

# آب و هوا شناسی ۲

## فشار

فشار هوا نیرویی است که هوا بر یک واحد از سطح زمین وارد می‌کند و مقدار آن در سطح دریای آزاد برابر است با وزن ستونی از جیوه به ارتفاع ۷۶ سانتی‌متر (حدود ۱۰۱۳ هکتوپاسکال بر سانتی متر مربع یا یک اتمسفر است).

چون تراکم هوا با ارتفاع کاهش می‌یابد، با افزایش ارتفاع، فشار هوا نیز کم می‌شود ولی این تغییر منظم نیست. پراکندگی افقی فشار اتمسفر با خطوط هم‌فشار (ایزوبار) می‌توان نشان داد. نقشه هوای سطحی بر مبنای سطح متوسط دریا تهیه می‌گردد، یعنی فشار تمام نقاط زمین را بر مبنای سطح دریا تبدیل کرده، روی نقشه نمایش می‌دهند. در نقشه‌های هم‌فشار سطوح بالای اتمسفر، مقدار فشار را ثابت در نظر گرفته، ارتفاع آن را در نقاط مختلف زمین با خطوط هم‌ارتفاع رسم می‌کنند. اما در نقشه‌های هوای سطحی، ارتفاع را ثابت در نظر می‌گیرند و فشار متغیر است که همه این نقشه‌ها را نقشه‌های سینوپتیک می‌نامند.

در اتمسفر به فرض یکنواخت بودن سطح زمین، سطوح هم‌فشار اتمسفر با سطوح هم‌دما منطبقند. چنین اتمسفری را اتمسفر «باروتروپیک» یا پایدار می‌نامند. اما زمانی که در اتمسفر حرکت عمودی هوا وجود داشته باشد و توزیع فشار در روی زمین با لایه‌های بالایی اتمسفر فرق کند شرایط «باروکلینیک» یا ناپایدار حاکم است.

اتمسفر در درون خود دارای حرکتی است که در دو جهت عمودی و افقی صورت می‌گیرد و عامل ایجاد این حرکتها، اختلاف فشار است که هوا برای ایجاد تعادل از مرکز پرفشار (فرابار) به مراکز کم‌فشار (فروبار) جریان پیدا می‌کند. حرکت افقی هوا بر اثر عملکرد نیروهایی است که مهمترین آنها عبارتند از: نیروی شیب تغییرات فشار، نیروی کوریولیس و نیروی اصطکاک که در میان این عوامل نیروی شیب تغییرات فشار عامل اصلی ایجاد حرکت هوا به صورت باد است و عوامل دیگر در جهت و سرعت باد تأثیرگذار هستند. نیروی کوریولیس در نتیجه حرکت وضعی زمین و نیروی اصطکاک در نتیجه اثر ناهمواریهای زمین بوجود می‌آیند.

نیروی کوریولیس نتیجه تأثیر حرکت وضعی زمین بر روی اجسام متحرک از جمله توده‌های هوایی است. حرکت وضعی زمین دو نوع سرعت دارد: زاویه‌ای و خطی. سرعت زاویه‌ای عبارت است از اندازه زاویه طی شده در واحد زمان که واحد اندازه‌گیری آن رادیان است و در تمام نقاط کره زمین ثابت است. سرعت خطی، مسافت طی شده در واحد زمان است که از استوا به قطب کاهش می‌یابد و در قطب تقریباً برابر صفر است. برای درک آن، جرم ثابتی از هوا در نظر بگیرید که در استوا با سرعتی برابر با سرعت خطی زمین به دور آن می‌چرخد. وقتی این توده هوا بر اثر نیروی شیب تغییرات فشار

به طرف عرضهای جغرافیایی بالاتر حرکت کند، هر قدر که از استوا دورتر شود، سرعت خطی آن از سرعت خطی زمین در عرضهای بالاتر بیشتر می شود. و سرانجام از آن جلو می زند (در نیمکره شمالی) یعنی ضمن حرکت به سمت راست منحرف می شود. این فرایند نیروی کوریولیس نامیده می شود. باید توجه داشت که انحراف حاصل از نیروی کوریولیس، در نیمکره شمالی به طرف راست مسیر حرکت و در نیمکره جنوبی به طرف چپ این مسیر خواهد بود.

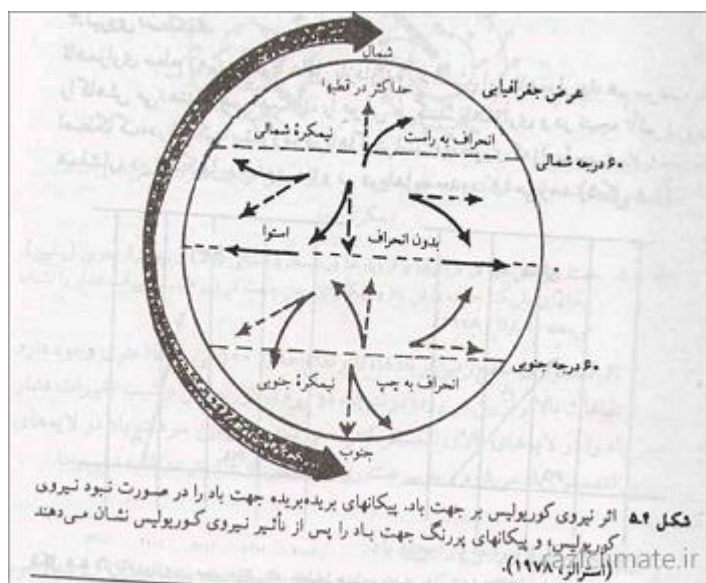
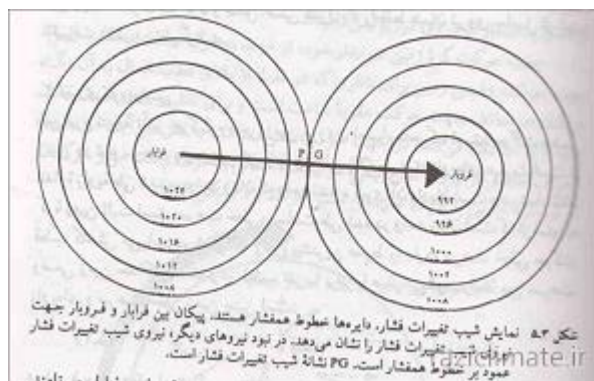
هرچه باد سریع تر باشد، مقدار نیروی کوریولیس بیشتر و انحراف حاصل از آن زیادتر است. پس در سطوح بالاتر اتمسفر که بادهای سریع تر می وزند، انحراف مسیر بیشتر است. همچنین مقدار انحراف در عرضهای جغرافیایی بالاتر بیشتر است. بطوری که انحراف در استوا نزدیک به صفر و در قطبها حداکثر می شود. این نیرو جهت باد را تغییر می دهد ولی در سرعت آن اثری ندارد. ناهمواریها هم سرعت باد را کاهش می دهند و هم جهت آن را عوض می کنند. ناهمواریها در نتیجه تأثیر نیروی اصطکاک، در خشکیها بیشتر و در دریاها کمتر است. بطوری که زاویه جهت باد با خطوط هم فشار، در خشکیها به حدود ۳۰ درجه و در دریاها به حدود ۱۵ درجه می رسد.

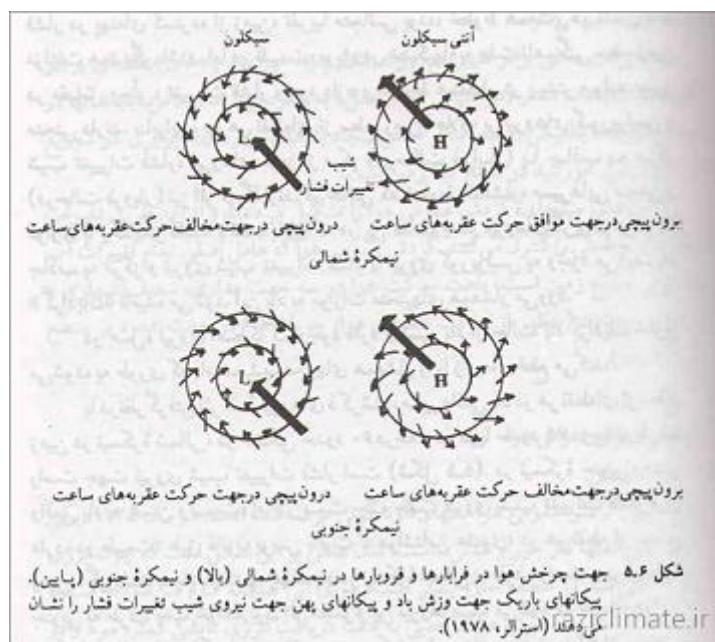
بنابراین نیروی اصطکاک در خشکیها انحراف حاصل از نیروی کوریولیس را کم می کند، در حالی که در دریاها اثر چندانی بر انحراف کوریولیس ندارد. البته باید توجه داشت که اثر ناهمواریها تا ارتفاع حدود ۹۰۰ الی ۱۵۰۰ متری وجود دارد و در ارتفاعات بالاتر از بین می رود. در نتیجه دو نیروی کوریولیس و شیب تغییرات فشار، مسیر باد را در لایه های بالای اتمسفر کنترل می کنند.

اگر خطوط هم فشار موازی فرض شوند و نیروی اصطکاک نیز وجود نداشته باشد، نیروی کوریولیس باد را از مسیر نیروی شیب تغییرات فشار خارج می کند و در پی تعادل این دو نیرو به وضعیتی موازی با خطوط هم فشار درمی آورد چنین بادی را باد «ژئوستروفیک» می نامند. این باد در حالتی پدید می آید که پراکندگی فشار در پهنه ای گسترده از زمین، تقریباً متجانس بوده، خطوط هم فشار در آن پهنه به موازات همدیگر باشند.

در حالی که خطوط هم فشار مسیرهای موازی و منحنی با یکدیگر داشته باشند، بادی که در پی تعادل جمع نیروهای گریز از مرکز یا جاذب به مرکز و نیروی شیب تغییرات فشار با نیروی کوریولیس بوجود می آید، باد «گرادیان» نامیده می شود. که به موازات منحنی های هم فشار می وزد. ولی در عمل نیروی اصطکاک وجود دارد و باد را از حالت گرادیان خارج می کند. بطوری که باد همیشه منحنی های هم فشار را با زاویه ای قطع می کند.

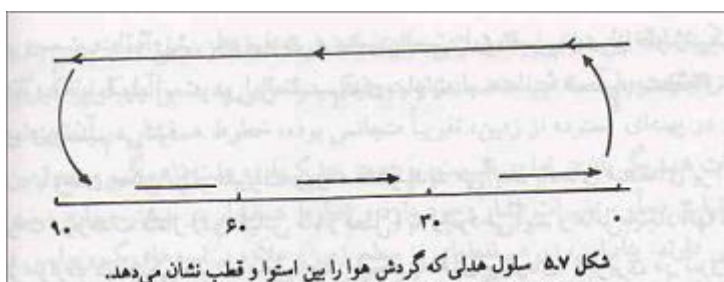
اثر مجموع این نیروها باعث می‌شود که جریان هوا در نیمکره شمالی، از مرکز فرابار، در جهت عقربه‌های ساعت به اطراف پخش شود. و در خلاف عقربه‌های ساعت به طرف مراکز فروبار جریان پیدا کند. در نیمکره جنوبی عکس این حالت رخ می‌دهد. باد به سه دسته محلی، منطقه‌ای و سیاره‌ای قابل تقسیم است. بادهای محلی مانند نسیم دریا و خشکی، در اثر تغییرات روزانه فشار بوجود می‌آیند. بادهای منطقه‌ای مانند بادهای موسمی، بر اثر تغییرات درازمدت (در مقیاس ماه و فصل) بوجود می‌آیند عامل ایجاد آنها در بیشتر موارد، دینامیکی است. عامل اصلی ایجاد بادهای سیاره‌ای مانند بادهای غربی، نابرابری در توزیع انرژی تابشی خورشید در سطح کره زمین است که این بادهای (سیاره‌ای) گردش عمومی هوا را تشکیل می‌دهند و از این طریق تغییرات منطقه‌ای و محلی را کنترل می‌کنند. پس گردش عمومی هوا عامل اصلی تمام تغییرات آب و هوایی سطح زمین است.





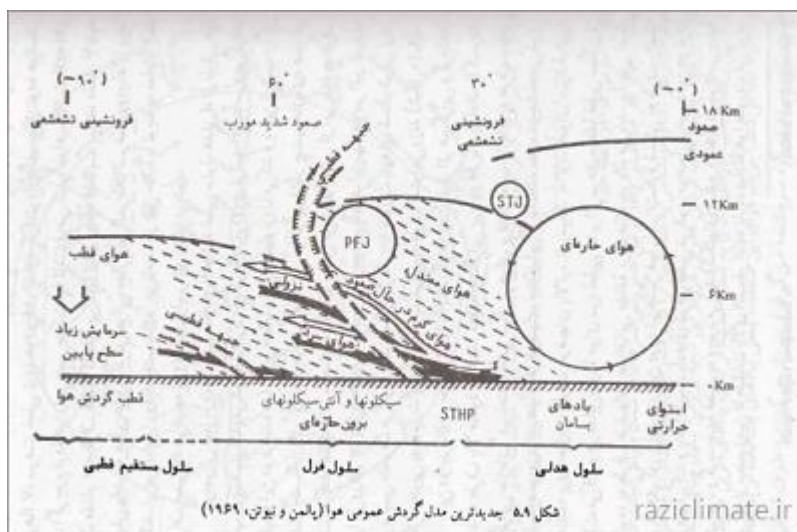
### مدلهای گردش عمومی هوا:

**الف) سلول هدلی:** مدل هدلی بر این اساس است که چون انرژی تابشی خورشید در منطقه حاره، بیشتر است. هوای این منطقه گرم می‌شود و صعود می‌کند. در حالی که هوای منطقه قطبی به علت دریافت انرژی تابشی کمتر، سرد و در نتیجه سنگین شده، به طرف زمین نزول می‌کند. این امر باعث می‌شود در سطح زمین در استوا فروبار و در قطبها فرابار ایجاد شود و برعکس در ارتفاعات بالای استوا، فرابار و در ارتفاعات بالای قطبها فروبار پدید آید. در نتیجه با توجه به امتداد شیب تغییرات فشار، هوا در ارتفاعات بالا از استوا به طرف قطبها و در سطح زمین از قطبها به طرف استوا حرکت می‌کند. در این مدل فقط نیروی شیب تغییرات فشار در نظر گرفته شده است. از این رو فقط در مورد زمین ثابت و صاف صادق است. امروزه مدل هدلی فقط به منطقه حاره محدود شده است و با آن می‌توان وجود بادهای بسامان (تجارتی) را تبیین کرد.



