نظریه‌های نو در ژنز آب و هوای موسمی

دکتر محمد نجارسلیقه

استادیار جغرافیا، دانشگاه سیستان و بلوچستان

چکیده

در بعضی از نقاط سیاره زمین، عواملی سبب می‌شود که شرایط آب و هوایی از گردش عمومی جو پیروی ننماید. در این نواحی رشته تغییرات معمول سالیانه به هم می‌خورد. در جنوب شرق آسیا، در شرایط معمول، در تابستان بر اثر عقب‌نشینی بادهای غربی، مرکز پرفشار جنب حاره‌ای به طرف شمال حرکت کرده و جایگزین آن می‌شود؛ اما به علت اوضاع خاص جغرافیایی از قبیل وجود رشته کوه عظیم هیمالیا در امتداد مداری و همجواری خشکی وسیع با آبهای گستردهٔ اقیانوسهای کبیر و هند و عوامل دینامیک دیگر، گردش هوا تغییرات محسوسی نسبت به نواحی دیگر دارد. در این منطقه در فصل گرم بادهای گرم و مرطوب جنوب غربی سیطره دارند. این بادهای مرطوب جنوب غربی، در تابستانها مناطقی از کشور ما را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد.

تاکنون نظر غالب در مورد تشکیل این بادها، عکس‌العمل متفاوت دریا و خشکی را نسبت به انرژی خورشیدی می‌دانسته‌اند؛ اما اخیراً برخی دانشمندان هواشناس و اقلیم‌شناس، نظریات جدیدی در این باره ابراز داشته‌اند. این نظریات بر آزادسازی گرمای نهان بخار آب، واگرایی در رود باد شرقی ترپوسفر بالایی، جهت‌گیری ناهمواریهای هیمالیا از غرب به شرق و بالاخره گرمایش سطح زمین فلات تبت و شکل‌گیری کم‌فشار عمیق پاکستان تکیه دارد. از آنجا که بر اساس نظریات جدید، نفوذ سیستم‌های مرسمی به جنوب

شرق کشور بهتر قابل تجزیه و تحلیل است و بر اساس آن پیش‌بینی‌های اقلیمی دقیقتر انجام خواهد شد، لذا این نظریات در این مقاله مورد ارزیابی قرار می‌گیرد و نقش عوامل منطقه‌ای در کنار عوامل اصلی سینوپتیکی بررسی می‌شود.

واژه های کلیدی: رژیم موسمی، تروپسفر، بادهای سیاره‌ای، رودباد.

مقدمه

رژیم موسمی یکی از بی‌نظیرترین انواع آب و هواها در سطح کره زمین به حساب می‌آید. اثر آب و هوایی این رژیم از ۸ درجه بالای خط استوا تا حدود عرض ۴۰ درجه شمالی در آسیا مشاهده می‌شود. بخش وسیعی از نواحی پرجمعیت جهان تحت تأثیر این رژیم واقع می‌شود. بخشی از ناحیهٔ جنوب شرق کشور ما نیز در فصل تابستان تحت تأثیر این رژیم قرار می‌گیرد.(۱) اثر این رژیم در بارشهای نصل گرم کشورمان انگیزه اصلی بررسی رژیم موسمی هندوستان شد. تاکنون در مورد مکانیزم تشکیل چنین رژیمی اظهار نظرهای متفاوتی شده است؛ اما اخیراً نظریات جدیدی در این مورد ارایه گردیده است که بر پنج اصل استوار است این پنج اصل عبارتند از:

۱- تأثیر همگرایی و انتقال گرمای نهان بخار آب ۲- تأثیر جابجایی بادهای سیاره‌ای ۳- گردش در تروپسفر ۴- نقش فلات تبت ۵- اثر ناموارها.

بر اساس این نظریات، تبیین رژیم موسمی باگذشته تفاوت نموده و تشریح مکانیزمی که تحت تأثیر آن مکانیزم، بادهای مرطوب اقیانوس هند و خلیج بنگال به جنوب شرق کشور نفوذ می‌کنند.

نظریه های نو در رژیم موسمی

اولین کسانی که به سیستم بادهای متغیر موسمی توجه نمودند، بازرگانانی بودند که بر روی

اقیانوس هند مسافرت می‌کردند. تغییر جهت بادها در فصول مختلف سال، باعث شده بود که بتوانند حداکثر استفاده را از آنها بنمایند.(۲) مطالعات کلاسیک پیرامون موسمی‌ها، از نیمهٔ دوم قرن هفدهم با اظهارات ادموند هالی* آغاز شد.(۲) این مطالعه از آغاز تاکنون به سه گروه قابل تقسیم است:

الف – گروه اول:

