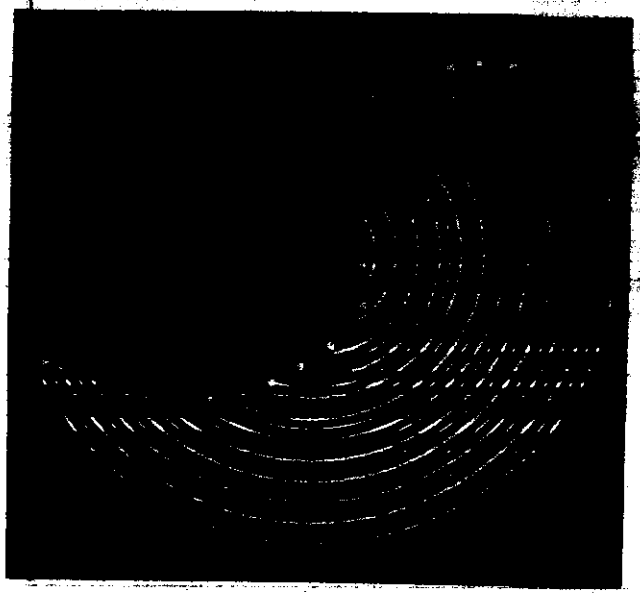
دکتر بهلول علیجانی، استاد گروه جغرافیا
دانشگاه تربیت معلم



گردش عمومی هوا

تابش نابکواخت خورشید بر سطح زمین باعث می‌شود که نواحی مختلف آن به درجات متفاوت گرم شود. در سیاره زمین، فاصله بین مدارهای ۴۰ درجه شمالی و جنوبی مازاد انرژی تابشی، و عرضهای بالاتر از این مدارها کمبود انرژی دارند. انرژی اضافی سبب می‌شود که منطقه مازاد انرژی از منطقه کمبود انرژی گرمتر شود. به منظور ایجاد تعادل در پراکندگی انرژی و حرارت در سطح زمین، مقدار حرارت اضافی از منطقه مازاد به منطقه کمبود منتقل می‌گردد. این انتقال انرژی از طریق حرکت هوای گرمتر به مناطق سردتر صورت می‌گیرد و به گردش عمومی هوا (- *General Cir culation*) موسوم است. عامل اصلی تغییرات آب و هوائی سطح زمین گردش عمومی هواست. گردش عمومی هوا در سه جهت مداری (*Zonal*)، نصف النهاری (*Meridional*)، و عمودی (*Vertical*) صورت می‌گیرد.

تا کنون مدلهای مختلفی جهت توجیه گردش عمومی هوا بیان شده است. در سال ۱۷۳۵، (*Hadley*) [1] پیشنهاد کرد که هوا در استواء به علت تابش زیاد خورشید گرمتر شده و صعود می‌کند و در قطب به علت دریافت انرژی تابشی کمتر، هوای سرد به سطح زمین نزول می‌کند. در نتیجه در استواء در سطح زمین فشار کم و در بالا فشار زیاد و در قطب در سطح زمین فشار زیاد و در سطح بالا فشار کم ایجاد می‌شود. در سطح بالا هوا از استواء به قطب و در روی زمین در جهت عکس حرکت می‌کند. این مدل در مورد زمین صاف و بدون حرکت می‌تواند صدق کند. سطح زمین ناهموار است و ایجاد نیروی اصطکاک می‌کند و حرکت وضعی دارد که سبب تولید نیروی ظاهری کوریولیس می‌شود.

نیروی کوریولیس اثر حرکت وضعی زمین بر روی اجسام متحرک است که در سال ۱۸۴۴ توسط G. Coriolis [2] کشف شد. مقدار آن در هر نقطه‌ای از زمین از تساوی زیر به دست می‌آید (۱):

$$F = 2VW \sin \theta \qquad (1)$$

که در آن F نیروی کوریولیس، V سرعت خطی جسم متحرک (توده هوائی)، W سرعت زاویه‌ای زمین، و θ عرض جغرافیائی است. سرعت زاویه‌ای زمین در تمام مدارات ثابت است و مقدار آن برابر است با 2π رادیان در یک شبانه روز. طبق این تساوی مقدار انحراف برای بادهای تندتر در عرضهای بالاتر خیلی زیاد است. اثر نیروی کوریولیس، انحراف اجسام به طرف راست در نیمکره شمالی و به طرف چپ در نیمکره جنوبی است. علیرغم ثابت بودن سرعت زاویه‌ای، سرعت خطی حرکت وضعی زمین طبق تساوی (۲) در استواء بیشتر از قطب است:

$$V = Wr \qquad (2)$$

که در آن r فاصله سطح زمین تا محور زمین است. چون مقدار r از استواء به قطب کاهش می‌یابد در نتیجه مقدار V نیز کاهش می‌یابد. توده هوائی که در استواء با سرعت خطی برابر با سرعت خطی زمین حرکت می‌کند، اگر براثر اختلاف فشار به طرف عرضهای بالاتر حرکت کند و در عین حال سرعت اولیه خود را حفظ کند، در هر مداری سریع‌تر از زمین می‌چرخد و از آن جلو می‌زند. اگر از استواء در امتداد نصف‌النهار ۵۰ درجه شرقی حرکت کند در حوالی مدار ۳۰ درجه شمالی در طرف مشرق آن خواهد بود. اگر توده هوائی با سرعت اولیه ثابت از قطب به استواء حرکت کند، در مدارهای پائین‌تر دارای سرعت کمتر از زمین بوده و عقب می‌ماند یعنی به طرف راست انحراف پیدا می‌کند.

