]

۳- پرفشارهایی که در بالای یک منبع گرمای ارتفاع یافته و در نتیجه وجود حجم قابل ملاحظه منابع گرمایش دیاباتیکی (در رو) و آدیاباتیکی (بی در رو) در تروپوسفر فوقانی شکل می گیرند. در دوره گرم سال بواسطه جذب مقادیر قابل ملاحظه انرژی خورشیدی، دما در سطح فلات مرتفع تبت از دمای میانگین جو آزاد در همان ارتفاع بیشتر است. بطوریکه ناهنجاری دما در سطح فلات به بیش از ۴ درجه سانتیگراد و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال به حداکثر خود یعنی حدود ۶/۵ درجه سانتیگراد می رسد. این ناهنجاری دمایی بالاترین ناهنجاری در کل کره زمین در این ارتفاع محسوب می گردد (شکل ۴b)، [Flohn, 1957; Neyama, 1968; Murakami, 1986]. در واقع فلات تبت بعنوان یک «منبع گرمای محسوس» در تروپوسفر میانی عمل میکند و بخاطر ارتفاع زیاد فلات، گرما مستقیماً به تروپوسفر میانی اضافه شده و موجب گرمایش نیمه فوقانی جرم جو می شود [Gao et al., 1981; Yeh, 1981; 1982; Yanai et al., 1992; Webster et al., 1998]. در نهایت گرمایش موجب پیدایش گردش سیکلونی و کم فشار حرارتی در سطح فلات و گردش آنتی سیکلونی و پرفشار هسته گرم در تروپوسفر فوقانی می گردد (شکل ۴d)، [Yeh et al., 1981; 1982; Gao et al., 1981; Murakami, 1986]. در واقع گرمایش نیمه فوقانی تروپوسفر بر روی فلات تبت ضمن ایجاد پرفشار هسته گرم، شیب دما و فشار نصف النهاری را در قطاع آسیای جنوبی - اقیانوس هند معکوس نموده، که همین امر موجب تضعیف شدید گردش هدلی و معکوس شدن گردش نصف النهاری و آغاز مونسون جنوب شرق آسیا در فصل بهار شمالی می شود (شکل ۴c). با استقرار مونسون در شرق آسیا و هند و در نتیجه آزاد شدن

گرمای نهان حاصل از تبخیر در شمال شبه قاره هند، پرفشارتبت علاوه بر ذخیره گرمای محسوس سطح فلات، از گرمای نهان آزاد شده از مونسون نیز بهره مند گردیده و به حداکثر گسترش خود می رسد [Koteswaram,1958; Flohn,1957; Krishnamurti et al.,1973; Yanai et al.,1992;Li and Yanai,1996]

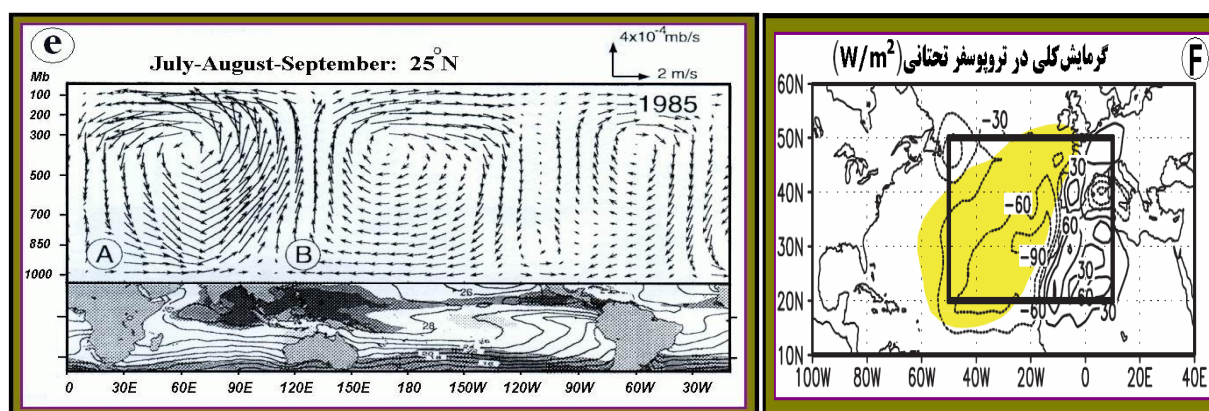


۴. شکل ۴a میزان تابش طول موج بلند خروجی به وات بر مترمربع در امتداد عرض ۲۰ درجه شمالی و طول ۹۰ درجه شرقی. شکل ۴b متوسط دمای تروپوسفر فوقانی در تابستان نیمکره شمالی برای یکدوره ۱۵ ساله (۱۹۹۲-۱۹۷۹). مناطق دارای سایه دمای متوسط بالاتر (گرمتر) از ۲۵- درجه را تجربه می کنند [Li and Yanai,1996; Webster et al.,1998]. شکل ۴c سه مؤلفه اصلی گردش مونسون تابستانی. با توجه به شکل، گردش بزرگ مقیاس بر روی صفحه مداری موسوم به گردش Transverse عاملی برای شکل گیری یا تقویت پرفشارهای جنب حاره ای تابستانه بر روی خاورمیانه و شمال شرق آفریقا محسوب می شود [Meehl, 2003]. شکل ۴d گرمایش حاصل از فلات تبت و مونسون. این گرمایش ضمن ایجاد پرفشار تبت در تروپوسفر فوقانی، تشکیل پرفشار جنب حاره ای در جانب غربی مونسون هند و تقویت کم فشار های حرارتی در خاورمیانه را بدنبال دارد. مستطیل ها میزان گرمایش یا سرمایش مسلط را نشان می دهند. حروف SH, RAD, LH و EVAP به ترتیب گرمایش محسوس، نهان، تابشی و تبخیر را بیان میکنند [Webster et al.,1998].