در سال ۱۶۸۶، ادموند هالی ــ منجم انگلیسی ــ بیان کرد که تفاوت در گرمایش خشکی و اقیانوس، علت اصلی شکل‌گیری بادهای موسمی است. گرادیانهای حرارتی که در اثر متفاوت بودن مدت لازم برای عکس‌العمل آب و خشکی نسبت به تابش خورشید به وجود می‌آید، منجر به ایجاد بادهایی می‌شوند که در تابستان نیمکرهٔ شمالی، از دریا به خشکی و در زمستان، از خشکی به دریا می‌وزند. دیدگاه وی سالها بر تفکرات اقلیم‌شناسان و هواشناسان سنگینی می‌کرد. تئوری موراکامی** در ۱۹۷۰، مرحله اوج این دیدگاه است. وی بر اساس دیده‌بانیهای ابرناکی، بارش و تابش، استدلال نمود که جریانهای موسمی به نسیم دریا می‌ماند؛ اما به سبب پوشیده شدن ناحیه وسیعی از جنوب آسیا به وسیله این نوع جریانها، نمی‌توان دینامیک معمولی نسیم دریا را بر آن پیاده کرد و باید مقیاس این نوع جریانها را بزرگتر کرد. وی تأکید فراوانی بر اهمیت اقیانوس از جهت فراهم نمودن گرمای نهان و اهمیت خشکی به لحاظ توازن حرارتی و دمای زیاد آن داشت.(۴)

کاتایاما*** در ۱۹۶۴، بر اساس مقایسه مقدار مجموع حرارت تروپسفر در روی سه ناحیه شبه جزیره عربستان، مرکز دریای عرب و دره گنگ در شمال شرق هند، در زمان موسمی تابستانی متوجه شد که شبه جزیره عربستان با داشتن صحرای وسیع، تابش زیاد داشته و دارای گرمایش

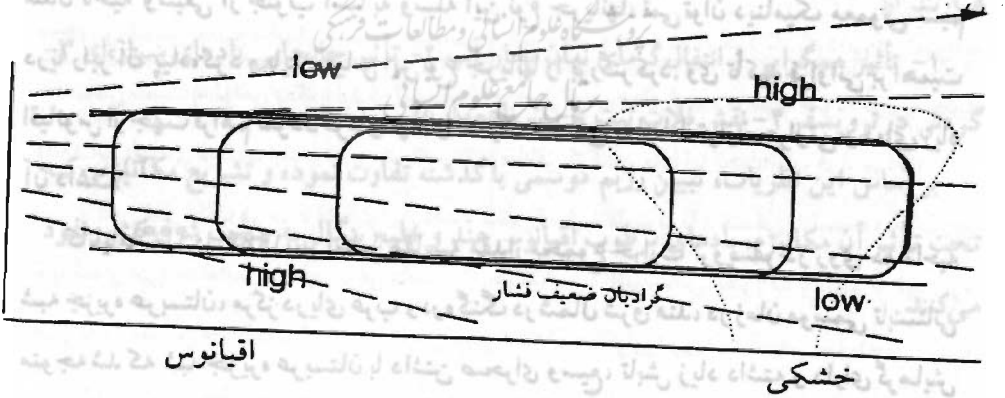
---

* Halley

** Morakamy

*** Katayama

پایین است؛ در حالی که دره گنگ، که یک ناحیه فعال موسمی است، توسط عوامل همگرایی کنترل می‌شود و بودجه گرمایی بیشتری دارد و ناحیه اقیانوسی دارای شرایط بینابینی است. لذا اختلاف دما بین کوههای هیمالیا و خط استوا به وجود می‌آید که عامل تشکیل موسمی‌ها است.(۵) در این گروه، تئوری موراکامی بیش از بقیه مورد توجه قرار گرفته است. بر اساس این تئوری، خورشید سطح زمین را گرم می‌کند؛ افزایش تدریجی دمای خاک منجر به افزایش افت دمای آدیاباتیکی خاک خشک می‌شود؛ این تحول باعث تشکیل و تشدید آرام و آهسته یک کم فشار حرارتی می‌گردد؛ هوای مرطوب اقیانوسی شروع به همگرایی بر روی ناحیه کم‌فشار حرارتی کرده، بر روی خشکی ناپایداری شرطی رشد کرده و همرفت مرطوب شروع می‌شود؛ بارندگی و گرم شدن جو و شکل‌گیری پرفشار تبت و زبانه کم‌فشار موسمی و سلول هدلی، به ترتیب وتابع بعدی هستند؛ به علت انتقال انرژی جنبشی، حرکتهای نصف‌النهاری به حرکات مداری تبدیل شده وجت شرقی حارهای واقع در ترازهای زیرین شکل می‌گیرد. از بسیاری جهات مدل بزرگ مقیاس موسمی موراکامی شبیه یک نسیم دریایی خیلی بزرگ با مقیاس ۶۰۰۰ کیلومتر است.(۶)(شکل ۱)



شکل ۱: انتقال رطوبت از دریا به خشکی (سلول هدلی به صورت مداری درآمده است).