از طرف دیگر (*Rossby*) هواشناس معروف آمریکائی در مطالعات خود ثابت بودن مومنتوم زاویه‌ای مطلق (- *Absolute Angular Momentum*) را معرفی کرد. مومنتوم زاویه‌ای مطلق هر جسم (مانند توده هوائی) که به دور زمین می‌چرخد از تساوی زیر به دست می‌آید (۳):

$$M = mrv \qquad (3)$$

که در آن M، مومنتوم زاویه‌ای مطلق توده هوائی، m جرم توده هوائی، r فاصله توده هوائی از محور زمینی، و V سرعت خطی توده هوائی است. در صورت ثابت بودن جرم توده هوائی می‌توان از m صرفنظر کرد و نوشت: $M = rv$.

از طرف دیگر، $V=R \cos\theta$ که در آن R شعاع زمینی و θ عرض

جغرافیائی است. بنابراین تساوی (۳) به صورت زیر درمی‌آید :

$$M = VR\cos\theta \qquad (۴)$$

از آنجائی که M و R ثابت هستند و $\cos\theta$ هم از استواء به طرف قطب کاهش پیدا می‌کند، مقدار V بایستی افزایش یابد. درنتیجهٔ سرعت توده هوائی که از استواء به طرف قطب حرکت کند، به تدریج افزایش می‌یابد. طبق تساوی (۱)، این افزایش سرعت مقدار انحراف کوریولیس را بیشتر می‌کند.

طبق تساوی‌های (۱) و (۴)، توده هوائی در مسیر حرکت خود از استواء به قطب در حوالی مدار رأس السرطان به طور کامل به طرف راست منحرف شده و جهت غربی پیدا می‌کند. به عبارت دیگر تودهٔ هوا حرکت مداری به خود می‌گیرد. سرعت تودهٔ هوا در حوالی مدار رأس السرطان به بیش از ۳۰ متر در ثانیه رسیده و ایجاد رودباد (Jet Stream) می‌کند. این رودباد به رودباد جنب استوائی (Sub Tropical Jet Stream یا STJ.) موسوم است که بر اثر ثابت بودن مومنتوم زاویه‌ای مطلق توده هوائی ایجاد شده است. با توجه به بحث بالا مدل هدلی به منطقه بین استواء و مدار رأس السرطان محدود می‌گردد و به سلول هدلی موسوم شده است.

رسیدن بی‌دربی هوا به مدار رأس السرطان و عدم حرکت آن در جهات قطب، بالا، و استواء، باعث انباشته شدن آن در این مدار می‌گردد. افزایش تدریجی و سرد شدن نسبی در مقایسه با استواء، سبب نزول هوا در حوالی مدار رأس السرطان می‌گردد. بر اثر نزول هوا، مرکز فشار زیاد جنب استوائی (STHP یا Sub Tropical High Pressure)درزیررودباد STJ ایجاد می‌شود. در سطح زمین در مرکز فشار زیاد جنب استوائی مدار رأس السرطان، هوا در جهت عقربه‌های ساعت به اطراف پخش می‌شود. قسمتی از این هوا به طرف استواء جریان پیدا می‌کند که در مسیر خود بر اثر نیروی کوریولیس جهت شمال شرقی پیدا می‌کند و به بادهای شمال شرقی، تجارتی، یا آلیزه موسوم هستند. بادهای شمال شرقی بر اثر افزایش ارتفاع به دلیل از بین رفتن اثر اصطکاک زمین تندتر شده و نیز جهت شرقی پیدا می‌کنند که به بادهای شرقی استوائی (Equatorial Easterlies)موسوم هستند. این بادها به صورت جریان ضخیمی از هوا هستند که در منطقه بین ۳۸ شمالی و ۳۴ جنوبی استیلا دارند.

در سال ۱۸۵۶ Ferrel [۳] پیشنهاد کرد که در قطب نیز، سلولی مشابه سلول هدلی وجود دارد. این دو سلول علت حرارتی دارند. در منطقه معتدله نیز یک سلول غیر مستقیم (غیر حرارتی) وجود دارد. سلول غیر مستقیم را بدین صورت توجیه کرد که در حاشیه شمالی STHP بادهای جنوب غربی حوالی مدار ۶۰ درجه صعود کرده و دوباره در سطح بالا به طرف مدار رأس السرطان حرکت کرده و نزول می‌کنند و بدین طریق یک سلول گردش هوا بوجود می‌آید که سرد و گرم شدن هوا دلیل وجود آن نیست. بر اساس نظریه او در سلول حرارتی قطبی، هوای سرد قطب نزول کرده و در سطح زمین به طرف مدار ۶۰ درجه به صورت بادهای شمال شرقی حرکت می‌کند. در مدار ۶۰ درجه دوباره صعود کرده و در بالا به طرف قطب حرکت می‌کند.