**ب) سلول فرل:** این مدل در رفع ضعف مدل هدلی عرضه شد که در آن علاوه بر اثر نیروی شیب تغییرات فشار، دو نیروی کوریولیس و اصطکاک نیز در نظر گرفته شده و می‌توان با آن علت ایجاد بادهای غربی را تبیین کرد. در مدل فرل، سلول هدلی به منطقه بین استوا و مدار رأس‌السرطان محدود شده، در قطب سلول حرارتی دیگری به نام سلول قطبی در نظر گرفته می‌شود.

**ج) مدل زربای:** این مدل در جهت اصلاح مدل فرل عرضه شده است که بنابر آن چون بادهای جنوب غربی حاصل از سلول فرل، هوای گرم عرضهای پایین را در سطح زمین به طرف عرضهای بالا هدایت می‌کنند و سلول قطبی حاصل از فرابار حرارتی نیز هوای سرد عرضهای جغرافیایی بالا را به طرف عرضهای پایین می‌کشاند، در مرز بین این دو توده هوا (سلول فرل و سلول قطبی)، جبهه قطبی تشکیل می‌شود.



پس از جنگ جهانی دوم، پالمن و نیوتن مدل زربای را تا حدودی اصلاح کردند. پدیده‌های عمده منطقه برون‌حاره در سطح زمین، سیکلونها و آنتی سیکلونها و در ارتفاعات بالا، موجهای باد غربی هستند که این بادها در بالای جبهه قطبی و حاشیه حاره‌ای سلول قطبی، سرعتشان زیاد می‌شود و به صورت رودباد در می‌آیند.

در منطقه حاره، سلول هدلی غالب است، زیرا هوا در اطراف استوا، گرم شده و صعود می‌کنند و در ارتفاعات بالاتر بر اثر شیب تغییرات فشار به دو شاخه تقسیم می‌گردد که هر شاخه به طرف یکی از قطبها حرکت می‌کند، اما به محض حرکت به طرف قطب، تحت تأثیر نیروی کوریولیس قرار می‌گیرد و از مسیر منحرف می‌شود، تا آنجا که در ارتفاعات

حوالی مدار رأس السرطان کاملاً به طرف شرق برگشته، به صورت بادهای غربی درمی‌آیند. همچنین در حوالی مدار رأس السرطان این هوا مرتب رویهم انباشته شده و از طرف دیگر به دلیل دوری از استوا نسبتاً سرد می‌گردد. در نتیجه این دو فرایند، هوا به طرف پایین نزول پیدا می‌کند و به این ترتیب مراکز پرفشار جنب حاره‌ای (STHP) را بوجود می‌آورند که در این مراکز هوا در جهت حرکت عقربه‌های ساعت به اطراف پخش می‌شود و بخشی از آن به طرف استوا می‌وزد که جریان بادهای بسامان را بوجود می‌آورد. این بادهای بر اثر نیروی کوریولیس منحرف می‌شوند و در نیمکره شمالی به صورت بادهای شمال شرقی و در نیمکره جنوبی، به صورت بادهای جنوب شرقی به طرف استوا می‌وزند. این دو جریان در حوالی استوا به یکدیگر می‌رسند و بر اثر همگرایی و گرم شدن مجدد به طرف بالا صعود می‌کنند. منطقه همگرایی بین این دو جریان بسامان را کمربند همگرایی حاره‌ای (ITCZ) می‌نامند. بخشی دیگر از هوای پرفشار جنب حاره‌ای به طرف منطقه برون حاره‌ای می‌وزد که در این مورد نیز مسیر هوا در نیمکره شمالی تحت تأثیر نیروی کوریولیس به طرف راست منحرف می‌شود و باعث ایجاد بادهای شرقی قطبی می‌شود.

منطقه حاره از نظر جغرافیایی بین مدار رأس السرطان و رأس الجدی و از نظر آب و هواشناسی بین دو منطقه پرفشار جنب حاره در دو نیمکره اطلاق می‌شود. که در این منطقه منشأ اصلی جریان هوای منطقه، مراکز پرفشار جنب حاره‌ای هستند. این مراکز در واقع منشأ بادهای شرقی منطقه حاره و بادهای غربی منطقه برون حاره هستند.

گسترش نصف‌النهاری مراکز پرفشار جنب حاره‌ای را خورشید کنترل می‌کند. اما در مجموع این مراکز در نیمکره جنوبی به استوای جغرافیایی نزدیک‌ترند تا مراکز مزبور در نیمکره شمالی، مراکز پرفشار جنب حاره‌ای عمده و اصلی در سواحل شرقی اقیانوسها تشکیل می‌شوند و فقط در مواردی که گسترش می‌یابند در سواحل غربی نیز دیده می‌شوند.

مراکز پرفشار جنب حاره‌ای، در نیمه سرد سال، به علت گرمی نسبی اقیانوسها نسبت به خشکیها، از نظر نصف‌النهاری به طرف استوا و از نظر مداری به طرف خشکیها کشیده می‌شود و در عین حال از نظر شدت نیز ضعیف‌تر هستند. اما در نیمه گرم سال این مراکز از استوا دورتر و بطور کلی در روی اقیانوسها متمرکز می‌شوند و قوی‌تر از مراکز مشابه خود در زمستان هستند. این مراکز در جهت عمودی از مرز رودباد جنب حاره‌ای با فشار حدود ۲۰۰ هکتوپاسکال تا نزدیکی سطح زمین گسترش دارند. اما در تابستان، مرز پایینی آنها بویژه در روی خشکیها، به سطح زمین نمی‌رسد، زیرا در این فصل سطح زمین بر اثر دریافت انرژی تابشی بیشتر گرم شده. خود مراکز فروبار می‌شوند.

در حاشیه شرقی آنتی سیکلونها، به علت جریان هوا به طرف عرضهای پایین، واگرایی بیشتر می‌شود و عبور از روی جریانهای آب سرد ساحلی نیز به این واگرایی کمک می‌کند و این نتیجه فرونشینی بیشتر هوا و ایجاد وارونگی دمایی است. بطور کلی ارتفاع محل وقوع قشر وارونگی تا سطح زمین، در امتداد خط ساحلی کمتر، در فاصله دورتر از خط ساحلی بیشتر می‌شود و شدت آن در تابستان بیش از زمستان است.

در مجموع در حاشیه شرقی، پرفشارهای جنب حاره‌ای جریان نزولی و در حاشیه غربی آنها، جریان صعودی غلبه دارد.

بادهای بسامان در مراکز پرفشارها جنب حاره نتیجه می‌شوند و بیش از  $\frac{1}{3}$  مساحت زمین را بین مدار ۲۰ درجه در نیمکره زمستان و ۳۰ درجه در نیمکره تابستان فرا می‌گیرد. کانون اصلی تشکیل آنها، شرق اقیانوسهاست که به تدریج ضخامت جریان بادهای از نزدیکی پرفشارهای جنب حاره به طرف استوا بیشتر می‌شود. از نظر گسترش عمودی سه لایه متمایز را می‌توان در آنها تشخیص داد:

**الف) لایه‌های پایینی یا لایه بادهای بسامان:** تمام فعالیت‌های بارانزایی بادهای بسامان در این لایه صورت می‌گیرد.

**ب) لایه وارونگی دمایی:** در بالای لایه پایینی قرار دارد و ضخامت آن نیز به طرف استوا افزایش می‌یابد. هوا در این لایه به علت نزول آدیاباتیک هوا به داخل مراکز پرفشار جنب حاره‌ای، خشک است. وارونگی دمایی در قسمت شرق اقیانوسها ضمن عبور از آبهای سرد، شدیدتر می‌شود.

**ج) لایه بالای:** این لایه، محدوده بادهای شرقی است که بر اثر نیروی کوریولیس و نزدیک به محدوده کمربند همگرایی حاره‌ای، در ارتفاع بالا بوجود می‌آیند و ناپیوسته‌تر از بادهای بسامان لایه پایینی‌اند. این بادهای در تابستان شدیدترند.

سابقاً کمربند همگرایی حاره‌ای را کمربند «دلدروم» می‌نامیدند، نامی که حاکم از منطقه وزش بادهای ملایم ولی متغیر است. در این کمربند، تضادهایی دیده نمی‌شود و در آنجا هوا در هر دو نیمکره صعود می‌کند. نتیجه این صعود، ایجاد ابرهای کومولوس و حتی کومولو نیمبوس و در نتیجه ریزش بارانهای شدید است. وجود این ابرها، تشخیص محل کمربند همگرایی حاره‌ای را از روی تصاویر ماهواره‌ای آسان می‌کند. این کمربند در زمانهای مختلف، در مکانهای متفاوتی دیده می‌شود و از حرکت ظاهری خورشید تبعیت می‌کند. بیشترین نوسان در وسعت مکانی کمربند همگرایی حاره‌ای بر فراز اقیانوس هند و کمترین آن در بالای شرق اقیانوس کبیر صورت می‌گیرد.



جریان هوا که از پرفشار جنب حاره‌ای به طرف شمال می‌وزد، ابتدا جهت جنوب غربی دارد و بعد به تدریج با افزایش ارتفاع و تأثیر نیروی کوریولیس، جهت غربی پیدا می‌کند و بادهای غربی را بوجود می‌آورد. شدت این بادهای در بالای جبهه قطبی، به علت اختلاف شدید فشار، خیلی زیاد است و در نتیجه رودباد جبهه قطبی را بوجود می‌آورد.

جریانهای رو به شمال یا رو به جنوب، از جبهه قطبی، کاملاً به صورت نصف‌النهاری نیستند، بلکه بصورت حرکت پیچانه‌ای به وقوع می‌پیوندند، به عبارتی حالت موجی پیدا می‌کنند. وقوع حرکت پیچانه‌ای در منطقه برون حاره به علت پدید آمدن موجهایی در بادهای غربی است و عامل اصلی حرکت موجی بادهای غربی، ثابت بودن مقدار چرخندگی مطلق در مسیر جریان است. چرخندگی یک توده هوا عبارت است از چرخش آن توده هوا به دور محوری عمود بر سطح زمین. اگر جهت گردش توده هوا موافق با جهت گردش محور زمین باشد، آن را گردش سیکلونی یا مثبت و در صورتی که مخالف با جهت گردش محور زمین باشد، آن را گردش آنتی سیکلونی یا منفی می‌نامند. بادهای غربی به وزش مداری تمایل دارند ولی ناهمواریهای سطح زمین از این امر جلوگیری می‌کنند. در بین عوارض سطح زمین کوههای رشوز و شرق آسیا اثر عمده‌ای در بادهای غربی دارند. تأثیر این ناهمواریها به اینگونه است که بادهای غربی در برخورد با این کوهها صعود می‌کنند و در بالای آن، گردش آنتی سیکلونی ایجاد می‌شود که باعث می‌شود توده هوا در دامنه بادپناه به طرف عرضهای جغرافیایی پایین جریان یابد و از مسیر مستقیم خود خارج شود.

با توجه به بحث بالا، در سمت شرق کوههای رشوز یک فرود ایجاد می‌شود. این فرود، خود باعث ایجاد فراز و فرودهای بعدی می‌شود. این مکانیسم را « پیوند دور » نامیده‌اند.

علاوه بر تأثیر دینامیک کوهها، تغییرات حرارتی اقیانوسها نیز باعث ایجاد موج می‌شوند. وقتی بادهای غربی، در سطح پایین از خشکی آسیا وارد اقیانوس کبیر می‌شوند، گرم شده، مرکز کم‌فشار (فروبار) ایجاد می‌کنند. در این فروبار، چرخش هوا سیکلونی است و وضعیت همگرا برقرار می‌شود و بدین ترتیب یک فرود در منطقه شرق آسیا ایجاد می‌شود. موجهای ایجاد شده در بادهای غربی طولهای گوناگونی دارند که امواج بلندتر از ۸ هزار کیلومتر را موج بلند و از آن کوتاهتر را موج کوتاه می‌نامند و سرعت حرکت موجها با طول آنها رابطه معکوس دارد، یعنی موجهای کوتاه سریع‌تر از موجهای بلند حرکت می‌کنند و وقتی طول موج به حد معینی برسد، از حرکت باز می‌ایستد و برای مدت زیادی در یک منطقه متوقف می‌شود. چنین موجی را موج ساکن گویند.

منطقه‌ای که موجهای کوتاه در آنجا عمیق‌تر تقویت می‌شوند، یعنی دامنه‌های آنها بیشتر می‌شود، محل فرود موج بلند است.

- بادهای غربی، در زمستان خیلی شدیدند و بیشتر به وزش مداری تمایل دارند. منطقه شرق آمریکا، دریای مدیترانه و شرق آسیا محل فرود موج بلند در پیرامون نیمکره شمالی اند که فرود شرق آسیا، باعث ایجاد و افزایش چرخندگی مثبت می شود. فرود مدیترانه از دو فرود دیگر ضعیف تر است زیرا فرود شرق آمریکا هم از کوههای رشوز متأثر می شود ولی فرود مدیترانه چنین وضعیتی ندارد.

- در تابستان، در نیمکره شمالی بادهای غربی ضعیف تر می شوند ( به علت اختلاف دمایی کمتر بین آب و خشکی) و عقب نشینی می کنند. در این موقع، بیشتر جریان وزش نصف النهاری است. محللهای فرود بلند مدیترانه عبارت است از: شرق و غرب اقیانوس کبیر، شرق و غرب اقیانوس اطلس، دریای سیاه و روی هندوستان.