ب – گروه دوم:

مدل ساده نسیم دریا و خشکی با انتقاداتی به شرح زیر مواجه است:

۱- آغاز بادهای موسمی، منطبق با زمان حداکثر دما، که در ماه مه در سراسر هندوستان اتفاق می‌افتد، نیست.

۲- به آسانی نمی‌توان تعیین کرد که اگر اختلاف دما بین خشکی و دریا وجود نمی‌داشت، جریانهای جنوب غربی تا چه مسافتی به سوی شمال نفوذ می‌کردند.

۳- دینامیک جریانهای بسیار گسترده رژیم موسمی را نمی‌توان با مکانیسم بسیار محدود نسیم دریا و خشکی تبیین کرد.

اگر چه هیچ یک از انتقادهای بالا به تنهایی نمی‌تواند نظریه حرارتی ایجاد گردش موسمی را رد کند؛ امّا مجموعه آنها محدودیتهای شدید و جدی بر نظریه حرارتی نسیم دریا، به عنوان مهمترین عامل توجیه‌کننده رژیم موسمی جنوب غربی، وارد می‌کند.(۷) به همین دلیل، دیدگاه دیگری که در ۱۹۶۸ مورد توجه قرار گرفت، دیدگاه رمیج* تحت عنوان: "جابجایی بادهای سیاره‌ای" بود.(۸) در سال ۱۷۳۵، جورج هدلی** با دخالت دادن اثر نیروی کوریولیس بر جریانهای جوی، تغییراتی در دیدگاههای دانشمندان معتقد به اختلاف دمای خشکی و دریا بوجود آورد.(۹) متعاقب آن در سال ۱۹۰۸ هان*** نیز معیارهایی برای تعیین مناطق موسمی ارائه داد. نظر وی بر فرکانس تغییر جهت باد در ژانویه و جولای متمرکز بود و مناطقی را موسمی نامید که تغییر جهت جریانهای هوا در طی سال تا ۱۸۰ درجه باشد.(۱۰)

بر اساس نظریات این گروه از محققین، جریان هوا از پرفشار ماسکارین در نیمکره جنوبی آغاز شده و به سمت استوا حرکت می‌کند.

این جریان در مسیر خود، با بادهای تجارتی شرقی نیمکره جنوبی یکی شده، جهت جنوب شرقی پیدا می‌کند و بعد از عبور از خط استوا، تغییر جهت داده و جنوب غربی می‌شود و به سمت منطقه کم‌فشار همگرایی حاره‌ای حرکت می‌نماید. منطقه همگرایی حاره‌ای در فصول موسمی، بر کم‌فشار حرارتی پاکستان منطبق گشته و تقویت شده است. کم‌فشار مزبور دارای حرکت چرخندی

---

* Ramage

** Hadley

*** Hann

است و لذا جریانهای جنوب غربی، ز غرب هند وارد شده و با یک چرخش بزرگ به کوههای هیمالیا می‌رسد.(شکل ۲)

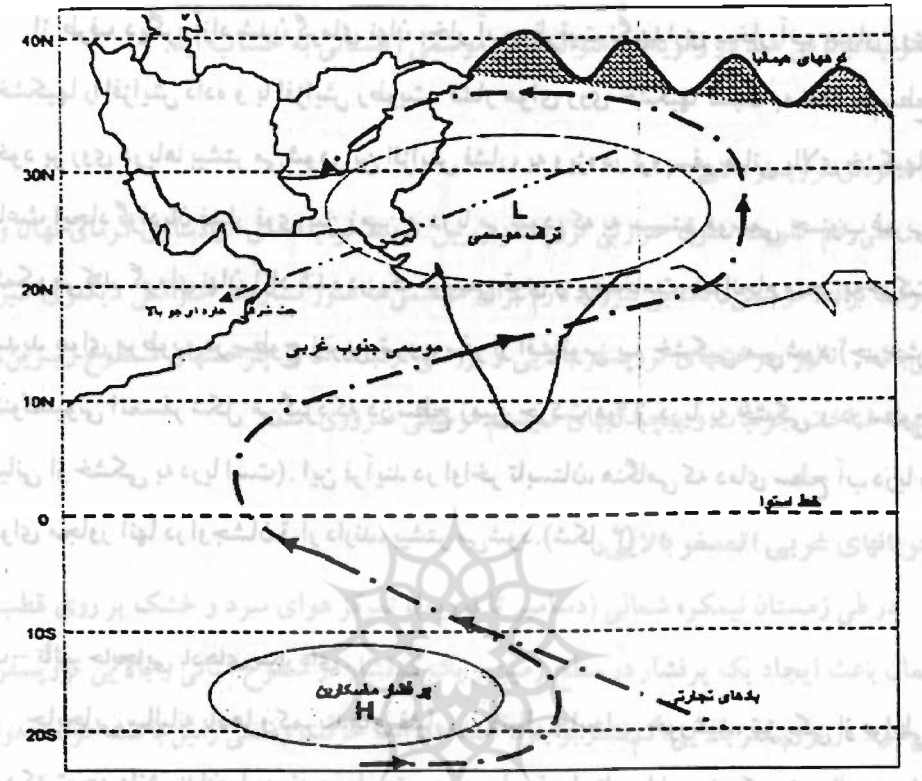
در نگرش گروه دوم، سیستم گردش موسمی، بخشی از سیستم گردش عمومی جو محسوب می‌شود و جریان موسمی جنوب غربی در سلول هدلی جای می‌گیرد. اظهارات برخی حاکی از معکوس شدن سلول هدلی بر روی اقیانوس هند، هنگام آغاز موسمی می‌باشد. پاسخ این سؤال که آیا واقعاً سلول هدلی به هنگام رژیم موسمی تابستانی در ناحیه جنوب قاره آسیا معکوس می‌شود، باید کاملاً منفی باشد؛ زیرا تاکنون منبع بادهای موسمی جنوب غربی کاملاً مشخص نشده و نیز سرنوشت هوا پس از صعود در توفانهای موسمی شناخته نگردیده است.(۱۱)