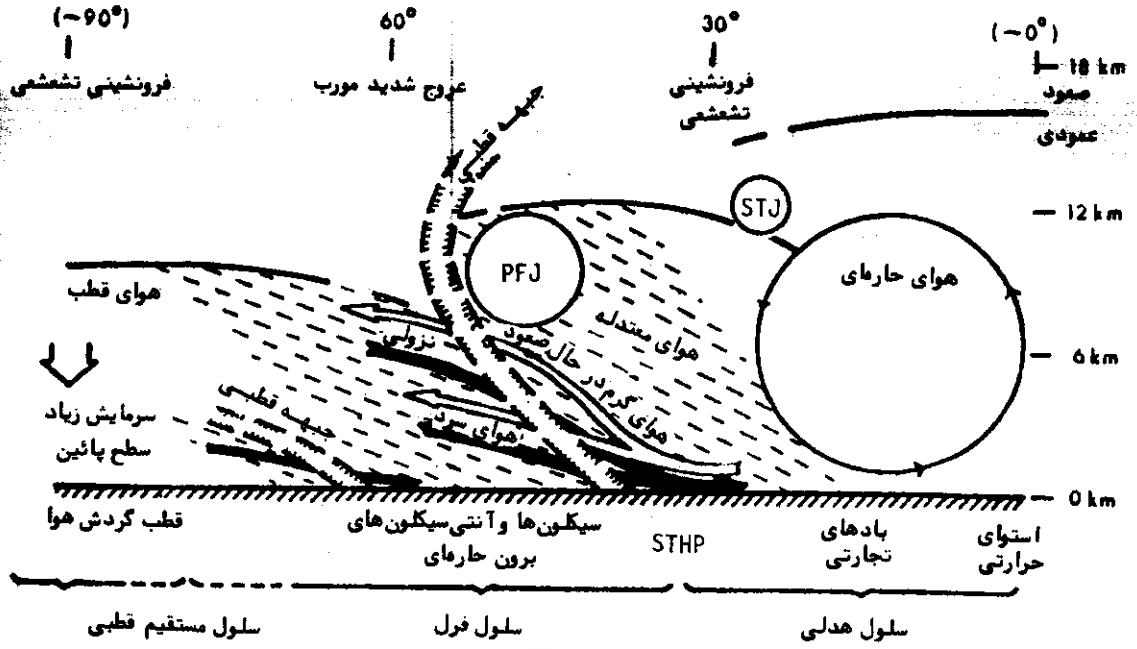
متخصصین مدرسه هواشناسی نروژ در سال ۱۹۲۲ تئوری جبهه قطبی (Polar Front) را ارائه کردند [۴] و گفتند بین بادهای شمال شرقی قطبی و بادهای جنوب غربی منطقه معتدله، یا به عبارت دیگر بین سلول مستقیم قطبی و سلول غیر مستقیم فرل جبهه قطبی قرار دارد. به طرف جنوب جبهه قطبی هوای گرم و به طرف شمال آن هوای سرد دیده می‌شود. بعدها (C.G. Ross -by) در سال ۱۹۴۱ سلول غیر مستقیم فرل را رد کرد و اظهار داشت که بادها در منطقه معتدله بین سلول هدلی و سلول قطبی جریان دارند. این بادها در سطح زمین از مراکز فشار زیاد جنب استوائی به صورت بادهای جنوب غربی به طرف منطقه معتدله می‌وزند. به تدریج که از سطح زمین دورتر می‌شوند به سبب از بین رفتن نیروی اصطکاک، سرعت زیاد به خود می‌گیرند. افزایش سرعت، نیروی کوریولیس را بیشتر می‌کند. به طوری که در سطوح بالا این نیرو با نیروی حاصله از اختلاف فشار مساوی شده و بادها را کاملا" در جهت غربی شرقی منحرف می‌کند. این بادها وضعیت باد ژئوستروفیک (Geostrophic)را به خود گرفته و به بادهای غربی موسوم هستند. انرژی جنبشی بادهای غربی از اختلاف دمای بین هوای گرم جنوب و هوای سرد عرضهای شمالی حاصل می‌شود. در نتیجه سرعت آنها در جائی بیشتر است که اختلاف دمای بیشتری وجود داشته باشد.

حداکثر شیب حرارتی بر روی جبهه قطبی دیده می‌شود. سرعت بادهای غربی بر روی جبهه افزایش یافته و رودباد جبهه قطبی (PFJ یا Polar Front Jetstream) را بوجود می‌آورند. جبهه قطبی و رودباد بالای آن دور تا دور کره زمین را فرانگرفته‌اند بلکه در نواحی خاصی مشاهده می‌شوند.

Rossby با ارائه مفهوم ورتیسیتی (Vorticity) نشان داد که بادهای غربی مسیر مستقیم طی نمی‌کنند. بلکه حرکت سینوسی یا ترکیبی از حرکت مداری و نصف النهاری دارند [۵]. به دلیل این حرکت سینوسی در بعضی نواحی منطقه معتدله هوای گرم جنوب به طرف شمال حرکت می‌کند و در نواحی دیگر هوای سرد شمال به طرف جنوب پیشروی می‌کند.

در سال ۱۹۵۱ Palmen و Newton [۶] بر اساس اطلاعات فراوان به دست آمده در دوره بعد از جنگ دوم جهانی مدلهای قبلی را کمی تغییر داده و مدل جامعی ارائه دادند. این مدل در شکل ۱ نمایش داده شده است.

طبق این مدل سلول هدلی بر منطقه مداری حاکم است. در



STJ = رودباد جنب استوائی

PFJ = رودباد جبهه قطبی

شکل ۱ ــ گردش عمومی هوا اقتباس از مأخذ (۴)

حاشیه طرف استوائی این مدل منطقه همگرائی بین مداری (Intertropical Convergence Zone یا ITCZ) قرار دارد. بادها در سطح زمین از دو طرف به منطقه همگرائی بین مداری می‌وزند. در این منطقه هوای گرم صعود می‌کند و در بالای آن به دو نیمکره شمالی و جنوبی حرکت می‌کند.

وضعیت گردش عمومی هوا در دو نیمکره مشابه است. در نیمکره شمالی دیواره سطح زمین سلول هدلی را بادهای شمال شرقی یا تجارتی تشکیل می‌دهند. بادهای شمال شرقی نیز به تدریج که از سطح زمین دور می‌شوند به دلیل افزایش نیروی کوریولیس کاملا" جهت شرقی پیدا می‌کنند و به دلیل از بین رفتن اثر ناهمواری سرعت رودباد به خود می‌گیرند و رودباد بادهای شرقی (Easterly Jetstream یا EJ) را بوجود می‌آورند. مانند تمام سیستم‌های آب و هوائی، محل ITCZ نیز ثابت نیست و با خورشید حرکت می‌کند. ITCZ در واقع استوای حرارتی زمین است.

در دیواره بالای سلول هدلی، بادها از استواء به طرف مدار رأس‌السرطان می‌وزند. دیواره شمالی هدلی را در سطح بالا رودباد جنب استوائی (STJ) و در سطح زمین مرکز فشار زیاد جنب استوائی (STHP) تشکیل می‌دهند. مراکز STHP به‌صورت کمربند ممتد دور کره زمین را احاطه نکرده‌اند و در جاهای خاصی مانند جزایر آزور، جزیره برمودا، ساحل کالیفرنیا و شرق آسیا متمرکز شده‌اند. در اکثر موارد نیز کف این مراکز بالاتر از سطح زمین قرار دارد.