موج بادهای غربی اعم از کوچک بزرگ، جابجا می شوند. عامل حرکت افقی، حرکت عمودی هوا در زیرموجهاست و شدت حرکت عمودی زیر موج با طول موج نسبت عکس و با دامنه آن و سرعت باد در داخل موج نسبت مستقیم دارد به همین دلیل، موجهای کوتاه، عمیق و دارای باد تند، در چگونگی آب و هوای سطح زمین مؤثرند.

نتیجه گردش عمومی هوا در درازمدت، وجود کمربندهای کم فشار در استوا، پرفشار در جنب حاره، کم فشار در منطقه معتدله و احتمالاً پرفشار در منطقه قطبی است. شدت سلولهای پرفشار جنب حاره به علت وجود جریانهای آب گرم در غرب اقیانوسها، کمتر از سمت شرقی آنها است که در آنجا جریانهای آب سرد وجود دارد. گسترش مداری این مراکز در نیمکره جنوبی بیشتر از نیمکره شمالی است.

بر روی خشکیهای زمین نیز فرابارهای حرارتی تشکیل می شود که در میان آنها فرابار حرارتی سیبری (آنتی سیکلون سیبری) گسترده تر و قوی تر است. این فرابار، بیشترین فشار موجود روی زمین را دارد. مراکز فروبار منطقه برون حاره دو سلول بزرگ اقیانوسی به نامهای سلولهای کم فشار ایسلند در اقیانوس اطلس و سلول کم فشار آلتوسین در اقیانوس کبیر را تشکیل می دهند.

در تابستان، فرابار حرارتی سیبری از بین می رود و به جای آن، بر اثر انرژی تابشی زیاد که خشکی گسترده آسیا دریافت می کند، فروبار حرارتی گسترده ای در لایه های پایین اتمسفر ایجاد می شود که آن را فروبار پاکستان می نامند که بر روی پاکستان شکل می گیرد. همچنین در این فصل پرفشار آزور و کالیفرنیا، به علت گرمای زیاد خشکی، از روی خشکیها دور شده بر روی دریاها تشدید می شوند. و در عین حال به طرف شمال حرکت می کنند.

## جریان‌های اقیانوسی :

جریان اقیانوسی عبارت است از حرکت افقی و مداوم آب سطح اقیانوس در یک جهت معین. این جریانها  $\frac{1}{3}$  مازاد انرژی سیاره زمین را از این طریق جابجا می‌کنند.

### عوامل مؤثر در بوجود آمدن جریان اقیانوسی عبارتند از:

جریانهای هوا در لایه زیرین جو (مهمترین عامل)

اختلاف وزن مخصوص آب

ناهمواریه‌های بستر و سواحل اقیانوسها. (تأثیر محلی دارد و عامل اصلی انحراف جریانهای اقیانوسی به اطراف خود است). حرکت آبها در جهت سمت راست جریان هوا صورت می‌گیرد. که زاویه بین آنها ۴۵ درجه است و این انحراف در جهت اعماق اقیانوس بیشتر شده تا جایی که جهت جریان اقیانوسی در اعماق برخلاف جهت سطحی اقیانوسها می‌شود. مهمترین عامل در کنترل جهت حرکت جریانهای اقیانوسی، مراکز پرفشار جنب حاره‌ای هستند که در اطراف خود جریانهای عمده و متفاوت اقیانوسی را بوجود می‌آورند. به عنوان مثال مرکز پرفشار آزور، در جنوب، جریان شمالی استوایی در غرب، جریان گلف استریم در شمال، جریان اطلس شمالی در شرق جریان کاناری را ایجاد می‌کند. در حاشیه شرقی این مراکز، آبهای سطحی پیوسته به طرف غرب منحرف می‌شوند و به جای آنها در نواحی ساحلی، آب سرد دوباره از زیر بالا می‌آید (آپولینگ). این عمل پیوسته در سواحل شرقی اقیانوسها انجام می‌گیرد و به همین دلیل این منطقه را منطقه بالایی نامیده‌اند.

در منطقه موسمی در فصل سرد، بادهای خشک و سرد شمال شرقی و در فصل گرم، بادهای گرم و مرطوب جنوب غربی سیطره دارند و به همین دلیل رژیم گردش هوا در این منطقه را رژیم موسمی می‌نامند.

در گذشته، سیستم موسمی را با توجه به مجاورت خشکی بزرگ شبه قاره هند با اقیانوس هند، به اشتباه بدین ترتیب تحلیل می‌کردند که در زمستان بر اثر سرمای زیاد، خشکی هند مرکز فرابار و اقیانوس هند مرکز فروبار شده، در نتیجه جریان سرد و خشک از خشکی به دریا برقرار می‌شد و این وضعیت در تابستان برعکس می‌شود. به این معنی که در تابستان، اقیانوس هند مرکز فرابار و خشکی هند مرکز فروبار می‌شد و در نتیجه بادهای تابستانی از دریا به خشکی می‌وزید.

اساس چنین مدل ساده‌ای، نسیم دریا و خشکی است. امروز این مدل ساده رد شده است زیرا :

۱- براساس این مدل، بارش در سواحل غربی و شرقی شبه قاره هند باید یکسان باشد که در عمل اینطور نیست و بارش در سواحل غربی چندین برابر سواحل شرقی است.

۲- نسیم دریا محدود به ساحل است و حداکثر تا ۶۰ کیلومتری به داخل خشکی نفوذ می‌کند، در حالی که بارانهای موسمی جنوب آسیا تا جنوب تبت ادامه دارد.

۳- ضخامت نسیم دریا از ۱۰۰۰ متر تجاوز نمی‌کند، ولی ضخامت هوای موسمی جنوب غربی به ۶ کیلومتر می‌رسد.

۴- نسیم دریا در فصل گرم اتفاق می‌افتد، اما در گرمترین دوره سال هندوستان که بهار است، بارانهای موسمی هنوز آغاز نشده است.

نتیجه این می‌شود که عامل اصلی رژیم موسمی را باید در گردش عمومی هوا جستجو کرد. بدین صورت که کمربند همگرایی استوایی در تابستان، در جنوب شرق آسیا، در شمالی‌ترین نقطه خود، از خط استوا حدود ۲۵ درجه فاصله دارد و بادهای جنوب شرقی نیمکره جنوبی که در محدوده گردش سلول هدلی به طرف کمربند همگرایی حاره‌ای می‌وزند، برای رسیدن به آن باید از استوا عبور کنند. بادهای یاد شده پس از عبور از استوا، بر اثر نیروی کوریولیس به طرف راست منحرف می‌شود و بصورت جریان جنوب غربی به سواحل غربی هندوستان و هندوچین می‌وزند. همین وزشها، بادهای موسمی تابستان هندوستان را تشکیل می‌دهند.

بادهای موسمی پس از رسیدن به خلیج بنگال، در فروبار روی گنگ به گردش عمومی هوا وارد می‌شوند و بصورت گردش سیکلونی از دامنه جنوبی هیمالیا به طرف شمال غرب، تا بیابانهای تار، پیشروی می‌کنند. ضخامت جریان موسمی در جنوب هندوستان به ۶ کیلومتر می‌رسد و به تدریج در جهت شمال گسترش می‌یابد و از ضخامت آن کاسته می‌شود.

اما در فصل سرد، بر روی آسیای مرکزی، فرابار حرارتی سیبری تشکیل می‌شود که در حاشیه شرقی خود هوای سرد و خشک قاره قطبی را از خشکی آسیا به طرف دریاهای حاشیه اقیانوس کبیر سرازیر می‌کند. ولی هیچ گونه نفوذی در منطقه هندوستان ندارد. علت آن این است که این آنتی سیکلون، حداکثر به ۱۵۰۰ متر می‌رسد و در نتیجه هیچگاه نمی‌تواند از سلسله هیمالیا به طرف جنوب بگذرد. روی این آنتی سیکلون حرارتی، در تمام سطوح بادهای غربی جریان دارند. بطور خلاصه، بادهای شمال شرقی روی هندوستان، نتیجه استقرار پرفشار دینامیک زیر رودباد جنب حاره‌ای بر روی این منطقه است و پرفشار یا آنتی سیکلون حرارتی سیبری، به دلیل وجود سد عظیم کوهستان هیمالیا، هیچگونه دخالتی در تشکیل آن ندارد.

علت عمده ایجاد بادهای محلی، اختلافهای حرارتی محلی است و البته عوامل دینامیکی هم در ایجاد آنها بی‌تأثیر نیستند. از جمله بادهای محلی می‌توان نسیم دریا و خشکی و نسیم کوه و دره و ... نام برد.

نسیم دریا در چند ساعت بعدازظهر، بیشترین شدت را دارد. وسعت وزش این نسیم در عرضهای پایین‌تر به حدود ۱۰۰ کیلومتر و در عرضهای متوسط به حدود ۵۰ کیلومتر می‌رسد. همچنین ضخامت این نسیم در نزدیک جبهه نسیم دریا، حدود ۱۰۰۰ متر است که به طرف خشکی کم می‌شود. علاوه بر آن به علت اصطکاک، از سرعت آن نیز کاسته می‌شود.

نسیم کوه و دره در روز از دره به طرف دامنه‌های کوه و در شب از دامنه‌های کوه به طرف دره جریان دارد. شدت نسیم دره، خیلی بیشتر از نسیم کوه است و از نظر ضخامت نیز نسیم دره ارتفاع بیشتری دارد. زمان حداکثر فعالیت در مورد نسیم دره، ساعات بعدازظهر و در مورد نسیم کوه کمی قبل از طلوع آفتاب است.

هوا به هنگام صعود در دامنه بادگیر کوهها، بتدریج سرد می‌شود و در نقطه‌ای تا قله کوه ایجاد تراکم و احتمالاً بارش می‌کند. کاهش دما در این دامنه، ابتدا به صورت آدیاباتیک خشک (۱۰ درجه کاهش دما به ازای افزایش ارتفاع ۱۰۰۰ متری) و بعد بصورت آدیاباتیک اشباع (۵ درجه کاهش دما به ازای افزایش ارتفاع ۱۰۰۰ متری) صورت می‌گیرد و نزول هوا در دامنه بادپناه باعث افزایش دمای هوا فقط از طریق آدیاباتیک خشک می‌شود و نتیجه این کار افزایش دمای هوا در کوهپایه بادپناه است. این پدیده گرمباد (فون یا چینوک) نامیده می‌شود.

در زیر بادهای محلی دیگر که دارای اهمیت فراوانند، را نام می‌بریم:

- باد بورا: باد سرد جنوب کوههای آلپ

- باد میسترال: در جنوب فرانسه و دره رن

- باد سیراکو: از بیابان آفریقا به طرف دریای مدیترانه می‌وزد.

- باد هارماتان: نتیجه وزش بادهای بسامان در غرب آفریقا است که بادی خنک است

- باد صد و بیست روزه سیستان

فون: (Foehn):

باد گرم و خشکی است که در سمت پشت به باد یک پشته کوهستان‌ی بروز می‌کند و این نام منشاء خود را از آلپ گرفته است.

زمانی که هوای نسبتاً مرطوبی بر پشته کوهی صعود می‌کند سرد شده، تراکم حاصل از این امر به صورت بارندگی در جهت رو به باد ظاهر می‌شود و چنانچه در ارتفاعات ذخیره‌ایی از هوای سرد انباشته نباشد جریان هوا ضمن گذر از پشته کوهستان‌ی به تدریج در شرایط بی در رو، در داخله پشت به باد گرم و خشک می‌شود به طور کلی، در زمان جریان این باد، میزان نم نسبی به طور ناگهانی پایین می‌آید بارندگی قطع می‌شود. در زمان حداکثر شدت باد، درجه حرارت به حداکثر خود می‌رسد و عموماً از میزان فشار هوا کاسته می‌شود. ذوب

برف‌های زمستانی، خشکی و سوزاندن مزارع و ایجاد شرایط مساعد برای حریق جنگل‌ها از دیگر نشانه‌های بروز بادهایی با خصوصیات باد «فون» است.

داغباد و سوزباد

اندازه گیری باد

هاریکن

ترنادو

واتر اسپات‌ها

توفان‌های رعد و برق

باد توفانی

## رطوبت

رطوبت هوا بر روی دریا‌های منطقه حاره، در بهترین شرایط، حدود ۴ درصد از ترکیب جو را اشغال می‌کند. اگرچه بخار آب جو، با تولید و مصرف انرژی، دمای جو را کنترل می‌کند، خود نیز در کنترل مستقیم دماست؛ یعنی مقدار بخار آب جو با دمای آن رابطه مستقیمی دارد بطوریکه هرچه دما بالاتر رود، گنجایش رطوبتی جو بیشتر می‌شود.

تبدیل یخ به آب، فرایند ذوب است که ضمن آن ۸۰ کالری حرارت در ازای یک گرم یخ مصرف می‌شود. عکس این فرایند را انجماد می‌نامند که همان مقدار انرژی مصرف شده را آزاد می‌کند. (وقتی آب یخ می‌زند، انرژی آزاد کرده هوا را گرم می‌کند.) فرایند تبدیل آب به بخار را تبخیر می‌گویند که در ضمن آن مقدار بسیاری از انرژی مصرف می‌شود که این مقدار انرژی در بخار آب ذخیره می‌شود و به گرمای نهان تبخیر مرسوم است. پس فرایند تبخیر باعث سرد شدن دمای محیط می‌شود، اما موقع تبدیل بخار آب به آب (فرایند تراکم) این مقدار انرژی آزاد شده، باعث گرمای محیط می‌شود.

سه عامل عمده در میزان تبخیر اثر می‌گذارند: دما، خشکی و حرکت هوا.

با افزایش دما، گنجایش رطوبتی هوا بالا می‌رود بطوری که به ازای هر ۱۰ درجه افزایش دما، حداکثر گنجایش رطوبتی هوا تقریباً دو برابر می‌شود. در صورت ثابت بودن دما، هر اندازه دما خشک‌تر باشد، بخار آب بیشتری جذب می‌کند. حرکت هوا نیز باعث می‌شود مولکولهای بخار از بالای سطح تبخیر شونده سریعتر دور شوند و امکان تبخیر مجدد وجود داشته باشد.