ج- گروه سوم:

عده‌ای از اقلیم‌شناسان و هواشناسان آمریکایی در اواخر دههٔ پنجاه، به تبیین دیگری از موسمی دست زدند. آنها دریافتند که رژیم موسمی هندوستان از پیچیدگی خاصی برخوردار بوده و چندین عامل اقلیمی در منطقه، با مشارکت یکدیگر، باعث بوجود آمدن این رژیم می‌شود. اصول اصلی این دیدگاه به شرح زیر مورد بررسی قرار می‌گیرد:

الف- تأثیر همگرایی و انتقال گرمای نهان بخار آب

فرآیندهای رطوبتی انمسفر، بویژه گرمای نهان آزاد شده از عمل تراکم، عامل بسیار قوی در ریزشهای موسمی به‌حساب می‌آید. هوای گرم منطقه استوایی از روی دریاهای گرم جنوب اقیانوس هند عبور نموده و توسط جذب بخار آب، مقدار زیادی انرژی از لایه‌های سطحی اقیانوس وارد این جریانات می‌شود. هنگامی که آب مایع به صورت بخار درمی‌آید، انرژی حرارتی فراوانی را به صورت نهان با خود همراه می‌کند. در این تبدیل فیزیکی آب، دمای آب تغییری نداشته و دارای همان دمای لایه‌های سطحی اقیانوس می‌باشند. به این صورت حرارت در بخار آب ذخیره می‌شود. این گرمای نهان بخار آب، به همراه انتقال بخار آب، به درون اتمسفر نواحی خشک منتقل می‌شود.



شکل شماره ۲: مسیر حرکت جریانهای جوی در طی موسمی تابستانی.(اقتباس از منبع ۱۱)

فرآیند تراکم و بارش به هنگام موسمی تابستانی بر روی قاره‌ها، باعث آزاد شدن گرمای ذخیره‌شده در بخار آب، به صورت گرمای قابل حس، می‌شود. این عمل افزایش دمای هوا را به دنبال دارد. با افزایش دمای هوا در روی خشکیها، سیستم موسمی جنوب غربی بیش از پیش فعال شده، ناپایداری بیشتری در اتمسفر اتفاق می‌افتد (هوای گرمتر سریعتر صعود می‌کند). به علاوه، همچنانکه هوا دستخوش صعود می‌شود، بیشتر سرد شده و عمل تراکم و در نهایت آزادسازی گرمای نهان تشدید می‌گردد. مجموعه عوامل فوق باعث تقویت کل سیستم موسمی و تشدید صعود می‌شود.

از طرف دیگر، آزاد شدن گرمای نهان بخار آب، ظرفیت نگهداری بخار آب هوای روی خشکیها را افزایش داده و با افزایش رطوبت، فشار هوای روی خشکیها نسبت به نقاط هم‌سطح خود بر روی دریاها بیشتر می‌شود. این افزایش فشار، به ویژه در تروپسفر میانی بالای خشکیها، باعث ایجاد گرادیان فشار قوی بین زمین و دریا می‌شود، که به سیستم موسمی جنوب غربی کمک می‌کند. گرمای نهان آزاد شده در یک موسمی قوی و پرضخامت، سرانجام منجر به حرکت شدید هوای مرطوب در سطوح زیرین تروپوسفر از اقیانوس به خشکی می‌شود (چرخش کنوکسیونی اتمسفر شکل می‌گیرد که در سطح زمین حرکت هوا از دریا به خشکی و در سطوح میانی از خشکی به دریا است). این فرآیند در اواخر تابستان، هنگامی که دمای سطح آب دریا و هوای مجاور آنها در اوجشان قرار دارند، بیشتر می‌شود. (شکل ۳)