در منطقه معتدله، در سطح زمین هوا از مراکز STHP به طرف شمال و شمال شرقی یا جبهه قطبی می‌ورد. جبهه قطبی از عناصر حاکم آب و هوای منطقهٔ معتدله است و در پیشاپیش هوای سرد عرضهای بالا به طرف استواء حرکت می‌کند. در موارد سینوپتیکی خاص ممکن است تا خود استواء پیش‌رفته باشد. بادهای حاصل از مراکز STHP در سطح زمین جهت جنوب غربی دارند ولی به تدریج با افزایش ارتفاع جهت غربی پیدا می‌کنند. به طوری که جو منطقه معتدله تماما" قلمرو بادهای غربی می‌شود. همان طوری که در پیش اشاره رفت بادهای غربی حرکت سینوسی دارند. در موارد خاص ممکن است بادهای نسبتا" گرم جنوب تا خود قطب پیشروی کنند و در نتیجه جبهه قطبی را تا عرضهای خیلی بالا ببرند و یا بالعکس ممکن است هوای سرد قطبی به حدی گسترش پیدا کند که جبهه قطبی را تا روی استواء عقب براند. هوای نسبتا" گرم جنوب که به حوالی قطب می‌رسد سرد و سنگین شده و به طرف زمین نزول می‌کند. در منطقه قطبی گردش هوای چندان منظمی وجود ندارد ولی آنچه مسلم است، نزول هوای سرد و حرکت آن به طرف عرضهای پائین‌تر است. به سخن کوتاه، سیستم‌های آب و هوائی غالب در منطقه معتدله عبارتند از: جبهه قطبی در

سطح زمین و بادهای غربی ، به ویژه رودباد جبهه قطبی ، در سطح بالا .

اصل ورتیسیتی و مسیر موجی بادهای غربی

چون بادهای غربی عامل آب و هوائی تعیین کننده منطقه معتدله هستند و بر اثر حرکت سینوسی خود عامل انتقال انرژی از نواحی مازاد به نواحی کمبود به شمار می‌روند ، ضروری است که در اینجا مختصری درباره مکانیسم مفهوم ورتیسیتی و بادهای غربی بحث شود .

عامل اصلی حرکت موجی بادهای غربی اصل ورتیسیتی (Vorticity) [۷] است . ورتیسیتی عبارت است از چرخش برد ار سرعت . یعنی این که چرخش یک مساحت دور یک محور . ورتیسیتی تقریبا" برابر است با دو برابر برآیند سرعت زاویه‌ای و عمدتا" در جهت محور گردش منظور می‌شود . به عبارت دیگر ورتیسیتی یک توده هوائی عبارت است از چرخش آن به دور یک محور عمود بر سطح زمین . اگر توده هوائی در استواء دور محور عمود بر سطح زمین بچرخد ، هیچ چرخشی به دور محور زمینی ندارد . یعنی این که صفحه گردش آن با محور زمینی موازی است . اما در مدارهای بالاتر صفحه گردش آن با محور زمینی زاویه تشکیل می‌دهد و توده هوائی ضمن گردش به دور محور خود ، به دور محور زمین نیز می‌چرخد به طوری که در قطب محور گردش توده هوائی درست در امتداد محور گردش زمینی قرار می‌گیرد و توده هوائی ضمن گردش به دور محور خود به دور محور زمین نیز گردش کامل دارد . اگر جهت گردش توده هوائی موافق جهت گردش زمین باشد به گردش سیکلونی یا مثبت موسوم است ولی اگر مخالف آن باشد گردش آنتی سیکلونی یا منفی نامیده می‌شود و برآیند آن در جهت مخالف برآیند زمینی قرار می‌گیرد .

ورتیسیتی خود توده هوائی به ورتیسیتی نسبی (Relative Vorticity) موسوم است و ورتیسیتی زمینی به f یا پارامتر کوریولیس موسوم است . مجموع این دو نوع ورتیسیتی ، ورتیسیتی مطلق (Z_A یا Absolute Vorticity) توده هوائی را تشکیل می‌دهد . مقدار Z_A همیشه ثابت است .

$$Z_A = Z_R + f \qquad (۵)$$

بنابراین هرجا Z_R زیاد باشد f کمتر است . مثلا" در استواء که توده هوائی کاملا" به دور خودش می‌چرخد مقدار $Z_R = Z_A$ است و $f=0$ می‌باشد . اما در قطب Z_A بوده و $Z_R=0$ است . بایستی متذکر شد که مقدار Z_A در حرکت‌های مستقیم صفر است و اگر توده هوا از مسیر مستقیم منحرف شود مقدار Z_R زیاد (به طرف عرضهای پائین) یا کم (به طرف عرضهای بالا) می‌گردد .

ورتیسیتی نسبی (Z_R) از دو نوع ورتیسیتی چرخشی (Curature) و (Shear) تشکیل شده است .

$$Z_R = Z_K + Z_S \qquad (۶)$$

ورتیسیتی شید عبارت است از افزایش سرعت در جهت عمود بر مسیر باد ، به طرف راست مثبت و به طرف چپ منفی است . اگر توده هوائی را به صورت خیلی باریک فرض کنیم می‌توانیم از Z_S صرفنظر کنیم و در نتیجه داریم $Z_R = Z_K$ و یا :

$$Z_A = Z_K + f \qquad (۷)$$

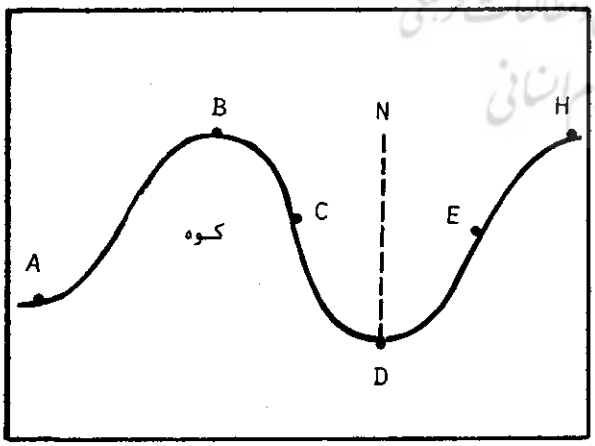
ورتیسیتی مطلق با مساحت توده هوائی نیز رابطه دارد :