تبخیر و تعرق بالقوه مقداری است که در صورت وجود آب کافی و پوشش گیاهی یکدست انجام می‌گیرد و تبخیر و تعرق واقعی آن است که در شرایط طبیعی منطقه انجام شده و با افزایش مقدار آب بیشتر می‌شود. هرچند که مقدار آن هرگز بیشتر از مقدار تبخیر و تعرق بالقوه نمی‌شود. از اختلاف این تبخیر و تعرق میزان نیاز آب منطقه نشان داده می‌شود. به عقیده تورنت ویت، در بررسی شرایط اقلیمی یک منطقه، کاربرد معیار تبخیر و تعرق بهتر از معیارهای دما و بارش است، زیرا تبخیر و تعرق اثر هر دوی آنها را منعکس می‌کند.

کاهش تدریجی مقدار رطوبت هوا از استوا به طرف قطبها به دلیل کاهش دماست. اما با وجود اختلاف شدید رطوبت بین قطبها و حاره، مقدار رطوبت نسبی در آنها تقریباً مساوی است. و هر دو حداکثر رطوبت روی زمین را دارند. علت این مسأله این است که در منطقه حاره، اگر چه مقدار بخار آب خیلی بیشتر از قطبهاست، درجه حرارت، یعنی گنجایش رطوبتی هوا نیز بالاست و در قطبها عکس این حالت درست است. اما کمترین مقدار رطوبت نسبی در پهنه‌های گسترده خشکی در منطقه حاره و جنب حاره، به علت دوری از دریا و دمای بسیار زیاد هوا (گنجایش رطوبتی زیاد) ثبت شده است. با توجه به مطالب بالا می‌توان نتیجه گرفت که توده هوا به دو طریق اشباع می‌شود:

الف) دمای آن را آنقدر پایین بیاوریم که به دمای نقطه شبنم برسد.

ب) از طریق افزایش رطوبت هوا که زمانی رخ می‌دهد که هوای سرد و خشک از روی دریای گرم عبور کند. صعود توده هوا به ارتفاعات بالاتر در شرایط خاصی صورت می‌گیرد. هوا موقعی می‌تواند صعود کند که از هوای بالاتر و مجاور خود سبک‌تر باشد. شرایط لازم برای سبک‌تر شدن هوا، گرم شدن آن است، اما عامل ادامه صعود همیشه گرم شدن زمین نیست بلکه عوامل دینامیکی دیگری (از قبیل موجهای بادهای غربی و سیکلونها) نیز دخالت دارند. در هر صورت، صعود هوا تا ارتفاعی ادامه دارد که سبک‌تر یعنی گرم‌تر از هوای محیط خود باشد. در چنین شرایطی هوا ناپایدار است و چنین حالتی را ناپایداری می‌گویند. توده هوای صعود کننده در یک ارتفاعی، سردتر و در نتیجه سنگین‌تر از هوای بالای خود خواهد شد و دیگر نمی‌تواند صعود کند. در این حالت آن را هوای پایدار و این شرایط را پایداری نامیده‌اند.

بهترین راه تشخیص پایداری و ناپایداری هوا، مقایسه افت محیطی دما و افت آدیاباتیک دما در محل مورد نظر است. اگر آهنگ افت محیطی دما بیشتر از آهنگ افت آدیاباتیک آن باشد، هوا ناپایدار و اگر کمتر از آن باشد، هوا پایدار است. گاهی ممکن است قسمتی از هوای یک منطقه پایدار و قسمتی دیگر ناپایدار باشد. این حالت را ناپایداری مشروط

می‌نامند. تراکم (تبدیل بخار آب به آب) باید از زمان رسیدن رطوبت نسبی به صد در صد آغاز شود، ولی در هوای خالص چنین نیست. تجربه نشان داده است که نم نسبی هوای خالص برای آغاز فرایند تراکم باید حدود چهار برابر حالت عادی باشد. ظهور چنین وضعیتی در طبیعت غیر ممکن نیست. فرایند تراکم در طبیعت به کمک ذرات ناخالص جو انجام می‌گیرد. این ذرات با ایجاد هسته‌های تراکم، نقش عمده‌ای در وقوع تراکم ایفا می‌کنند. در بین این ذرات (هواویزها)، ذرات نمک بهترین و در عین حال فراوان‌ترین هسته‌های تراکم را تشکیل می‌دهند. (تراکم در هوای آلوده روی شهرها زودتر آغاز می‌شود).

مه

نتیجه عمل تراکم تشکیل مه یا ابر است. مه ابری است در مجاورت سطح زمین که یا از طریق تزریق رطوبت در توده هوا (تبخیر) ایجاد می‌شود که مه تبخیری نام دارد، یا از کاهش دمای هوا بوجود می‌آید که آن را مه تبریدی می‌گویند. مهمترین انواع مه تبخیری دو نوع است:

**الف) دود دریا:** وقتی هوای سرد پایدار روی دریای گرم قرار گیرد، آب دریا تبخیر می‌شود و ایجاد مه می‌کند.

**ب) مه جبهه‌ای:** در جبهه‌های هوایی ممکن است قطرات باران ضمن سقوط، وارد هوای خشک زیرین شوند و پس از تبخیر، ایجاد مه کنند.

مهمترین انواع مه تبریدی چهار نوع است:

**الف) مه تابشی:** در نواحی پوشیده از برف، در شبهای صاف و آرام، در شرایطی که لایه وارونگی دمایی ایجاد می‌شود، اثر کاهش دمای سطح زمین، دمای هوای بالای آن تا دمای نقطه شبنم پایین می‌آید و شروع به تراکم می‌کند. ایجاد شبنم بر روی برگها به این طریق صورت می‌گیرد. این مه در کف دریاها و روی جاده‌ها نیز ایجاد می‌شود.

**ب) مه وزشی (مه بالایی):** موقعی که هوای گرم و مرطوب به منطقه سرد می‌رسد، قسمت‌های زیرین اشباع می‌شود، مه ایجاد می‌کند که احتمال وقوع آن بر روی جریانهای اقیانوسی سرد خیلی زیاد است.

**ج) مه کوهستانی:** وقتی توده هوایی به دلایلی از دامنه کوه صعود کند، اینگونه مه بوجود می‌آید.

**د) مه آمیخته:** در بعضی موارد نظیر آنچه در جبهه‌های سرد رخ می‌دهد، هوای سرد و گرم مخلوط می‌شوند که خود به تشکیل مه می‌انجامد. نمونه آشکار این نوع مه، تراکم هوای بازدم انسان در هوای سرد محیط است.



## ابر

اگر فرایند تراکم در ارتفاع بالاتر نسبت به سطح زمین صورت بگیرد، ابر را بوجود می‌آورد. اگر صعود هوا آرام صورت بگیرد، فرایند تراکم نیز ملایم است و ایجاد ابرهای پوششی و گسترده می‌کند. اما اگر صعود سریع و ناگهانی باشد، یا هوا خیلی ناپایدار شود، ابرهای گل‌کلمی شکل بوجود می‌آیند که بطور کلی آنها را ابر جوششی می‌نامند. در هر دو مورد، چون تراکم در لایه‌های پایین بیشتر است، غلظت ابرها در لایه‌های پایینی بیشتر از لایه‌های بالایی است. در نتیجه قسمتهای پایین ابرها یا ابرهای تشکیل شده در ارتفاع پایین، آبدارتر از ابرها یا ابرهای تشکیل شده در ارتفاعات بالاتر هستند.

علامت مشخصه ابرهای پوششی، گسترش افقی آنهاست که برخلاف آنها ابرهای جوششی، گسترش افق ناچیزی دارند و دارای گسترش عمودی‌اند و شرایط اولیه ایجاد آنها، وجود لایه‌های ناپایدار در اتمسفر است که صعود هوا را امکان‌پذیر می‌کند. ابرها را می‌توان براساس معیارهای مختلف تقسیم‌بندی کرد: ابرهای مایع، ظاهری متراکم و حاشیه‌ای مشخص دارند در حالی که ابرهای یخی، ساختاری نامتراکم و رشته‌ای، به شکل الیاف، دارند و حاشیه آنها مات و نامشخص است. راه دیگر برای تقسیم‌بندی ابرها، ارتفاعی است که پایه ابر در آن قرار گرفته است که از این لحاظ ابرها به چهار دسته تقسیم می‌شوند: ابرهای بالا، میانی و پایین که اصولاً ابرهای پوششی هستند و ابرهای جوششی که از نظر ساختار عمودی بیشتر تروپوسفر را فرا می‌گیرند. البته موقعیت ارتفاعی ابرها به عرضهای جغرافیایی نیز بستگی دارد.

## الف) ابرهای پوششی

۱- **ابرهای بالا:** ارتفاع پایه این ابرها که عموماً سیروس نامیده می‌شوند، به حدود ۶۰۰۰ تا ۱۲۰۰۰ متر می‌رسد. انواع مهم این ابرها عبارتند از: سیروس - سیرواستراتوس - سیروکومولوس. این ابرها رطوبت خیلی کمی دارند و چندان ضخیم نیستند و اغلب سایه ندارند و به هیچ‌وجه بارش ایجاد نمی‌کنند.

- سیروس: این ابر منفرد و پرماند است و در بیشتر موارد حالت ریسمانی پیدا می‌کند که نشانه سرعت زیاد هوا در ارتفاعات است. سیروس ابری یخی است که وجود آنها اغلب از ورود جبهه گرم حکایت دارد.

- سیرواستراتوس: این ابر نسبتاً متراکم و ضخیم‌تر از ابر سیروس است. بلورهای یخ تشکیل‌دهنده این ابرها خاصیت شکست نور دارند، به نحوی که اغلب هاله‌ای به دور ماه یا خورشید ایجاد می‌کنند.

- سیروکومولوس: نشانه وجود آن، حرکت عمودی شدید در همان ارتفاعی است که بوجود آمده است.

**۲- ابرهای میانی:** ارتفاع پایه این ابرها از ۱۸۰۰-۴۵۰۰ متر است و انواعی از ابرهای پوششی و جوششی را شامل می‌شود. در نامگذاری آنها عموماً پیشوند آلتو بکار می‌رود. انواع عمده اینگونه ابرها عبارتند از:

- آلتوکومولوس: این ابرها بصورت خطوط یا ورقه‌های متشکل از واحدهای مدور یا استوانه‌ای دیده می‌شوند. در مجموع این ابرها نازک و فاقد سایه‌اند و هرگاه از جلو ماه یا خورشید عبور کنند، حلقه‌های رنگی به دور قرص آنها بوجود می‌آورند. در این ابرها حرکت عمودی و افقی وجود دارد.

- آلتواستراتوس: این ابرها هاله ایجاد نمی‌کنند، اما دایره‌هایی کوچکتر به دور خورشید و ماه ایجاد می‌کنند که زائیده شکست نور در برخورد با قطرات آب است. این ابرها باران و برف سبکی ایجاد می‌کنند که همیشه به سطح زمین نمی‌رسد و بیشتر اوقات بصورت نوارهایی معروف به «نور بارانی» به دنبال ابر ظاهر می‌شوند.

**۳- ابرهای پایین:** پایه این ابرها از سطح زمین تا ارتفاع ۱۸۰۰ متر می‌رسد. این ابرها عموماً از ورقه‌های مسطح و یکدست تشکیل شده، در گروه ابرهای استراتوس قرار دارند که مهمترین آنها عبارتند از:

- استراتوس: به علت ارتفاع پایین استقرار، از قطرات آب تشکیل شده است و باران و برف سبکی ایجاد می‌کنند.

- استراتوکومولوس: این ابرها در توده هوای نسبتاً پایدار، بویژه در حواشی مراکز پرفشار و روی اقیانوسها بوجود می‌آیند.

- نیمبواستراتوس: ضخیم‌ترین ابرها در خانواده استراتوس هستند و باعث ریزش برف و باران سبک و سنگین می‌شوند.

### **ب) ابرهای جوشی:**

این ابرها خاصیت ارتفاع معینی از جو نیستند بلکه به جهت مکانیسم بوجود آورنده خود، از طبقات پایین تا بالای جو گسترده می‌شوند و انواع مهم آنها عبارتند از:

- کومولوس: این ابرها منفرد، با حواشی شفاف و متراکمند که برای ایجادشان وجود لایه ناپایدار ضروری است و اغلب به ریزش جوی منجر نمی‌شوند. و به شکل تپه، برج یا گنبد هستند.

- کومولونیمبوس: ضخیم‌ترین نوع ابرهاست در طبقات بالای جو از بلورهای یخ و در طبقات پایین از قطرات آب بوجود آمده‌اند که مرز بین آنها تدریجی است. این ابرها در صعودهای خیلی شدید ایجاد می‌شوند و برف و باران سنگین همراه با رعد و برق ایجاد می‌کنند به همین جهت آنها را ابرهای رگباری می‌نامند. این ابر تنها ابری است که به تگرگ منجر می‌شود.

- کومولو کانسستوس: ابرهای کومولوس در صورت رشد بیشتر به کومولو کانسستوس تبدیل می‌شود که در حالت ضخیم بودن، ایجاد برف و باران سبک می‌کند.

## بارش

بارش زمانی اتفاق می‌افتد که هوای مرطوب، عامل صعود و هواویزها در منطقه‌ای وجود داشته باشد. به عبارتی دیگر هوای مرطوب باید تا ارتفاع معینی بالا رود تا بر اثر سرد شدن آدیاباتیک به نقطه اشباع برسد و در مرحله بعد، ابر بارش را پدید آورد. نبود هریک از عوامل مانع وقوع بارش می‌شود.

مناطق وسیعی در سطح دریاهای گرم، علی‌رغم داشتن هوای کاملاً مرطوب، بیابان به حساب می‌آیند. قسمتهای شرق اقیانوس اطلس در مجاورت مراکش و سواحل خلیج فارس و دریای عمان از جمله این مناطقتند. این مناطق در بیشتر ایام سال تحت سیطره مراکز پرفشار جنب حاره‌ای هستند و هیچ نوع عامل صعود در آنها مشاهده نمی‌شود.