ب- تأثیر جابجایی بادهای سیاره‌ای

جابجایی سالیانه بادها و کمربندهای فشار، به دنبال جابجایی خورشید، نیز یکی از عواملی بود که توجه دانشمندان را به خود جلب نمود. در طی فصل تابستان در نیمکره شمالی، تمام کمربندهای جریانهای هوا (بادها) به سمت شمال جابجا می‌شوند. در حالی که در فصل زمستان همه آنها به سمت جنوب نقل مکان می‌نمایند. این جابجایی در بدو امر در موقعیت ITCZ اثر می‌گذارد؛ این منطقه یک منطقه کم‌فشار است که بادهای دو نیمکره همگرا می شوند. ITCZ در ماه جولای به سمت شمال آمده، در ۲۵ درجه شمالی قرار می‌گیرد که به عنوان تراف موسمی شناخته می‌شود.

در تابستان، حاشیه پایینی ترف موسمی در طول دره گنگ، از بنگال در جنوب شرق تا پنجاب در شمال غرب، قرار می‌گیرد. به این صورت، همانند سلول مستقیم حرارتی، همگرایی سطح زمینی در تراف موسمی، می‌تواند به عنوان عامل حرکت تابستانی تلقی گردد و در روی

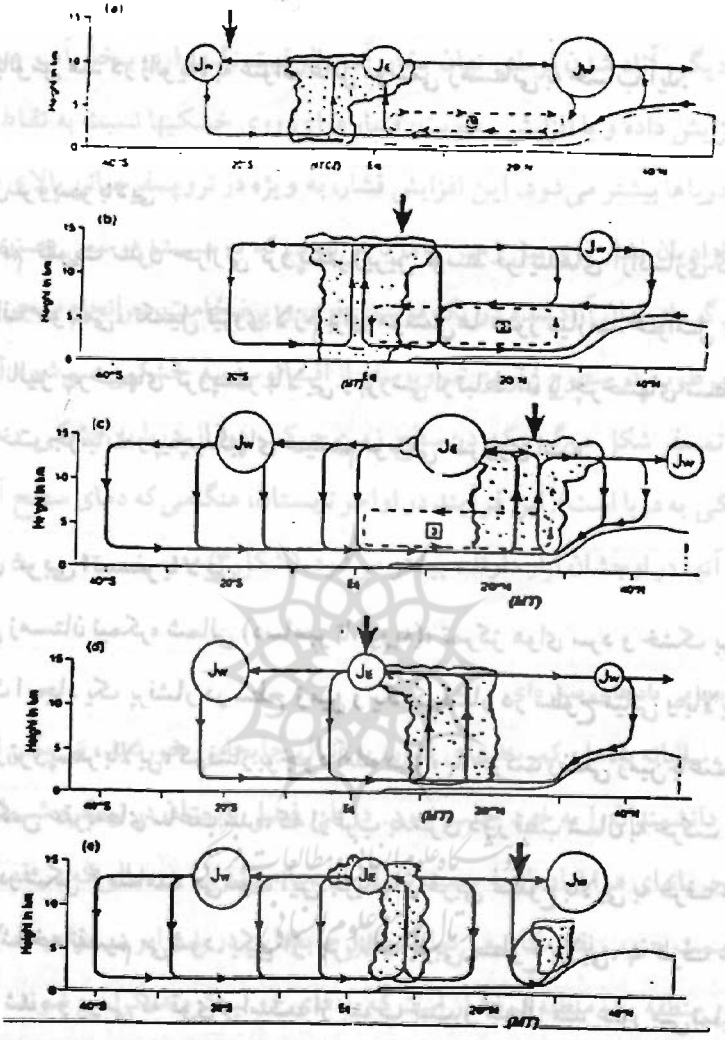
جنوب اقیانوس هند در ژانویه، به عنوان عامل موسمی زمستانی به حساب آید.

ج - گردش تروپسفر بالایی

علی‌رغم تقویت سلول حرارتی تروپسفر زیرین توسط فرآیندهای آزادسازی گرمای نهان و حرکت تراف موسمی، تکمیل نیروی لازم برای موسمی‌ها هنوز نیازمند عوامل دیگری نیز می‌باشد. آنالیز چرخشهای تروپسفر بالایی و بررسی ارتباط آن با چرخشهای سطوح زیرین، جهت شناخت جزئیات و پیچیدگیهای سیستم موسمی ضروری است.