$$Z_A . A = \text{ثابت} \qquad (۸)$$

که در آن A مساحت توده هوائی است . هر چه مقدار A کم شود ، Z_A بیشتر می‌گردد . در روی یک مدار ثابت چون مقدار f تغییر نمی‌کند لذا می‌توان گفت که تغییرات A فقط باعث تغییر در Z_R می‌گردد و در نتیجه خواهیم داشت :

$$Z_K . A = \text{ثابت} \quad \text{و یا} \quad Z_R . A = \text{ثابت} \qquad (۹)$$

همان طوری که قبلا" متذکر شدیم بادهای غربی تمایل به وزش مداری دارند ولی ناپکنواختی‌های سطح زمین مانع از این کار می‌شود . در بین عوارض سطح زمین کوههای رشوز و شرق آسیا اثر عمده‌ای بر روی بادهای غربی دارند . اگر بادهای غربی با وزش مداری به کوههای رشوز برسند ، ضمن صعود از دامنه آن ضخامت عمودی هوا بین سطح دامنه و تروپوپوز کوتاهتر و فشرده‌تر می‌گردد . این فشردگی عمودی ایجاد انبساط افقی (یعنی افزایش A) می‌کند [۸] . در نتیجه طبق فرمول ۹ مقدار Z_K کاهش پیدا کرده و تدریجا" در بالای کوه چرخش آنتی سیکلونی ایجاد می‌گردد . چرخش آنتی ـ سیکلونی باعث می‌شود که در دامنه نسار ، توده هوائی به طرف عرضهای پائین سوق داده شود و از مسیر مستقیم خارج گردد . به تدریج که توده هوائی به طرف عرضهای پائین حرکت می‌کند مقدار f کاهش پیدا می‌کند و در نتیجه طبق فرمول ۷ مقدار Z_K افزایش پیدا می‌کند (شکل ۲) .



شکل ۲

پس از مقداری حرکت در نقطه C مقدار f و Z_K با هم مساوی می‌گردد و باعث می‌شود هوا مسیر مستقیم طی کند و بعد از آن تدریجاً " Z_K فزونی یافته و باعث می‌گردد که هوا چرخش سیکلونی پیدا کند . ورتیسیتی چرخشی سیکلونی در نقطه D به حداکثر خود می‌رسد ، به طوری که هوا را کاملا " به طرف عرضهای بالا می‌گرداند . از D به E دوباره f بالا رفته و باعث کاهش Z_K می‌گردد . به طوری که در نقطه E (مانند نقطه C) f و Z_K همدیگر را خنثی می‌کنند و بعد از آن به طرف H مقدار Z_K کاهش پیدا کرده و ورتیسیتی منفی یا آنتی سیکلونی پیدا می‌کنند . منحنی DH به فرود (Trough) و منحنی ABD به فراز (Ridge) موسوم است . نقطه‌های E و C را نقاط عطف (Inflection) یا نقاط تغییر علامت چرخش گویند . خطی که فرود را از وسط به دو نصف تقسیم می‌کند محور فرود (Trough Axis) نامیده می‌شود مانند خط DN .

خط مشابهی هم محور فراز (Ridge Axis) نامیده می‌شود . در منطقه BD چون ورتیسیتی از آنتی سیکلونی به سیکلونی تبدیل می‌گردد یعنی مقدار ورتیسیتی چرخشی افزایش پیدا می‌کند ، در نتیجه طبق فرمول ۹ مساحت توده هوائی در سطح بالا کاهش می‌یابد . این منطقه به منطقه گسترش ورتیسیتی آنتی سیکلونی یا منفی (NVA یا Negative Vorticity Advection) و یا منطقه انقباض بالائی (Upper Convergence) موسوم است . در قسمت DH به تدریج مقدار Z_K کاهش پیدا کرده و چرخش آنتی سیکلونی افزایش می‌یابد و طبق فرمول ۹ مساحت توده هوائی در سطح بالا انبساط می‌یابد این قسمت به منطقه (PVA یا Positive Vorticity Advection) و یا منطقه انبساط بالائی (Upper Divergence) معروف است . بحث بالا نشان می‌دهد که کوههای رشوز در شرق مرکزی ایالات متحده در طرف شرق خود یک فرود ایجاد می‌کنند . موقعی که این فرود ایجاد شد باعث می‌شود که بعد از خود به ترتیب فراز و فرود های دیگری ایجاد شود . این مکانیسم به (Teleconnection) موسوم است . به جز رشوز و آند ، نقش کوههای دیگر در ایجاد موجهای بادهای غربی به اثبات نرسیده است .