۴- پرفشارهایی که بواسطه سرمایش تابشی حاصل از خروج طول موج بلند زمینی در شرق اقیانوس ها و گرمایش محسوس بالا بر روی خشکیها در غرب قاره ها یا بطور کلی عدم تقارن حرارتی مداری بین خشکی و دریا و

پسخورهای حاصل از آن (از جمله تقویت جریانهای سرد اقیانوسی) در دوره گرم سال در ترازهای پایینی جو در جانب شرقی اقیانوسها شکل می گیرند [Hoskins, 1996; Liu et al., 2004; Nakamura and Miyasaka, 2005]. در این رابطه در مناطق جنب حاره نیمکره شمالی افزایش انرژی دریافتی ناشی از شدت بالای تابش خورشیدی در دوره گرم سال، نقش عوامل حرارتی و ترمودینامیکی مقیاس منطقه ای را بارز و آشکار ساخته، در حالیکه نقش عوامل بزرگ مقیاس همچون گردش هدلی را در ایجاد و تقویت پرفشارهای جنب حاره ای شمالی به حداقل می رساند. در چنین شرایطی پرفشارهای معروفی همچون آزور و آرام (هاوایی) که در نگرش کلاسیک در تمام طول سال بواسطه نزول دینامیکی در جانب قطب سوی گردش هدلی شکل می گیرند در تابستان شمالی در نتیجه عدم تقارن حرارتی مداری تنها در ترازهای تحتانی تروپوسفر گسترش می یابند. بدین ترتیب ماهیت تابستانی این پرفشارها با ماهیت زمستانی آنها تفاوت عمده ای پیدا می کند. پسخورهای حاصل از گرمایش متفاوت مناطق جنب حاره ای در امتداد مداری ضمن افزایش شیب دمایی بین خشکی و اقیانوس در ترازهای تحتانی تروپوسفر در نهایت موجب سرمایه گذاری جو تحتانی و پیدایش یک «چاهه انرژی» در شرق اقیانوس ها می شود که نزول هوا را در این مناطق بدنبال دارد (شکل ۴ف).

[Hoskins, 1996; Chen et al., 2001; Liu and Wu, 2004; Miyasaka and Nakamura, 2004; Nakamura and Miyasaka, 2005]



ادامه شکل ۴. (شکل ۴e و ۴f).

شکل ۴e گردش بزرگ مقیاس در یک نیمرخ قائم در تابستان در امتداد مدار ۲۵ درجه شمالی. شاخه نزولی این گردش در امتداد مداری بر 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-شمالغرب آفریقا. با توجه به شکل گرمایش کلی در تروپوسفر تحتانی بر شرق اقیانوس اطلس منفی و بر شمالغرب آفریقا مثبت است نتیجه این ویژگی عدم تقارن حرارتی مداری و شکل گیری و تقویت پرفشار در شرق اقیانوس اطلس می باشد (Nakamura and Miyasaka, 2005).

بدین ترتیب ویژگی اقلیمی غالب در مناطق جنب حاره نیمکره شمالی در فصل تابستان، گرمایش بر روی قاره ها و سرمایه گذاری بر روی اقیانوس ها است [Wu and Liu, 2003]. در چنین شرایطی در تروپوسفر فوقانی گردش آنتی سیکلونی بر روی قاره ها و گردش سیکلونی بر روی اقیانوس های جانب شرق و غرب آنها و در تروپوسفر تحتانی گردش سیکلونی بر روی قاره ها و گردش آنتی سیکلونی بر روی اقیانوس های دو طرف آنها تسلط دارد [Liu and

[Wu, 2004]. با توجه به بحث بالا پرفشارهای جنب حاره ای تابستانه در نیمکره شمالی عمدتاً از الگوی گردش مداری (جریان از شرق به غرب) و منطقه ای جهت شکل گیری و تقویت خود بهره می برند درحالی که علت غالب در ایجاد پرفشارهای جنب حاره ای نیمکره زمستانی نزول دینامیکی هوا در جانب قطب سوی سلول هدلی بر روی صفحه نصف النهاری می باشد.

ادامه در شماره بعد.

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. Flohn, 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. Amr. Met. Soc.*, Vol. 62, No. 1, pp. 31-35.
10. Hoinka, K., and M. Castro, 2003, The Iberian peninsula thermal low, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 129, pp. 1491-1511.
11. Hordon, 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. Amr. 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. Amr. 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. 327-339.

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 Summertime 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. 319-351.
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. Amr. 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.