جریانهای غربی اتمسفر بالایی

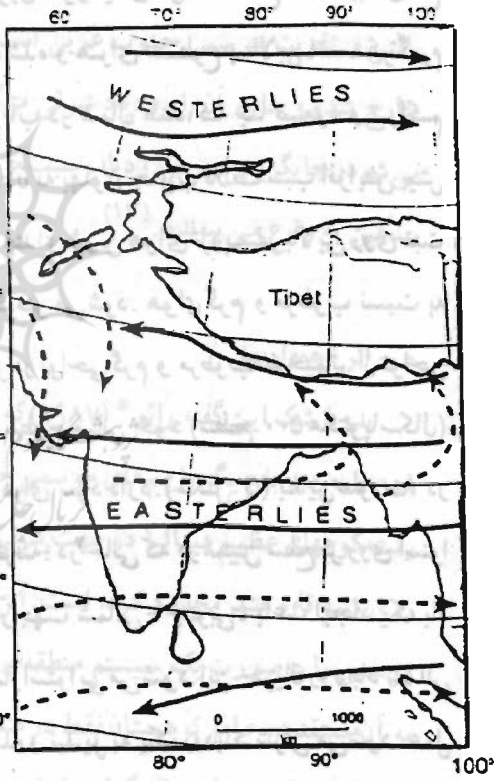
در طی زمستان نیمکره شمالی (دسامبر تا فوریه)، تمرکز هوای سرد و خشک بر روی قطب شمال باعث ایجاد یک پرفشار در سطح زمین و یک کم‌فشار در سطوح میانی و بالایی تروپسفر می‌شود. در تروپسفر بالایی، کم‌فشار بوجود آمده همراه با حرکت وضعی زمین باعث حرکت هوا در جهت عکس عقربه‌های ساعت شده، که از غرب به شرق دور قطب شمال به حرکت درمی آیند. همچنانکه در شکل ۴ مشاهده می‌شود، این جریانهای غربی سطوح بالایی به طرف شمال فلات تبت به دو شاخه تقسیم می‌شود. یکی از جریانات غربی سطوح بالایی، به صرف شمال فلات تبت منتقل شده و دومی که قوی‌تر است، از جنوب تبت و شمال هند عبور می‌نماید. جریان جنوبی در هسته مرکزی‌اش، دارای سرعت زیادی به صورت رودباد است که به نام رودباد غربی جنب حاره‌ای نام‌گرفته است. ویژگی اصلی رودباد غربی بالایی، فرونشینی هوادر حاشیه شمالی آن می‌باشد.



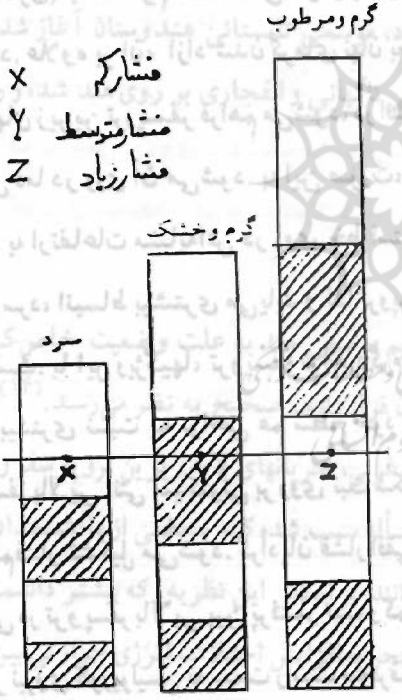
شکل شماره ۳. حرکت عمودی و جهت شمالی - جنوبی چرخش موسمی، از تبت به جنوب اقیانوس هند و استوا. (JW)رودباد غربی که به سمت خارج از صفحه حرکت می‌کند.(JE) رودباد شرقی که به درون صفحه حرکت می‌کند ۵ نوع موسمی در این شکل دیده می‌شود: (a) موسمی زمستانی از دسامبر تا فوریه؛ (b) بازگشت موسمی سپتامبر تا اکتبر؛ (c) توقف موسمی ژوئن تا آگوست؛ (d) بازگشت موسمی سپتامبر تا اکتبر؛(e) توقف موسمی ژوئن تا آگوست. سلولهای حرارتی تروپوسفر زیرین با خطوط مقطع در ارتباط با کل چرخش عمومی جو قابل مشاهده است. ۱- سلول حرارتی زمستانی ۲-گسترش سلول حرارتی تابستانی ۳-سلول حرارتی تابستانه. فلشهای عمودی نشانهٔ محل تابش عمودی خورشید است.(اقتباس از منبع ۳)

جریانهای شرقی اتمسفر بالایی

در طی اواخر ماه می و اوایل ژوئن، گرمایش شدید نیمکره شمالی سبب تضعیف جریانهای غربی تروپسفر بالایی می‌شود و شاخه جنوبی آن به صورت متناوب قابل مشاهده است. شکل‌گیری تراف موسمی با همگرایی قوی که در آن وجود دارد، تضعیف هر چه بیشتر جریانهای غربی جنوب تبت را باعث می‌شود. مهمتر از آن، گرمای شدید تابستانی فلات تبت، سرانجام باعث ایجاد بادهای شرقی جو بالای هند می‌شود. این جریانهای شرقی بالایی، دارای هسته رودباد قوی در مرکزشان هستند. واگرایی موجود در جریانهای شرقی سبب صعود هوای لایه‌های زیرین می‌شود. با این عمل، رودباد شرقی به فعال شدن کامل موسمی جنوب غربی کمک می‌کند.(۱۲)