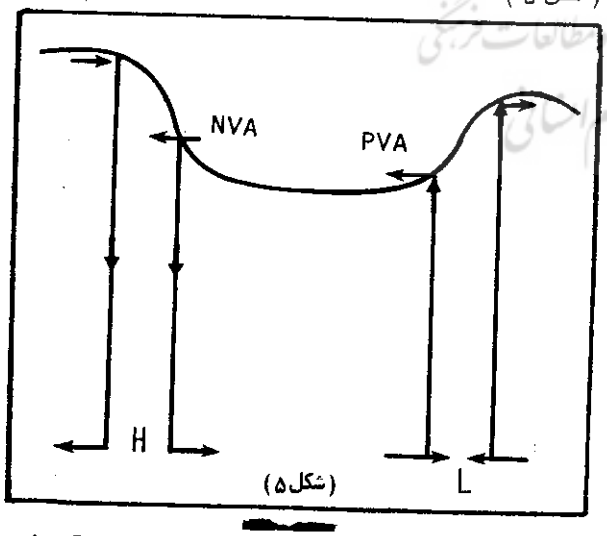
علاوه بر اثر دینامیکی کوهها ، تغییرات حرارتی اقیانوسها نیز ایجاد موج می‌کنند [9] . هنگامی که بادهای غربی از خشکی آسیا وارد اقیانوس کبیر می‌شود ، در سطح پائین گرم شده و مرکز فشارکم ایجاد می‌کند . در مرکز فشار کم یا فروبار چرخش هوا سیکلونی و حالت همگرائی پیدا می‌کند . در نتیجه مساحت توده هوا (A) در سطح دریا کم می‌شود و نیز هوا حرکت صعودی دارد . در نتیجه در طبقات پائین و میانی جو طبق فرمول ۹ مقدار Z_K سیکلونی شده و توده هوائی را به طرف عرضهای بالا هدایت می‌کند . در نتیجه یک فرود در شرق آسیا ایجاد می‌گردد .

موجهای ایجاد شده در بادهای غربی دارای طولهای متعدد هستند . امواج بلندتر از ۱۵۰۰ Km موج بلند (Long Wave) و کوتاهتر از آن موج کوتاه (Short Wave) نامیده می‌شود . علاوه بر طول ، دامنه موج (Amplitude) نیز اهمیت دارد . دامنه موج عبارت است از فاصله بین جنوبی‌ترین نقطه فرود و شمالی‌ترین نقطه فراز . این موجها از مغرب به مشرق حرکت می‌کنند و سرعت حرکت آنها با طول آنها رابطه معکوس دارد . موجهای کوتاه سریع‌تر از موجهای بلند حرکت می‌کنند . اگر طول موج به حدی معین برسد از حرکت باز می‌ایستد و مدت زیادی در یک منطقه ساکن می‌شود . به این موج ، موج ساکن گویند .

در زمستان به طور متوسط سه موج ساکن در نیمکره شمالی تشکیل می‌شود که محل عمده آنها عبارتند از : ایالات متحده آمریکا ، مدیترانه ، و شرق آسیا .

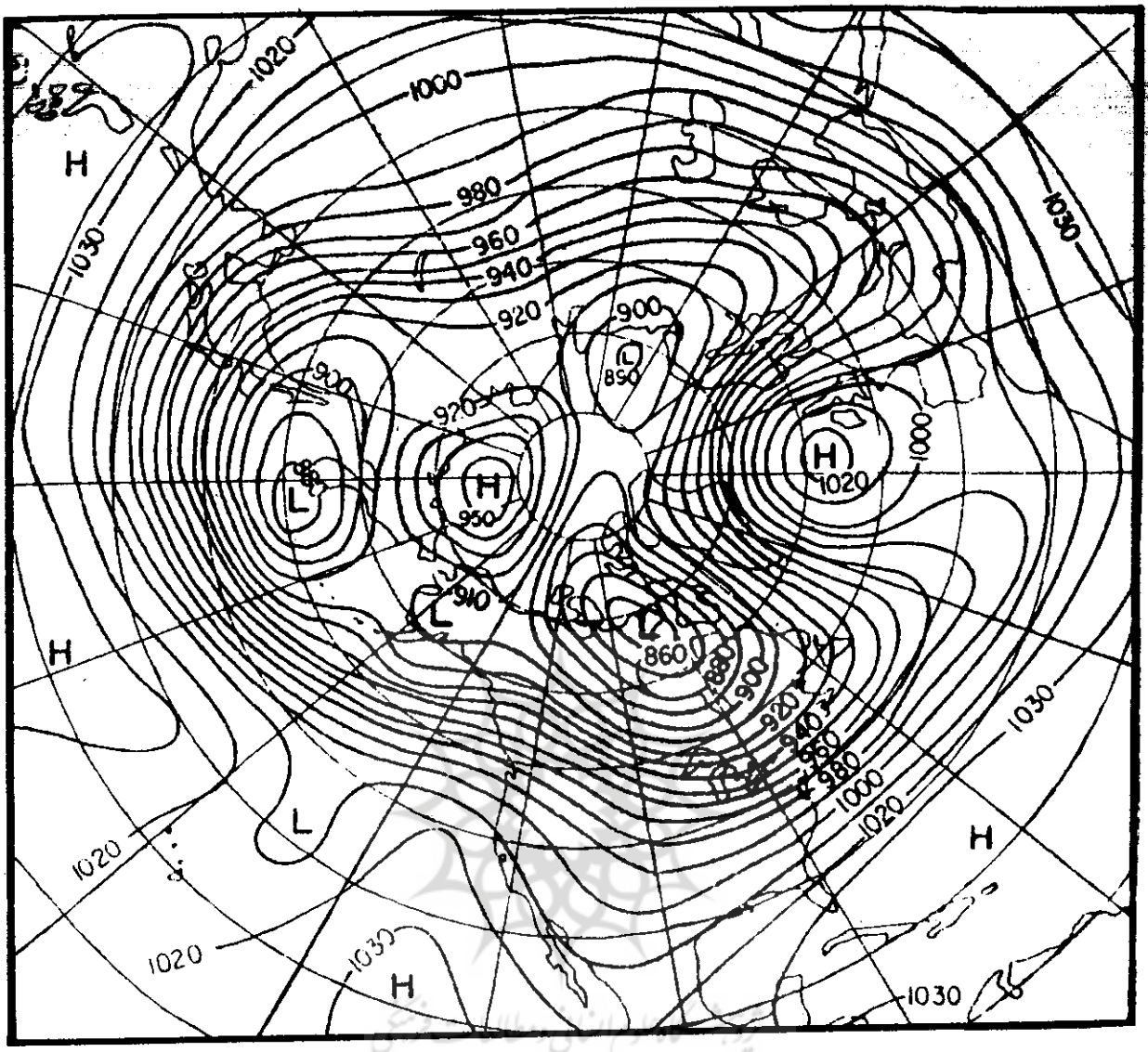
تعداد امواج ساکن در تابستان به ۴ یا ۵ می‌رسد (شکلهای ۳ و ۴) .