از طرف دیگر، بیابانهای موجود در دامنه بادپناه کوهستانها مانند کویر نمک ایران و بیابان گبی چین، بر اثر نرسیدن رطوبت ایجاد شده‌اند.

بر اساس عوامل صعود، بارش به انواع جداگانه‌ای تقسیم می‌شود: بارش جبهه‌ای یا سیکلونی، بارش همرفتی و بارش کوهستانی. در این تقسیم‌بندی، به نقش اغتشاش‌های سطوح بالا اشاره نشده است که آن نیز می‌تواند باعث صعود توده هوایی شوند. عوامل صعود عبارت است از عامل چرخندگی، عامل همرفت و عامل ناهمواری.

در اوایل جنگ جهانی دوم، رزبای اصل چرخندگی را برای تبیین گردش عمومی هوا و ایجاد امواج بلند بادهای غربی مطرح کرد. وزش چرخندگی مثبت، رابطه مستقیم با همگرایی توده هوا در نزدیک سطح زمین و حرکت صعودی هوا دارد که خود به بارش شدید می‌انجامد. حداکثر بارندگی در زیر منطقه وزش چرخندگی مثبت، موجهای بادهای غربی به وقوع می‌پیوندد. (قسمت جلو فرو) و کمترین آن در زیر قسمت عقب موج، یعنی زیر منطقه وزش چرخندگی منفی، رخ می‌دهد.

در تمام رودبادهای، مقدار بارش در سمت شمالی رودباد، یعنی در زیر منطقه خروجی سمت چپ هسته سرعت، بیشتر از جاهای دیگر است. احتمال بارش در جنوب رودبادهای همراه با فرودهای غربی، بیشتر از رودبادهای نسبتاً مستقیم است، هرچند در هر دو حالت، گسترش منطقه بارش به طرف شمال رودباد بیشتر است.

بارش حاصل از اغتشاش‌های سطوح بالا، اعم از موج کوتاه، رودباد یا سردچالهای بالا ممکن است در هر لحظه و در تمام مدت شبانه‌روز ایجاد شود و زمان ترجیحی معینی ندارد. این نوع بارش شدتی نسبتاً ملایم دارد و طی زمان طولانی‌تری انجام می‌گیرد. مناطق حداکثر بارش که حاصل از اغتشاش‌های سطوح بالاست، منطقه استقرار فرودهای موج بلند بادهای غربی و مسیر رودبادهای جبهه قطبی و جنب حاره‌ای است. چون حرکت صعودی حاصل از رودباد جنب حاره به سطح

زمین نمی‌رسد، بارش قابل ملاحظه‌ای در سطح زمین ایجاد نمی‌کند. در بین این عوامل، مسیر رودباد جبهه قطبی و مسیر حرکت موجهای کوتاه مهمترین نقش را در تعیین مکان بارش بازی می‌کند.

سردچالهای بالا در صورت استقرار طولانی در یک منطقه، بارش بسیاری را سبب می‌شود. ولی از آنجا که جلوه آنها خیلی محدود است، در پراکندگی بارش نقش چشم‌گیری ندارند.

عامل چرخندگی شدید سطح بالا در صورت قرار گرفتن بر روی یک سطح گسستگی (جبهه هوا) سیکلون ایجاد می‌کند. بیشترین مقدار بارش، در امتداد جبهه سرد، به طرف شمال مرکز سیکلون رخ می‌دهد. شدت بارش در اطراف جبهه گرم کمتر از جبهه سرد است. بارش جبهه گرم، ملایم و درازمدت است و در منطقه باریکی در پس و پیش جبهه سرد دیده می‌شود. در منطقه برون حاره، در فصل سرد، بادهای غربی گسترش پیدا می‌کنند و با خود سیستم‌های سیکلونی را به ارمغان می‌آورند؛ بنابراین، عامل چرخندگی، بویژه سیکلونها از عوامل عمده و مهم ایجاد بارش در فصل سرد این مناطقند.

همرفت توده هوا در مقیاسهای محلی و در نتیجه ناپایداری صورت می‌گیرد. برخلاف چرخندگی که عملکرد آن دو توده هوای متفاوت را دربر می‌گیرد، همرفت در داخل یک توده هوا عمل می‌کند. ناپایداری همرفتی موقعی حاصل می‌شود که توده هوا، در یک سطح معین، گرمتر از هوای مجاور خود بشود که در صورتی امکان‌پذیر است که اولاً اینکه یک منطقه نسبت به مناطق مجاور خود انرژی تابشی بیشتری دریافت کند. دوم اینکه توده هوا در مسیر حرکت خود از مناطق گرم عبور نماید. صعود همرفتی با ابرهای جوششی همراه است.

بارش ایجاد شده از طریق همرفت حرارتی را رگبارهای گرمایی می‌نامند که بیشتر آنها در بعد از ظهر اتفاق می‌افتد. در مناطق حاره‌ای در بیشتر ایام سال و در عرضهای جغرافیایی بالا، در فصل گرم بیشترین مقدار بارش از صعود همرفتی است.

در مناطق کوهستانی، دامنه‌های آفتابگیر، در بهار و پاییز، انرژی تابشی بیشتری دریافت می‌کنند و همین امر، هوای روی دامنه‌ها را گرمتر می‌کند. از هوای نواحی مجاور که باعث ایجاد ناپایداری و صعود هوا می‌شود. این فرایند را «همرفت دامنه‌ای» می‌نامند که بیشتر در مناطق برون حاره رخ می‌دهد و این امر در تابستان بسیار کمتر رخ می‌دهد به دلیل زاویه بالای تابش خورشید.

در نواحی کوهستانی شمال غرب ایران، بارش بهاره بر اثر همرفت دامنه‌ای رخ می‌دهد. در تابستان، جنوب ایران زیر نفوذ پرفشار جنب حاره‌ای قرار دارد و در نتیجه این شرایط، مانع صعود هوای مجاور سطح زمین تا سطح اشباع و تراکم

می‌شود. اما از طرف دیگر، در سواحل دریای خزر که خارج از استیلای پرفشار جنب حاره‌ای است، بارش همرفت تابستانی رخ می‌دهد.

اگر توده هوای سردی از روی سطح گرم دریا یا خشکی عبور کند، باعث ناپایداری هوا در لایه‌های زیرین می‌شود و امکان صعود هوا را فراهم می‌کند که به آن همرفت وزشی می‌گویند. بهترین نمونه اینگونه وزش، عبور هوای سرد و خشک سیبری از روی دریای خزر است که در اواخر پاییز به نهایت شدت خود می‌رسد و بارشهای زیاد سواحل جنوبی خزر (انزلی) را تأمین می‌کند.

ناهمواری سطح زمین، در واقع عامل صعود نیست، بلکه مانع حرکت افقی توده هواست و توده هوا را وامی‌دارد که از روی دامنه به طرف کوه حرکت کند و از آن بگذرد که اگر توده هوای صعودکننده از دامنه کوه، توده هوای پایدار باشد، ضمن صعود پایدارتر می‌شود و اگر ابری ایجاد کند از نوع استراتوس است ولی اگر توده هوای ناپایدار صعود کند، ضمن صعود ناپایدارتر می‌شود و حرکت همرفتی نیز در جهت عمده پیدا که باعث رشد ابرهای کومولوس و بارش زیاد می‌شود. حداکثر بارش در منطقه حاره تا ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متری است و مقدار بارش در قله خیلی کمتر است، ولی در منطقه برون حاره از دامنه تا قله کوه مقدار بارش افزایش می‌یابد. عمده‌ترین تأثیری که کوهستانها دارند، پراکندگی مکانی بارش است. عامل چرخندگی در سیکلونهاى حاره‌ای بیشتر است. عامل همرفتی در منطقه کمربند همگرایی حاره‌ای مؤثرتر از جاهای دیگر است. عامل ناهمواری نیز به تنهایی قادر به ایجاد بارش نیست و در واقع عوامل دیگر را تشدید می‌کند. در نتیجه تأثیر عوامل فوق مناطق پر باران کره زمین عبارتند از: اطراف کمربند همگرایی بین حاره‌ای، مسیر سیکلونهاى برون حاره، منطقه موسمی جنوب شرق آسیا، مناطق غرب قاره‌ها در منطقه برون حاره و نواحی شرق قاره‌ها در منطقه حاره، حاشیه غربی مراکز پرفشار جنب حاره‌ای در شرق قاره‌ها.

عامل اصلی کاهش باران در مناطق کم‌باران حاره‌ای، نبود مکانیسم صعود و به عبارت دیگر جود پایداری دینامیک توده هواست. مانند بیابان بزرگ آفریقا که در اثر نزول دینامیک در زیر مرکز پرفشار جنب حاره‌ای جزء مناطق کم‌باران به شمار می‌آیند. علاوه بر مرکز پرفشار، جریان سرد کاناری نیز پایداری را تشدید می‌کند. بیابان باجا در آمریکای شمالی بر اثر عامل حرکات نزولی در مرکز پرفشار کالیفرنیا شکل گرفته است که از نقاط کم‌باران جهان محسوب می‌شود.

از آنچه گفتیم استنباط می‌شود که تمام بیابانهای واقع در عرضهایی پایین، در اطراف مدارهای رأس‌السرطان و رأس‌الجدی در منطقه نفوذ مراکز پرفشار جنب حاره واقعند. در تمام این بیابانها، عامل اصلی کمبود بارش، نبود مکانیسم صعود است این بیابانها را بیابانهای دینامیک می‌نامند.

مناطق کم‌باران برون حاره به دلیل فقدان مکانیسم صعود نیست، بلکه عامل اساسی آن نبود رطوبت است. از جمله این بیابانها که به آنها بیابانهای بادپناهی نیز گفته می‌شود، گبی تکلک مکان، کویر نمک ایران است و تنها بیابان بادپناهی در نیمکره جنوبی، پاتاگونی در آرژانتین است. شدت خشکی در بیابانهای منطقه برون حاره (بیابانهای بادپناهی) خیلی کمتر از بیابانهای دینامیک منطقه جنب حاره‌ای است.

نواحی قطبی، به علت پس دادن زیاد انرژی، سرد می‌شوند و در تمام سال زیر نفوذ سیستم آنتی سیکلون هستند. در این نواحی مقدار رطوبت هوا در تمام سال خیلی ناچیز است و بدیهی است که بارش حاصل از آن هم خیلی ناچیز خواهد بود بنابراین در نواحی قطبی هم شرایط خشکی فراهم است.

## انواع بارش

از نظر کانون تشکیل، بارش را به چند دسته تقسیم می‌کنند:

الف) بارشهایی که حاصل مستقیم ابرهای مختلفند و به آنها بارشهای ابری می‌گویند.

ب) بارشهایی که از تراکم یا تصعید در سطح عوارض مختلف زمین بوجود می‌آیند و به بارشهای غیر ابری مرسومند.

ج) بارشهایی که ابتدا از ابرها سرچشمه گرفته‌اند اما در سطح زمین تغییر شکل داده، بصورت یخ کدر یا یخ شفاف درآمدند. این پدیده‌ها را بارشهای ثانوی می‌گویند.

بارشهای ابری عبارتند از: مایع و جامد.

### – بارشهای مایع عبارتند از باران، ریزباران و رگبار

۱) باران: قطر قطرات آن معمولاً از ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر متغیر است.

۲) ریزباران: بارانی است یکنواخت که از قطرات کوچک تر از قطر ۰/۵ میلی‌متر تشکیل شده و غالباً از ابرهای نوع استراتوس می‌بارد.

۳) رگبار: از قطرات درشت تشکیل شده که بطور ناگهانی می‌بارد و به سرعت نیز بارش آنها قطع می‌شود و عموماً از ابرهای جوششی می‌بارند.

- بارشهای جامد شامل برف، دانه یخ، سنجاقکهای یخی، برفدانه ریز، تگرگ نرم، تگرگ ریز و تگرگ

(۱) برف: حاصل از تصعید (تبدیل بخار آب به یخ) بخار آب در دمایی کمتر از نقطه انجماد آن است. احتمال چسبندگی بلورهای یخ و ایجاد تکه‌های درشت در مرز صفر درجه از همه بیشتر است.

(۲) سنجاقکهای یخی: معمولاً در ارتفاعات بالایی اتمسفر، از ابرهای سیروس و سیرواستراتوس پدید می‌آیند که این سنجاقکهای یخی در اثر تابش خورشیدی درخشندگی خاصی دارند، «خاکستر الماس» نامیده می‌شوند.

(۳) تگرگ ریز: هسته تگرگ ریز در واقع برفدانه‌ریزی است که اطراف آن را یخ شیشه‌ای مانند فرا گرفته است. تگرگ ریز معمولاً از ابرهای کومولونیمبوس و همراه با رگبار ریزش می‌کند.

(۴) تگرگ: رشد شدید تگرگ حاصل حرکات عمودی شدید و مکرر هوا در درون ابرهای کومولونیمبوس است تگرگ غالباً به شکل رگبار، بطور محدود و همراه با رعد و برق، بویژه در بهار می‌بارد.

- بارشهای غیر ابری عبارتند از: مه‌تر، شبنم، ژاله، یخ‌پوشه و یخ‌قندیلی.

(۱) مه‌تر: این مه مواقعی بوجود می‌آید که قطرات ابر یا مه بویژه در اثر وزش باد، با گیاهان و عوارض مختلف سطح زمین تماس پیداکنند و باعث خیس شدن آنها شوند.

(۲) شبنم: بر اثر تراکم بخار آب بر روی سطحی که دمای آنها کمتر از نقطه شبنم است، بوجود می‌آید. (شبنم تنها در دمای بیش از صفر درجه سلسیوس تشکیل می‌شود).

(۳) ژاله: اگر در دمای بالای صفر درجه سلسیوس ابتدا شبنم تشکیل شود، سپس بر اثر افت دما به زیر نقطه انجماد (صفر سلسیوس)، و قطرات شبنم منجمد شود، ژاله بوجود می‌آید.