شکل شماره ۴: چرخش هوا در تابستان: خطوط پررنگ جریان هوا را در ۶ کیلومتری و خطوط منقطع در ۶۰۰ هکتوپاسکالی نشان می‌دهد. (اقتباس از منبع ۱۳)



شکل شماره ۵: در سطوح میانی تروپسفر، فشار هوا در هوای گرم و مرطوب بیشتر از فشار هوا در هوای سرد می‌باشد. (نقاط Z,Y,X را مقایسه کنید)

د – نقش فلات تبت

دانشمندان معاصر توجه ویژه‌ای به نقش فلات تبت در رژیم موسمی دارند. فلات تبت در توسعه رودباد شرقی بسیار مؤثر است. این رودباد، ماشه حرکت سیستم موسمی هندوستان را برای اولین بار در ابتدای چرخش موسمی کشیده و موسمی آغاز می‌شود. در سال ۱۹۵۶ دکترکواتسوارام* اظهار داشت که گرمایش تابستانی فلات تبت، مهمترین فاکتور در چرخش موسمی می‌باشد. درطی ماههای تابستان، فلات تبت به عنوان منبع گرمای محسوس و نیرومند سطوح بالایی اتمسفر عمل می‌کند. جذب شدید انرژی خورشیدی توسط سطح فلات (با ارتفاع ۴ کیلومتری) باعث گرم شدن کافی هوای بالای آن شده و هوای سطوح بالایی اتمسفر گرم می‌شود. علاوه بر آن، آزاد شدن گرمای نهان بخار آب در شمال هند، که با صعود و تراکم جریانهای زیرین تروپسفر فراهم می‌شود، در انتقال آن به پهلوی جنوب فلات سبب افزایش بیش از پیش دما در روی آن می‌شود. به این صورت، در ابتدای ژوئن هوای تروپسفر بالایی روی تبت نسبت به ارتفاعات مشابه‌اش در روی خط استوا گرمتر می‌شود. هوای گرم و مرطوب نسبت به هوای سرد، انبساط بیشتری می‌یابد و لذا تروپسفر در نواحی گرم و مرطوب ضخیم‌تر از نواحی سرد است. با این ویژگیها، تروپسفر نواحی گرم در سطوح میانی خود (سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) فشار بیشتری نسبت به نواحی هم سطح خود در هوای سرد دارد.(شکل ۵) بدین‌صورت، در تروپسفر بالایی آنتی سیکلونی بر روی تبت شکل گرفته؛ در حالی که در همین سطح بر روی استوا یک کم‌فشار تشکیل می‌شود. گرادیان فشار افقی در جهت شمالی - جنوبی، باعث ایجاد یک باد شمالی در تروپسفر بالایی بین پرفشار تبت و کم‌فشار استوایی می‌شود. این جریان رود باد شمالی در اثر نیروی کوریولیس به سمت راست منحرف شده و تبدیل به یک رودباد شرقی می‌شود. عمل رودبادشرقی شبیه یک سیستم بالابرنده هوای سطوح زیرین تروپسفر می‌باشد که به صعود هوای

* Dr.P.Koteswaram

سطح زمینی کمک می‌نماید. چنانچه کم‌فشار حرارتی در زیر جریانهای شرقی سطوح بالایی قرار گیرند، توسط این جریانها به سمت بالا حرکت نموده، صعود می‌نماید. قدرت رودباد در ارتفاع ۱۴ کیلومتری آنچنان است که بادهای انباشته از رطوبت را در سطوح زیرین، از روی اقیانوس به سمت هند می‌کشد. این عمل با مساعدت رودباد سطح پائینی (ارتفاع ۱۵۰۰ متری) تحت عنوان رودباد سومالی انجام می‌شود. این رودباد در مرکز بادهای موسمی جنوب غربی سطح زمینی ـ جایی که سرعت آنها به حداکثر می‌رسد ـ شکل می‌گیرد و یکی از مهمترین مکانیزمهای حمل گرما و رطوبت به نواحی قاره‌ای است. به این صورت، رودبادشرقی باعث عمیق شدن، توسعه یافتن و تقویت موسمی جنوب غربی است. در نهایت هنگامی که رودباد غربی از شمال هند خارج شده و جای آن را رودباد شرقی می‌گیرد، موسمی تابستانی هندوستان آغاز شده و فعال می‌شود. جایگزینی سریع رودباد، سبب موسمی ناگهانی و انفجاری بر روی هند شده و ریزشهای سنگین به وقوع می‌پیوندد.(۱۳)