علت حرکت موجها ، حرکت عمودی هوا (Vertical Motion) در زیر آنها است . در منطقه NVA به دلیل کاهش تدریجی مساحت در سطح بالا (چون چرخش آنتی سیکلونی تدریجاً " کاهش پیدا می‌کند به طوری که در نقطه I اصلا " وجود ندارد) . و به دلیل وجود چرخش آنتی سیکلونی ، توده‌ٔ هوا به طرف پائین حرکت می‌کند یعنی حرکت نزولی پیدا می‌کند . مقدار این حرکت نزولی در I بیشتر از جاهای دیگر است . بر اثر این حرکت نزولی در سطح زمین و در زیر PVA آنتی سیکلون بوجود می‌آید . در منطقه PVA به دلیل افزایش تدریجی مساحت (چون کاهش سیکلونی تدریجاً " کم می‌شود) در سطح بالا و چرخش سیکلونی توده هوائی در جهت برآیند سرعت زاویه‌ای از پائین به بالا حرکت می‌کند . به عبارت دیگر توده هوائی از سطح زمین به بالا صعود می‌کند و در نتیجه در سطح زمین مرکز فشار کم یا سیکلون بوجود می‌آید [10] . (شکل ۵) .



(شکل۵)

این سیکلون‌ها و آنتی سیکلون‌ها از طریق دینامیکی بوجود آمده‌اند .

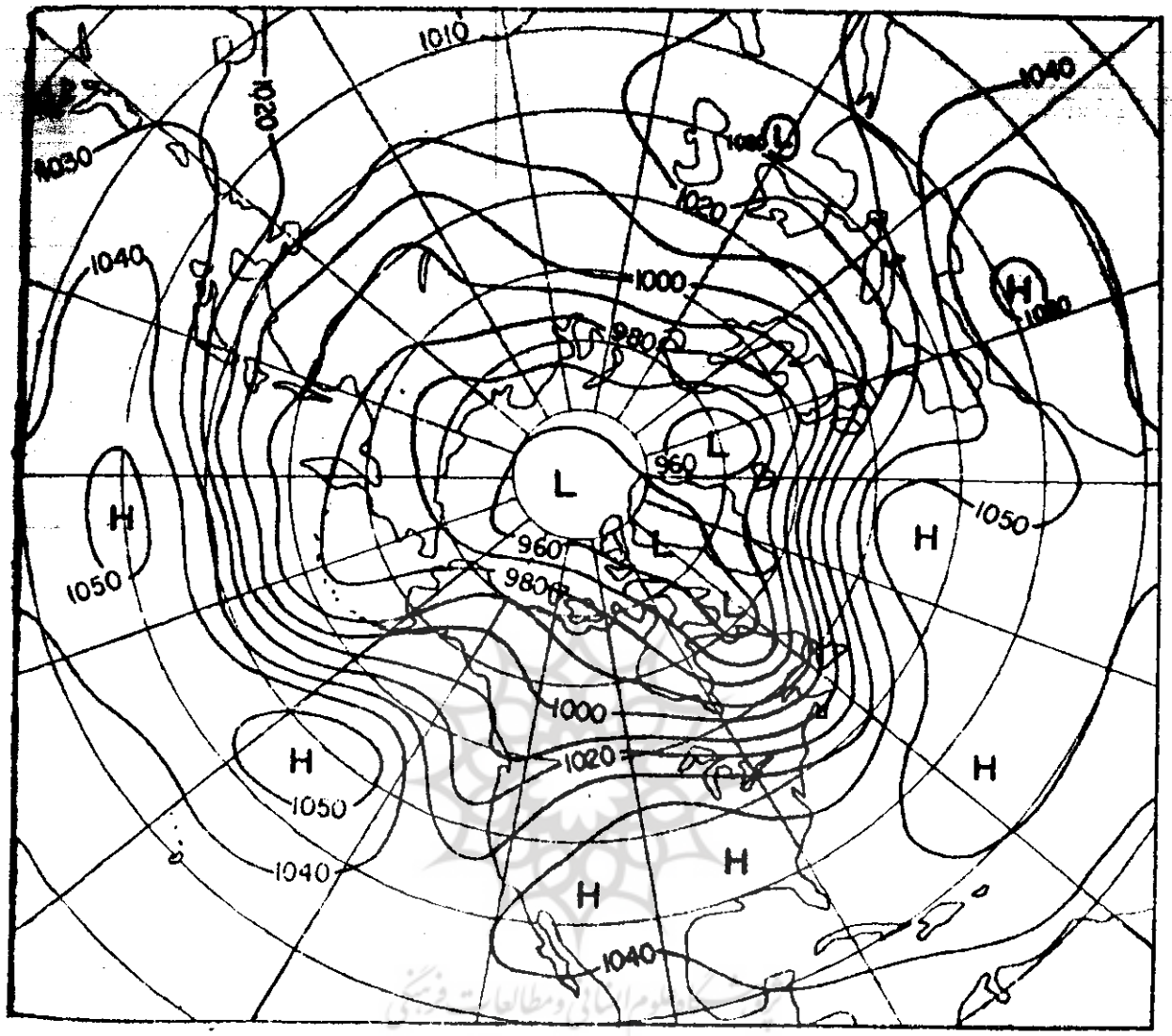


شکل ۳ – جریان سطح ۷۰۰ میلیباری. ارقام پس از ضرب با ۱۰ ارتفاع را برحسب متر نشان می‌دهند. اقتباس از مأخذ (۶)

ژانویه ۱۹۶۶

شدت حرکت عمودی با طول موج نسبت عکس و با دامنه موج و سرعت باد در آن رابطه مستقیم دارد. یعنی این که موجهای کوتاهتر، عمیق‌تر و دارای هسته رودباد حرکت عمودی بیشتری ایجاد می‌کنند و در نتیجه تشدید حرکت عمودی، خود نیز سریع‌تر حرکت می‌کنند. رابطه تأثیر حرکت عمودی در حرکت افقی موجها را می‌توان به شرح زیر بیان کرد:

در منطقه *NVA* به دلیل نزول هوا، دمای آن از طریق آدیاباتیکی بالا می‌رود و در اثر این گرم شدن بعد از مدتی صعود می‌کند و بر ارتفاع خود می‌افزاید. در نتیجه بعد از مدتی تبدیل به یک فراز می‌شود. عکس این حالت در *PVA* رخ می‌دهد. یعنی توده هوائی ضمن صعود از طریق آدیاباتیکی سرد شده و از ارتفاع آن کاسته می‌شود و تدریجاً" به یک فرود تبدیل می‌شود. بنابراین نقاط روی زمین به طور متوالی تحت فرود و فراز و به تبع آن تحت سیکلون و آنتی سیکلون قرار می‌گیرند. هر چه میزان حرکت عمودی بیشتر



شکل ۴ ــ مانند شکل ۳

ژوئیه ۱۹۶۶

باشد تغییرات پراکندگی فشار در سطح زمین نیز سریع‌تر صورت می‌گیرد. بنابراین اثر موجهای کوتاه، عمیق، و دارای هسته رودباد در اقلیم سطح زمین بیشتر است.

پس از این که سیکلون یا آنتی سیکلون در سطح زمین تشکیل شد همراه با موج کوتاه بوجود آورنده خود به‌طرف مشرق و در بستر موجهای بلند حرکت می‌کند. مسیر حرکت سیکلون‌ها به طرف شمال مسیر رودباد جبهه قطبی، و مسیر حرکت آنتی سیکلون‌ها به طرف جنوب آن می‌باشد.

این فرآیند به اصل هدایت (*Steering Principle*) موسوم است. چون حرکت عمودی در موجهای بلند کمتر است، حرکت افقی کمتری دارند و اثر عمده آنها هدایت یا تعیین مسیر حرکت موجهای کوتاه و یا هسته‌های رودباد است.

در روی نقشه‌های سینوپتیکی از روی قرار گرفتن موجهای بلند، مسیر رودباد و حرکت مراکز فشار سطح زمین تعیین می‌گردد. در منطقه *PVA* موجهای بلند سیکلون‌ها و در منطقه *NVA* آنها آنتی ــ

سیکلون‌ها تشدید می‌شوند. در نقشه‌های سینا پتیکی سطح بالا ارتفاع هر سطح فشار توسط منحنی‌های هم ارتفاع نشان داده می‌شود. در روی این نقشه‌ها ارتفاع فراز بیشتر از فرود است زیرا داخل فرود پر از هوای سرد منطقه قطبی و زیر فراز مملو از هوای گرم منطقه مداری است. در زیر منطقه PVA چون باد از جنوب به شمال می‌وزد، هوا گرم است ولی در زیر منطقه NVA به علت این که بادها از شمال می‌وزند هوا سرد است.

اصل ورتیسیتی سبب شده‌است که در منطقه مداری نیز بادهای شرقی حرکت موجی داشته باشند. در واقع بدون درک صحیح از اصل ورتیسیتی توجیه گردش عمومی هوا و اثرات آن بر روی اقلیم مناطق مختلف روی زمین میسر نیست. اصل ورتیسیتی چگونگی تشکیل امواج کوتاه و بلند را توجیه می‌کند. موجهای کوتاه همراه با رودباد جبهه قطبی سیکلون‌ها و آنتی سیکلون‌ها را بوجود می‌آورد. این سیستم‌ها عوامل اصل کنترل اقلیم یک منطقه از نظر حرکت توده‌های هوائی، دما، بارش و ... هستند. موجهای بلند محل تشکیل و مسیر حرکت سیکلون‌ها و آنتی سیکلون‌ها را تعیین می‌کند.

نسبت دادن اقلیم مناطق روی زمین به گردش عمومی هوا و سیستم‌های تشکیل دهنده آن مانند بادهای غربی و جبهه قطبی و ... دیدگاه نوینی در آب و هوا شناسی جغرافیائی به حساب می‌آید. از طرف دیگر کاملا" با اصول جغرافیائی یعنی بررسی روابط علت و معلولی بین پدیده‌ها منطبق است.

منابع ++++++++++++++++++++++++++

1- Chang,J.,1972, "Atmospheric Circulation Systems and Climates"The Oriental. Publ., comp., Honolulu, Hawaii.

2- Huschke, R.E.(ed.), 1980 Glossary of Meteorology, srd. ed. American Meteo,Socie, New York.

3- Byers, H.R. 1974. General Meteorology, 4th. ed. Mc Graw-Hill Book company, New York.

4- Palmen,E. and C.W. Newton, 1969, Atmospheric Circulation Systems." Academic Press, New York.

5- Dept. of Meteorology, Univ of Chicago, 1947. on the General Circulation of the Atmosphere in Middle Latitudes. Bulletin of Am, Meteor. Soci, Vol. 28, No.6, PP. 255-80

6- Harman, R.J, 1971, Tropospheric Waves , Jet Streams, and United States Weather Patterns. Associ. Amerc. Geagr., Res. PaP. No. II , Washington, D.C.

7- Harwood, R.S. 1978, Topics in Dynamical Meteorology: 4. Vorticity and Divergence (II). Weather, Vol. 33, No. 8.

8- Sutcliffe, R.C. 1951. Mean Upper contour Patterns of the Northern Hemisphere the thermal - Synoptic View Point. Quart.J. Roy. Meteorl. Soci. Vol. 77. PP. 435-40.

9- Bjerknes J. 1951. Extratropical Cyclones. In Compendium of Meteorology, Boston.

10- Klein, W.H. 1958, The Frequency of Cyclones and Anticyclones in Relation to the Mean Circulation., J. Meteor., Vol. 15, PP. 98-102.