(۴) یخ‌پوشه: اگر دمای سطح زمین، بر اثر تصعید به زیر نقطه انجماد برسد یخ‌پوشه تشکیل می‌شود که در هوای صاف و آرام در زمستان امکان تشکیل آن وجود دارد.

(۵) یخ‌قندیلی: گاهی تشکیل یخ‌پوشه در شرایطی انجام می‌گیرد که همزمان با آن، مه یا غبار تر نیز وجود دارد. این شرایط باعث می‌شود در نوک زوایای اجسام مختلف بلورهای یخی رشد کنند و یخ‌قندیلی شکل می‌گیرد که در صورت وزش باد در جهت مخالف باد رشد می‌کنند. یخ‌قندیلی گاهی باعث بهم خوردن تعادل آئروپینامیکی هواپیما می‌شود.

بارشهای ثانوی عبارتند از: مانده‌برف و یخ‌شیشه

۱- مانده برف: از تجمع برف پس از بارش آن و گاهی انباشته شدن تگرگ نرم، برفدانه ریز بر روی هم تشکیل می‌شود.

۲- یخ شیشه: موقعی تشکیل می‌شود که باران یا ریزباران روی سطوح با دمای زیر صفر درجه منجمد شود و بصورت

یک لایه پوششی از یخ درآید. یخ شیشه را میتوان عامل مهمی در بروز سوانح زمستانی سطح جاده‌ها به حساب آورد.

ارتفاعی که در آنجا برف در تمام مدت سال پیوسته باقی می‌ماند را برفمرز می‌گویند. که ارتفاع برفمرز به چند عامل

بستگی دارد که مهمترین آنها مقدار بارش برف، شرایط تابش و چگونگی دما در دوره ذوب تابستانی است. همچنین

ارتفاع برف مرز به عرض جغرافیایی وابسته است. بطوری که ارتفاع آن از عرضهای بالا به سمت استوا به سرعت افزایش

پیدا می‌کند، با این وجود حداکثر آن نه در استوا بلکه در مناطق جنب حاره، بین عرضهای ۲۰ - ۳۰ درجه در هر دو

نیمکره مشاهده می‌شود. علت آن این است که در مناطق حاره به دلیل وسعت بارش، ارتفاع آن به نحو چشم‌گیری کاسته

می‌شود ولی در مناطق جنب حاره، میزان بارش سالانه بسیار کم است.

خشکی نوعی ویژگی دائمی آب و هوایی یک منطقه است، در حالی که خشکسالی عبارت است از کاهش غیر منتظره

بارش در مدتی معین در منطقه‌ای که لزوماً خشک نیست. بنابراین خشکسالی ویژگی دائمی منطقه نیست و در هر آب و

هوایی ممکن است اتفاق بیفتد. خطر ناشی از خشکسالی خیلی بیشتر از خشکی است. به نظر تورنت ویت، منطقه خشک

جایی است که در آن نیاز رطوبتی خاک بیش از میزان رطوبتی باشد که از طریق بارش به خاک وارد می‌شود.



## سیستم های سینوپتیک جو

### مفهوم سیستم سینوپتیک

سیستم سینوپتیک: سیستم های موجود در جو که عمری معین دارند و در مقیاس منطقه ای فعال هستند و ابعاد آنها بین ۳۰۰ تا ۳۵۰۰ کیلومتر است و عمر متوسط آنها ۴ روز (۲ تا ۱۲) است سیستم سینوپتیک مینامند

### توده های هوا

توده هوا حجم بزرگی است از هوا که افت محیطی دما و توزیع افقی دما، رطوبت و فشار در آن تقریباً متجانس است. بدین معنی که در آن سطوح کم فشار به موازات سطوح هم وزن واقع شده اند. (دارای وضعیت باروتروپیک). در محل برخورد دو توده هوای متضاد، صفحه باریک و شیب داری ایجاد می شود که آن را جبهه یا منطقه گسستی می نامند. که در آن وضعیت باروکلینیک حاکم است.

### تقسیم بندی توده های هوا

توده های هوا را براساس عرض جغرافیایی کانون آن به قطبی (عرضهای بالا) و حاره ای (عرضهای پایین)، و از نظر سطح زیرین کانون به اقیانوسی و قاره ای تقسیم می کنند. بنابراین چهار نوع توده هوا وجود دارد: توده هوای قاره ای قطبی **CP**، اقیانوسی قطبی **MP**، قاره ای حاره ای **CT** و اقیانوسی حاره ای **MT**.

بعضی از دانشمندان توده های هوای تشکیل شده بر روی خط جنوبگان و خشکیهای مجاور شمالگان را توده هوای آرکتیک (شمالگان و جنوبگان) **Continental Arctic CA** و توده هوای تشکیل شده بر روی خط استوا و آبهای نزدیک آن را اقیانوسی استوایی **Maritime Equatorial ME** می نامند

### محل های تشکیل توده های هوا :

کانون توده های هوا مرکز آنتی سیکلونهاست مهم سطح زمین است: توده های هوای **CP** در محل فراباره های حرارتی سیبری و کانادا، توده هوای **CA** در مرکز فرابار حرارتی واقع بر روی کلاهک قطبی شمال و جنوب، توده هوای **CT** در محل فراباره های دینامیکی جنب حاره (**STHP**) بر روی خشکیها، توده هوای **MT** در مراکز پرفشار جنب حاره ای در دو طرف خط استوا، توده هوای **MP** که معمولاً از گذار درازمدت هوای **CP** یا **CA** بر روی اقیانوسهای واقع در عرضهای بالاتر بوجود می آید.

### تغییرات توده هوا :

▪ تغییرات ترمودینامیکی

✓ افزایش یا کاهش دما

✓ افزایش یا کاهش رطوبت

▪ تغییرات مکانیکی : صعود یا فرونشینی هوا

**ویژگیهای عمده توده های هوایی**

لایه وارونگی ویژگی عمده توده های هوای CP و CA (قاعده شمالگان و جنوبگان) بویژه در زمستان است. در نیمکره جنوبی به علت نبود خشکی بدون برف توده های هوای CP تشکیل نمی شود و توده های CA فقط جنوبگان را اشغال می کند. توده های MT در حاشیه شرق مراکز پرفشار جنب حاره ای، به جهت دینامیکی (کاهش چرخندگی انحنایی) و حرارتی (عبور از روی جریانهای سرد اقیانوسی) حالت پایدار دارد، ولی در حاشیه غربی، همین مراکز درست به علت وجود شرایط عکس حاشیه شرقی، ناپایدار است و به ایجاد ابر و بارش بیشتر منجر می شود. در مقابل، توده های CT به دلیل خشک بودن زیاد و دمای بالا در بیشتر موارد، ابر و بارش ایجاد نمی کند. هوای ایران در تابستان نمونه ای از این هواست. بیشتر بارشهای جوی منطقه برون حاره را در حاشیه غربی توده های MT ایجاد می کند. مرز تلاقی توده هوایی MT و CP در منطقه برون حاره، جبهه قطبی را بوجود می آورند.

جدول : ویژگیهای عمده توده های هوا ( تروراتا و هورن ۱۹۸۰)

توده هوا	دما (C)	نم ویژه (g/kg)	پایداری	کانون تشکیل
اقیانوسی-حاره ای	۳۰ تا ۳۲	۲۰ تا ۱۵	شرطی	اقیانوسهای منطقه حاره و جنب حاره، جنگلهای آمازون، کنگو و قسمتی از جنوب شرقی آسیا،
قاره ای-حاره ای	۳۰ تا ۴۲	۱۰ تا ۵	شرطی	یبانهای جنب حاره بویژه صحرا و استرالیا
اقیانوسی-قطبی	۱۰ تا ۰	۸ تا ۳	شرطی	اقیانوسهای بالاتر از ۴۵ یا ۵۰ درجه
قاره ای-قطبی	۳۵-۲۰ تا ۳۵	۱۲-۱۶ تا ۲	بسیار پایدار، دارای لایه وارونگی دما در سطح زمین پایدار، پایدار شرطی	داخل قاره ها بین ۴۵ و ۵۵ درجه شمال مدار ۴۵ تا ۶۰ درجه شمالی
قاره ای-شمالگان	۳۵-۰۰ تا ۳۵	۱۰-۱۲ تا ۰	پایدار، دارای لایه وارونگی دما از زمین تا ارتفاع ۲ کیلومتری	داخل قاره ها در شمال ۵۵ درجه شمالی در تابستان فقط در داخل گرینلند و جنوبگان مشاهده می شود.

مرز بین دو توده هوای سرد و گرم با دما، رطوبت و چگالی مختلف را جبهه می گویند. جبهه ها بر خلاف توده های هوایی که تقریباً باروتروپیک هستند دارای هوایی باروکلینیک می باشند. جبهه منطقه گذراست. جبهه ها به طور مداوم تشکیل شده و از بین می روند. وسعت ناحیه جبهه از 10 تا 100 کیلومتر می باشد. جبهه در لایه های پایینی اتمسفر صورت می گیرد تا 3000 متری، بالاتر از این رودبادهای (جت استریم) تشکیل می شود. از معیارهای شناخت جبهه می توان اختلاف دما، جهت باد و اختلاف رطوبت را نام برد.

### جبهه زایی Frontogenesis

واژه ای که در توصیف فرایند تشکیل یا تشدید جبهه ها استفاده می شود و در مناطق کم فشار که توده های هوای متضاد همگرا می شوند (مانند جبهه قطبی) معمول است، جبهه زایی نامیده می شود. جبهه ها در مناطق حاره که توده های هوا کمتر اختلاف دارند، متداول نیستند

۱- تفاوت لازم از لحاظ حرارت و غلظت بین دو توده هوا

۲- حرکت متقابل دو توده هوا به سمت یکدیگر (حالت همگرایی بین دو توده هوا (Convergence))

### جبهه زدایی Frontolysis

جبهه زدایی وضعیتی متضاد با جبهه زایی است و به تضعیف و یا از بین رفتن جبهه ها وقتی که الگوی جریان هوا با فرونشینی از سطوح فوقانی و آنتی سیکلون زایی واگرا همراه شده، بیان می شود. عبارتی دیگر تغییر و از بین رفتن جبهه ها را جبهه زدایی گویند.

انواع جبهه ها:

#### ۱- جبهه گرم Warm Front :

خطی که در پشت آن یک توده هوایی گرم گسترش می یابد و در مقابل آن یک توده هوای سرد عقب نشینی می کند را جبهه گرم می نامند. جبهه های گرم عمدتاً در عرضهای میانی و فوقانی ایجاد می شوند. بخصوص در زمستان، وقتی که سیکلون هایی که این جبهه ها معمولاً با آنها مرتبط اند از همه اوقات بیشتر غلبه دارند.



جبهه گرم در نقشه های هواشناسی به این صورت نشان داده می شود.

#### ۲- جبهه سرد Cold Front :

منطقه انتقالی که در آن توده ای از هوای سرد گسترش یافته و توده هوای گرم را جابجا کرده و جای آن را می گیرد، جبهه سرد نامیده می شود.

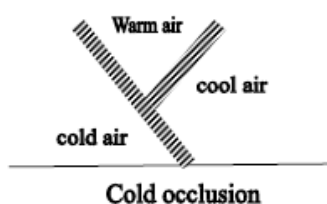
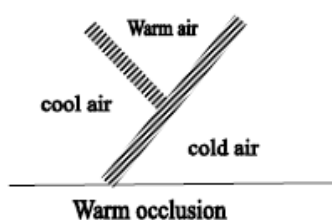


جبهه سرد در نقشه های هواشناسی به این صورت نشان داده می شود.

### ۳- جبهه مسدود، بند آمده یا میرا (Occluded Front (Occlusion))

بعد از اینکه جبهه سرد، جبهه گرم را اسیر نمود جبهه میرا بوجود می آید. جبهه ای که بر اثر برخورد سه توده هوای سرد، خنک و گرم ایجاد می شود. در نتیجه یک سیستم، هوای چند ردیفه بوجود می آید که هوای سرد در حاشیه پایینی، هوای خنک در بالاتر از هوای سرد و هوای گرم در بالاتر از آنها قرار می گیرد.

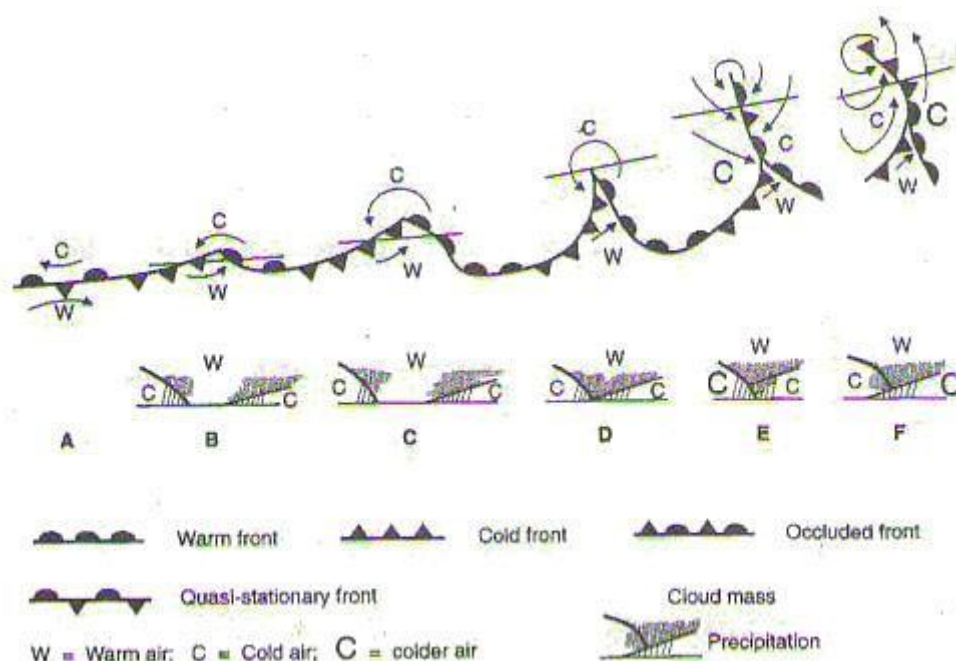
در صورتی که دمای هوای سرد زیر جبهه گرم از میزان دمای پشت جبهه پایینتر باشد جبهه پدید آمده را جبهه مسدود گرم می گویند که بیشتر در زمستان بین توده های هوایی قطبی بحری و قطبی بری در قسمت غربی قاره ها مشاهده می شود. اگر هوایی سرد در پیشانی و هوایی گرم در وسط و هوایی بسیار سرد در پشت جبهه باشد به جبهه مسدود سرد معروف است. این نوع جبهه هم در بین توده های هوایی قطبی بری و آرکتیک مشاهده می گردد



طرز نمایش جبهه سرد در نقشه های هواشناسی

### ۴- جبهه ایستا، ساکن یا ایستاده (Standing Front)

جبهه ای است که در یک وضعیت خاص ثابت می شود. به چند دلیل ممکن است جبهه حرکتش را از دست بدهد، زمانی که یک سد کوهستانی مسیرش را مسدود می کند یا هنگامی که یک جبهه به دو سطح حرارتی یکی پوشیده از برف و دیگری بدون برف می رسد.