هـ - اثر ناهمواریها

بدون شک این گفته رائو* (۱۹۸۷) که رژیم موسمی هند به علت وضعیت خاص کوهستانی شبه قاره هند با دیگر رژیم‌های موسمی جهان فرق دارد، صحیح به نظر می‌رسد.(۱۴) استقرار رشته‌کوههای عظیم هیمالیا در جهت شرقی ـ غربی، جریانهای لایه زیرین تروپوسفر را کاملاً به روی شبه قاره هند محدود کرده است. این مسأله سبب شده که بعضی از دانشمندان گردش موسمی را به صورت یک سیستم منطقه‌ای بدانند. بر اساس این نظریه، که بیشتر دانشمندان هند به آن معتقدند، عامل کوهستان فقط در هند منجر به افزایش اختلاف انرژی حرارتی بین خشکی و دریا شده است. با در نظر گرفتن فرضیه مزبور، رژیم موسمی هند یک پدیده منطقه‌ای و از نظر

* Rao

اقلیمی با دیگر مناطق جهان متفاوت است. در نتیجه گرمایش و سرمایش منطقه هند مهم به نظر می‌رسد و نقش مهمی در جریانهای هوای سطوح زیرین تروپوسفر دارد.

جهت شرقی- غربی هیمالیا، در مجاورت شمال مدار رأس‌السرطان، باعث می‌شود که مرکز پرفشار جنب حاره‌ای به صورت یک سیستم قوی در نیاید و محدودیتهای شدید در اقلیم نواحی مزبور ایجاد شود. در تابستان که طبق معمول مرکز پرفشار جنب حاره‌ای باید بر روی پنجاب و در نواحی کوهستانی هیمالیا تشکیل شود، عملاً در طبقات پایین جو اثری از آن دیده نمی‌شود. همچنین این رشته کوهها بر روی کم‌فشارهای شمال غرب هندوستان و بادهای شرقی مرکز هند در تابستان مؤثرند. ارتفاع ۹ کیلومتری هیمالیا، بر روی جریانهای غربی سطوح بالای اتمسفر اثر گذاشته و آن را به دو شاخه شمالی و جنوبی تقسیم می‌کند. انتقال رودباد غربی به سوی هیمالیا، سبب ورود رطوبت بیشتر از خلیج بنگال می‌شود که با آزادسازی گرمای نهان آن، شرایط برای تشکیل نزاف موسمی بر روی دره گنگ فراهم می‌شود. به علاوه رشته کوههای هیمالیا از ریزش هوای سرد قطبی و منجمده سیبری به سوی هندوستان جلوگیری می‌کند.

نتیجه گیری

چنانکه در مباحث بالا مشاهده شد، بر اساس مطالعات اخیر، دیگر نمی‌توان رژیم موسمی هند را نسیم ساده دریا و خشکی و یا جابجایی کمربند همگرایی حاره‌ای به نیمکره شمالی دانست؛ بلکه این رژیم سیستم سینوپتیکی بسیار پیچیده‌ایست که در آن، علاوه بر عوامل سینوپتیکی، عوامل منطقه‌ای نظیر واگرایی سطوح بالایی تروپوسفر، جهت‌گیری کوههای هیمالیا، نقش فلات تبت در تشکیل و توسعه رودباد شرقی و بالاخره اثر گرمای نهان انرژی، که هنگام ریزشهای موسمی در منطقه آزاد می‌شود، اثر دارند. به همین دلیل برخی دانشمندان،(۱۵) رژیم موسمی هند را یک رژیم منطقه‌ای نام نهاده‌اند که با ویژگیهای خاص خود تنها در منطقه هند مشاهده می‌شود.

منابع و یادداشتها

۱ـ نجار سلیقه، محمد: الگوهای سینوپتیکی بارشهای تابستانه جنوب شرق ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۳۷۷، ص ۳۵.

۲ـ پروند، حسین: اثر مونسون جنوب غربی بر روی ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۱۳۷۰، صص ۷۵، ۸۹.

3- Grey, O, Hare (1997) The Indian monsoon. Part1.The rain. Geography No356 . Vol 82(4). October 1997.PP 335-352.

4- Aksel, Wiin, N (1968) Compendiom of meteorology. W.M.O.No 364. Tropical Meteorology PP1-260.

۵ـ همان منبع، همان صفحات.

۶ـ همان منبع، همان صفحات.

۷ـ بوشر، کیت: آب و هوای کرهٔ زمین، مناطق استوایی و جنب استوایی، ترجمه هوشنگ قائمی، انتشارات سمت، تهران، ۱۳۷۳، ص ۱۱۳.

8- Ramage, c.s(1971) Monsoon meteorology. Academic press. New York and London.

۹ـ منبع شماره ۳، همان صفحات.

۱۰ـ منبع شماره ۴، همان صفحات.

11- Dos, P.K (1986)Synoptic component of monsoon. W.M.O.No 613-3. PP25-100.

۱۲ـ همان منبع، همان صفحات.

13- Grey,O,H (1997) The Indian monsoon. Part 2. The wind system. Geography. No 355. Vol 82(3). July 1997. PP 218-230.

۱۴ـ منبع شماره ۷.

۱۵ـ همان منبع.