## انواع جبهه‌ها (تامپسون ۱۹۹۸)

### جبهه قطبی

جبهه قطبی مرز بین توده هوای قطبی و توده هوای حاره ای است و مهمترین جبهه است.

چون توده هوای قطبی یا حاره ای در سرتاسر جو پایینی و زمین پیوسته نیستند و در بعضی نواحی نایک‌نواختی در آنها دیده می‌شود، جبهه قطبی نیز حلقه پیوسته نیست و بنا به شرایطی که در آن بوجود آمده، در بعضی جاها وجود دارد و در بعضی نواحی دیده نمی‌شود.

پهنای جبهه قطبی کمتر از ۶۰ کیلومتر نیست و به طور متوسط ۱۵۰ تا ۴۰۰ کیلومتر است

اگر دو جریان متضاد (سرد و گرم) در منطقه جبهه به موازات هم حرکت کنند، در این صورت جبهه قطبی را غیر فعال یا ساکن می‌نامند.

### علت تشکیل جبهه قطبی

علت اساسی تشکیل جبهه قطبی توزیع دمای سطح اقیانوسهاست و در جایی که این خطوط به هم نزدیک میشوند مکان جبهه قطبی است. همچنین مکان دیگر جبهه قطبی محل وزش موجهای بلند بادهای غربی است. بطوریکه مرز بین جریان شمالغربی و جنوب غربی محل تقریبی جبهه قطبی است.

اگر دو توده هوا به موازات هم حرکت کنند یعنی مرز آنها بر هم مماس شود اما به یکدیگر فشار وارد نسازند جبهه تشکیل شده، غیر فعال خواهد بود، اما در صورتی که دو توده هوا در جهت هم حرکت کنند بطوریکه امتداد مسیر آنها یکدیگر را قطع کنند جبهه مذکور فعال خواهد بود.

جبهه قطبی عامل اصلی تشکیل سیکلون های جبهه ای در منطقه برون حاره است.

جابجایی های جبهه قطبی در زمستان سه ناحیه جبهه قطبی دیده میشود: اقیانوس اطلس، اقیانوس آرام و خشکی آسیا-اروپا. جبهه قطبی در غرب اقیانوسها فراوانتر و قوی ترند.

در تابستان جبهه های قطبی از لحاظ تعداد همان مقدار زمستان را دارند اما به عرض های بالاتر میروند و بیشترین تغییر مکان در دریای مدیترانه صورت میگیرد.

توزیع مکانی جبهه قطبی

جامع ترین و دقیق ترین مطالعه در زمینه توزیع مکانی جبهه قطبی تاکنون، کار تحقیقی رید (۱۹۶۰) است. جبهه قطبی در غرب اقیانوسها به دلیل برخورد جریان های سرد و گرم با یکدیگر، فراوانتر و قویتر است.

فراوان ترین محل جبهه زایی، جنوب شرق آسیا است و این بدلیل بزرگی و گستردگی فرابار سیبری است که هوای سرد و خشک را در گردش موسمی زمستانی خود به سوی این مناطق سرازیر می کند. (۸۰ درصد ایام سال دارای جبهه است). جبهه زایی در اقیانوس اطلس و قاره آمریکا به حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد ایام سال می رسد. منطقه مدیترانه کمترین درصد (۵۰) جبهه زایی را دارد و این به دلیل گذر اندک هوای سرد شمال از روی اقیانوس اطلس است.

در تابستان، همه مراکز جبهه زایی از نظر تعداد، شدت زمستانی خود را دارند با این تفاوت که از نظر مکانی به مدارهای بالاتری منتقل می شوند. مقدار این تغییر مکان در دریای مدیترانه بیش از جاهای دیگر است.

### گردش عمومی اتمسفر و سیستم بادهای جهانی

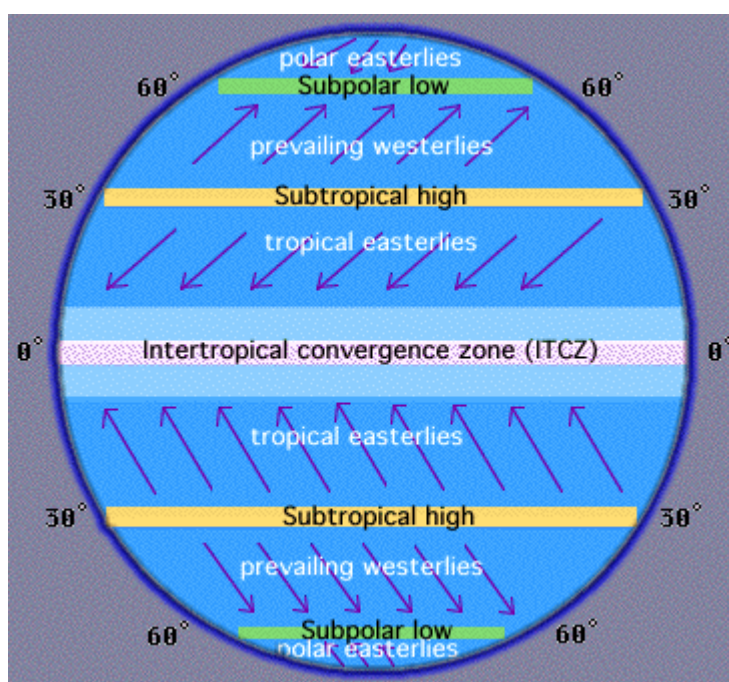
تفاوت در ترازنامه انرژی مناطق قطبی و منطقه حاره دلیل و علت اصلی جریانهای عمومی جو می باشد.

بادهای تجارتي، بسامان، الیزه یا منظم Trade Winds :

این بادهای نیمکره‌های شمالی و جنوبی به ترتیب از شمال شرقی به جنوب غربی و از جنوب شرقی به شمال غربی در حال وزشند. بادهای بسامان از مراکز پرفشار جنب حاره نتیجه می‌شوند و بیش از یک سوم مساحت زمین را بین مدار 20 درجه در نیمکره زمستان و مدار 30 درجه در نیمکره تابستان فرا می‌گیرد.

این بادهای در بین منطقه پرفشار جنب حاره و همگرایی میان حاره‌ای در بخش اعظمی از این مناطق در تمام طول سال می‌وزد و با ثبات‌ترین بادهای کره زمین هستند.

در نیمکره جنوبی به علت مداومت فشار زیاد جنب حاره، بادهای تجارتی به طور منظم وزیده و طوق‌هایی را تشکیل می‌دهند. از این رو تجارتی‌های سطحی در نیمکره شمالی حالات منظم‌تر و قویتری دارند. وسعت نفوذ کمربند تجارتی‌ها در نیمکره شمالی در حدود 2500 کیلومتر و در نیمکره جنوبی در حدود 3000 کیلومتر است. در سطح فوقانی کمربند حاره در حدود 10 کیلومتری از سطح زمین، بادهایی با جهت مخالف تجارتی‌ها می‌خورند، که آنها را آنتی‌تریڈ (ضد تجارتی) می‌گویند.



منطقه همگرایی میان حاره‌ای یا بین‌مداری (ITCZ)

بادهای بسامان از دو نیمکره به طرف استوا می وزند و در منطقه ای نزدیک استوا که به کمربند همگرایی حاره ای موسوم است، باهم برخورد کرده و صعود می کنند. این کمربند را کمربند دولدوروم (منطقه ای که دارای وزش بادهای ملایم و متغیر می باشد) هم می نامند. نتیجه صعود هوا در این منطقه ایجاد ابرهای کومولوس و کومولونیمبوس و در نهایت بارش شدید باران می باشد.

شمالی ترین محل کمربند همگرایی حاره ای در آسیای جنوبشرقی تا مدار **24** درجه شمالی و جنوبی ترین محل آن در اقیانوس هند تا مدار **22** درجه جنوبی است.

منطقه همگرایی بین مداری یک منطقه کم فشار جوی است در نزدیک خط استوا که محل برخورد بادهای آلیزه شمالشرقی و جنوبشرقی است. گاهی به غلط به آن جبهه بین مداری می گویند زیرا از برخورد بادهای مذکور جبهه ای ایجاد نمی شود.

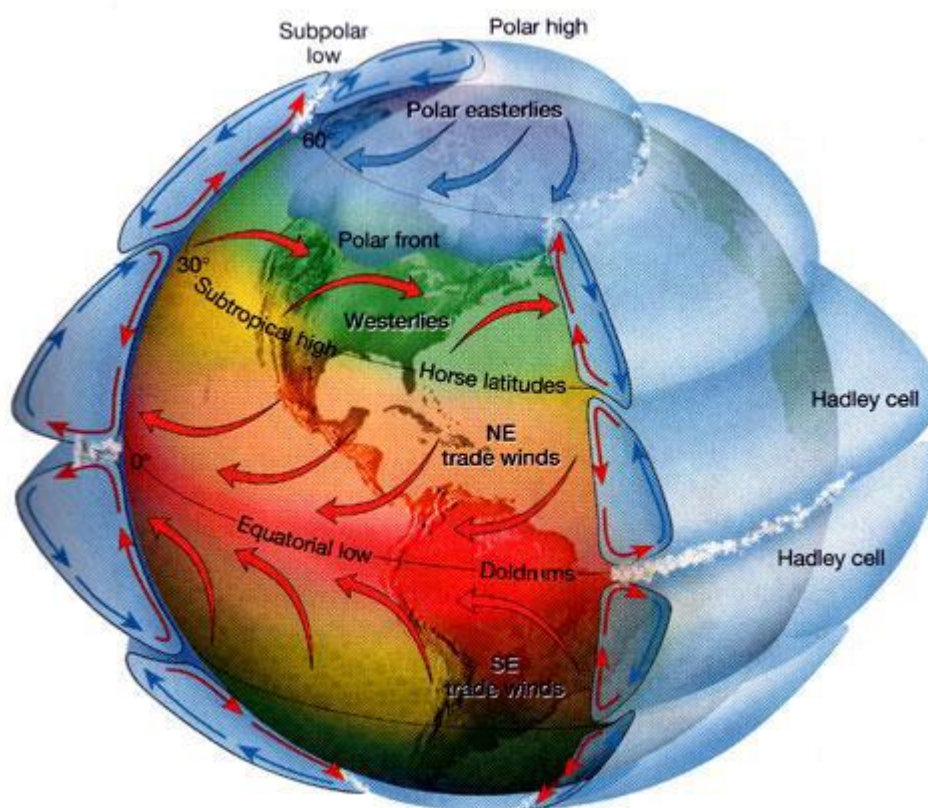
### بادهاي غربی Westerlies

بادهای سطحی اند که در مقیاس جهانی در نیمکره شمالی از جنوبغرب به سمت شمالشرق و در نیمکره جنوبی از شمالغرب به جنوب شرق در بین عرضهای **30** و **60** درجه شمالی می وزند. اینها بادهای غالب منطقه برون حاره اند که منشاء تشکیل آنها مراکز پرفشار جنب حاره است. به دلیل تأثیر نیروی کوریولیس، مسیر وزش آنها جهت غربی پیدا می کند.

این بادهای از نظر جهت و استمرار دارای خصوصیات متغیرند در سرعت و جهت حرکت آنها جریانات موجی بویژه سیلکون های سیار و آنتی سیلکون هایی که در منطقه نفوذ این بادهای از غرب به شرق حرکت می کنند اثر عمده ای دارند از اینرو ممکن است بادهای مذکور ضمن

وزش از غرب به شرق خصوصیات طوفانی هم داشته باشند در زمستان های نیمکره شمالی توسعه آنتی سیلکون های قاره ایی و بعضاً حتی سیلکون ها از توسعه بارز بادهای غربی ممانعت به عمل آورده و بدین جهت بادهای مزبور به نحو بارزی بر روی اقیانو سها توسعه می یابند ولی چون در عرض های میانه نیمکره جنوبی، شرایط قاره ایی تقریباً حاکمیتی ندارد. بادهای غربی هم تقریباً حالت کمربند جهانی بخود گرفته اند.





### بادهای قطبی یا بادهای شرقی قطبی Polar Easterly :

بادهای سردی که از نواحی پرفشار قطبی در نیمکره شمالی از شمالشرق به جنوبغرب و در نیمکره جنوبی از جنوبشرق به شمالغرب می وزند ، گفته می شود

### بادهای موسمی Monsoon :

به بادهایی که در فصول متضاد سال با جهات مخالف می وزند موسمی ها گفته می شود. این بادهای در زمستان، به صورت جریان سردی از خشکی به دریا و در تابستان به صورت جریان هوای مرطوب و گرمی از دریا به خشکی می وزند. در تابستان ها، قاره آسیا گرم شده و به علت تشکیل کم فشارهای حرارتی گسترده در خلیج فارس و آسیای مرکزی و دشت راجستان هند، از اقیانوس هند و آرام بادهایی به جهت این مراکز کشیده می شوند این شرایط هم زمان با استرالیا و توأم با تشکیل یک آنتی سیکلون در روی آن می باشد که بادهای خروجی از آن، ضمن عبور از استوا با جهت جنوب غربی به جهت آسیا کشیده می شوند و موسمی های تابستانی در آسیا را بوجود می آورند. جریانهای مونسون که به بادهای موسمی منطقه هند و پاکستان و کشورهای اطراف آن بکار برده می شود، از سمت اقیانوس اطلس عبور کرده و رطوبت فراوانی را با خود حمل می کند و سبب بارندگی های شدید و سیلاب در این مناطق می شوند.

## رودباد Jet stream:

باد اتمسفری با سرعت بیش از 30 متر در ثانیه را رودباد می نامند. رودبادها معمولاً در قسمتهای بالایی تروپوسفر یا لایه های پایینی استراتوسفر بوجود می آیند ولی حلقه های پیوسته ای دور کره زمین را تشکیل نمی دهند بلکه بصورت هسته هایی از سرعت بصورت کاملاً منفرد هستند که در داخل گردش عمومی جو، مانند هسته های سرعت در یک رودخانه حرکت می کنند که به انواع ذیل تقسیم می شود.

- رودباد جنب حاره ای: **STj**

- رودباد جبهه قطبی: **PFj**

- رودباد شرقی: **ETj**

منطقه باروکلینیک هسته های رودباد جنب حاره ای به علت ارتفاع زیاد آن تا طبقات میانی جو ادامه دارد ولی منطقه باروکلینیک هسته های رودباد جبهه قطبی تا سطح زمین ادامه دارد. به همین دلیل رودباد جنب حاره ای در اقلیم سطح زمین اثر مستقیم قابل ملاحظه ای ندارد. اما رودباد جبهه قطبی اثر شدیدی در اقلیم سطح زمین دارد. این تاثیر بطور عمده به تشکیل سیکلونهاى برون حاره و هدایت آنها و نیز ایجاد ناپایداری در جو زیرین خود شده که سبب صعود هوا و در صورت وجود رطوبت و هوای گرم، سبب بارش می شوند.

رودبادها، سریعترین بادهای فوقانی جهان هستند که در جهت غربی - شرقی حرکت می کنند. این رودبادها زمانی که اختلاف درجه حرارت و فشار زیاد است ایجاد می شوند و هزاران کیلومتر طول، صدها کیلومتر عرض و چندین کیلومتر ضخامت دارند.

### رودباد جنب حاره ای Subtropical jetstream:

این رودباد به دلیل ثبات اندازه حرکت زاویه ای زمین در سطوح بالای جو منطقه جنب حاره در جهت غربی ایجاد می شود. سرعت این رودباد بعضی اوقات به  $135 \text{ m/s}$  می رسد. این رودباد نسبت به رودباد جبهه قطبی ثابت تر است. همگرایی قوی سمت استوایی این رودباد، مساعد فرونشینی و واگرایی سطحی پرفشارهای دینامیکی در نواحی جنب حاره است. رودباد جنب حاره و جریان واگرایی سطح زمین منجر به از بین رفتن هرگونه جبهه و ناپایداری است.

### رودباد جبهه قطبی Polar Front Jetstream:

به دلیل اختلاف حرارت بین مناطق حاره و قطبی در بالای جبهه قطب با جهت غربی ایجاد می شود و در بین عرضهای ۴۰ - ۶۰ شمال قرار دارد. جبهه قطبی محل حداکثر اختلاف حرارتی بین هوای قطبی و حاره ای می باشد. در نتیجه بادهای بر روی آن بسیار شدید می وزند بطوری که به سرعت رودباد می رسند و رودباد جبهه قطبی را بوجود می آورند. این رود باد در همگرایی و واگرایی لایه فوقانی هوا تاثیر مهمی دارد و در بعضی قسمتها موجب تشکیل چرخندهای (سیکلونهای) فوق حاره ای می شود. این جبهه منطقه وسیعی از کره زمین را به پهنای هزاران کیلومتر با تضاد حرارتی قابل ملاحظه ای از هم جدا می سازد. برخلاف رودباد جنب حاره در فصول مختلف این رودباد تغییرات بسیار بارزی از عرضهای میانی دارد.

جبهه قطبی منطبق بر منطقه حداکثر اختلاف دما و در نهایت ، اختلاف فشار است .در نتیجه انتقال ماده و انرژی در آن بیش از هر جای دیگر در جو زمین است .انتقال ماده و انرژی سبب جریان یافتن هوا می شود. این جریان(بادهای) به علت اختلاف فشار زیاد در جبهه قطبی شدیدتر است . جهت بادهای در سطح زمین ، نسبتا به حالت نصف النهاری است . اما با افزایش ارتفاع ، وضعیت ژئوستروفیک حاصل می شود و بادهای به موازات خطوط همفشار و در امتداد جبهه قطبی می وزند. چون سرعت این بادهای از 30 متر در ثانیه بیشتر است. در  $108 \text{ km/hr}$  رودباد بوجود می آید که آن را رودباد جبهه قطبی می نامند. چنین رودبادی جزء جدایی ناپذیر از گردش عمومی جو در منطقه برون حاره به شمار می رود. فراوانترین محل جبهه زایی ، جنوب شرقی آسیا ، اطراف مجمع الجزایر فیلیپین است که حدود 80% از ایام سال دارای جبهه می باشد. دلیل آن بزرگی و گستردگی فرابار سیبری است که هوای سرد و خشک را در گردش موسمی زمستانی خود به این مناطق سرازیر می کند. جبهه زایی در اقیانوس اطلس و قاره آمریکا به حدود 60 الی 70 درصد می رسد و منطقه مدیترانه کمترین درصد (50%) جبهه زایی دارد و این به دلیل گذر اندک هوای سرد شمال از روی اقیانوس اطلس است.

جبهه قطبی روی مدیترانه اثر عمده ای در اقلیم جنوب غربی آسیا دارد. سیکلونهای تشکیل شده در روی این جبهه به طرف خاورمیانه هدایت می شوند. در تابستان همه مراکز جبهه زایی ، از نظر تعداد شدت زمستانی خود را دارند، با این تفاوت که از نظر مکانی به مدارهای بالاتری منتقل می شوند که این تغییر مکان در دریای مدیترانه بیش از سایر قسمتها می باشد.

رودباد شرقی Easterly Jetstream : (این نوع رودباد فقط در برخی منابع ذکر گردیده است)

رودبادی است که در سطح بالای بادهای تجارتی منطقه حاره تشکیل می شود و در عرضهای 15 درجه شمالی در تابستان گسترش می یابد.

هر هسته رودباد با جو باروکلینیک همراه است. منطقه باروکلینیک هسته‌های رودباد جنب حاره‌ای، به علت ارتفاع زیاد آن، تا طبقات میانی جو ادامه دارد. ولی منطقه باروکلینیک رودباد جبهه قطبی تا سطح زمین ادامه پیدا می‌کند. به همین دلیل، رودباد جنب حاره‌ای در اقلیم سطح زمین اثر مستقیم قابل ملاحظه‌ای ندارد، اما رودباد جبهه قطبی اثر شدیدی در اقلیم سطح زمین دارد. این اثر به تشکیل سیکلونها‌ی برون حاره و هدایت آنها کمک می‌کند. علت ایجاد رودباد جبهه قطبی از اختلاف حرارتی بالای جبهه قطبی تأمین می‌شود و چون در منطقه برون حاره، به دلیل حرکت توده‌های هوا، نواحی اختلاف حرارتی نوسان مکانی زیادی دارند، مکان جغرافیایی رودباد جبهه قطبی خیلی متغیر تر از رودباد جنب حاره‌ای است.

تأثیر اقلیمی هسته رودباد، بویژه در مورد رودباد جبهه قطبی از طریق بروز حرکات عمودی در زیر این هسته صورت می‌گیرد و این حرکات عمودی سبب حرکت افقی آن می‌شود.

هسته‌های رودباد بیشتر در مناطق جلو فرودها، بویژه فرودهای کوتاه دیده می‌شوند، به عبارت دیگر، هر موج کوتاه، یک هسته رودباد به همراه دارد که سرعت پیشروی هسته رودباد از موج کوتاه بیشتر و از هوا کمتر است.

### اغتشاشات منطقه برون حاره

واژه اغتشاش حاره‌ای برای توصیف هر ویژگی از گردش عمومی که جریانات اصلی هوای حاره‌ای را مغشوش نماید اطلاق می‌شود. در مواقعی که اغتشاشات حاره‌ای موجود نیست خطوط جریان کم و بیش در روی نقشه‌های سینوپتیکی هموار و مستقیم هستند و تغییراتی در سرعت باد نیز مشاهده نمی‌شود. یک سری از مراکز هم تغییر فشار (یعنی نواحی دارای کاهش یا افزایش فشار) اغلب مشاهده می‌شوند که از شرق به طرف غرب در سطح دریا حرکت می‌کنند.

اغتشاشات منطقه برون حاره ای در محدوده بادهای غربی و در سطوح بالایی تروپوسفر فعالند. سیستمهای فعال در لایه های بالای تروپوسفر همان موج های کوتاه هستند که علت عمده پایداری آنها عوامل دینامیک است. اغتشاشات منطقه برون حاره ای شامل موج های کوتاه، سردچالهای بالای و سیکلونها و آنتی سیکلونها هستند.

### موجهای کوتاه

بیشترین بارندگیهای منطقه خاورمیانه به واسطه ناپایداری موجهای کوتاه صورت می گیرد. صعود حاصل از موجهای کوتاه، در فصل گرم مؤثرتر از دیگر فصلهاست. زیرا دمای بیشتر هوا در این فصل، آن را ناپایدار می کند و همین امر به موجهای کوتاه ضعیف امکان می دهد که صعود لازم برای ایجاد بارش را ایجاد کنند. بیشترین مقدار بارش در زیر منطقه واگرایی بالایی اتفاق می افتد و در زیر منطقه همگرایی بالایی، اگر بارانی هم ببارد، خیلی کم است. موجهای کوتاه چون در بیشتر ایام سال جریان دارند، پراکندگی زمانی بارش حاصل از آنها نیز نسبت به سیکلونها سطح زمین یکنواخت تر است.

### سردچال بالایی

وقتی اختلاف دما در امتداد نصف النهارها زیاد باشد و منطقه وسیعی را فرا گیرد، بادهای غربی در امتداد مدارها می وزند. اما اگر اختلاف دما در امتداد نصف النهارها کم شود و به حد مقیاس محلی برسد، وزش بادهای غربی از حالت مداری خارج می شود و در بعضی نقاط حتی در امتداد نصف النهارها نیز می وزد. وقتی وزش بادهای غربی نصف النهاری باشد، فرودهای غربی عمیق تر می شود. در این حال فرود، گردش سیکلونی پیدا می کند و بصورت گودالی پر از هوای سرد و عرضهای بالا درمی آید که در داخل هوای گرم عرضهای پایین تر قرار گرفته است که آن را سردچال بالایی می نامند که بیشتر در اواخر زمستان و اوایل بهار جلوه می کند.

سردچال بالایی، مانند موجهای کوتاه، در ناحیه زیرین خود ناپایداری ایجاد می کنند و چون بیشتر اوقات در یک منطقه ساکن می مانند، به بارشهای درازمدت منجر می شوند.

### سیکلونها و آنتی سیکلونها

در هر منطقه کره زمین، به تناسب وضعیت خاص گردش عمومی جو در آنجا، سیستم های خاصی غلبه دارند که تکرار آنها شرایط دما و رطوبت را تکرار می کند. اقلیم هر منطقه وضعیتی است ناشی از همان سیستم های سینوپتیکی که بیش از همه تکرار می شود، بنابراین سیستم های سینوپتیک (که عمر متوسط آنها از 2 تا 12 روز است) از سویی هوای روزمره و از سوی دیگر، در دراز مدت، اقلیم یک منطقه را مشخص می کند.

سیستم های سینوپتیک را عموماً اغتشاش می نامند. این سیستم ها ممکن است به صورت سیکلون یا آنتی سیکلون باشند. حرکات سیکلونها و آنتی سیکلونها تشکیل دهنده این سیستم ها توده های هوا را جابجا می کند. توده هوا حجم بزرگی است از هوا به ابعاد هزارها کیلومتر که افت محیطی دما و توزیع افقی دما، رطوبت و فشار در آن تقریباً متجانس است، به عبارت ساده تر، توده هوا حجم بزرگی از جو باروتروپیک در منطقه ای وسیع است.

## سیکلونها

سیکلونها مهمترین عامل اغتشاش در منطقه برون حاره اند، بطور کلی سیکلون مرکز کم فشاری است که یک یا چند منحنی همفشار بسته دارد. مراکز کم فشار ممکن است همراه با جبهه یا بدون جبهه (سیکلونهای قطبی) مشاهده گردد. این مراکز در محل تداخل دو توده هوایی متفاوت که یکی از قطب و دیگری از منطقه حاره منشاء گرفته است، تشکیل می گردد.

### شرایط لازم برای تشکیل و بقای سیکلونها:

- وجود یک موج کوتاه در جو بالا همراه با هسته رودباد
- وجود یک جبهه در جو نزدیک به سطح زمین
- وجود هوای نسبتاً گرم و مرطوب در یک طرف جبهه

### انواع سیکلونها:

- سیکلونهای جبهه ای عرضهای میانه: بیشترین آنها بین 60 - ۵۰ درجه عرضهای شمالی اند
- سیکلونهای منطقه حاره **Tropical cyclones**: این سیکلونها از مناطق اقیانوسی با درجه حرارت بالا، رطوبت زیاد و هوای ناپایدار و جایی که همگرایی استوایی به شدت توسعه یافته است، برمی خیزند.
- سیکلونهای قطبی: از انواع سیکلونهای غیر جبهه ای هستند.

- سیکلونهاى دامنه نساء : جبهه سردى که از یک سلسله کوهستانی عبور می کند، یک سیکلون جبهه ای در دامنه آن بوجود می آورد.
- کم فشارهای حرارتی : در اثر اختلاف دما به خاطر گرم شدن سطح زمین بوجود می آید - وسعت آن کم است - هوا بشدت ناپایدار می گردد و بادهای طوفانی همراه با گرد و غبار در نواحی بیابانی هموار دنیا بوجود می آورد.

جو کم فشار = جو باروکلینیک (جبهه) **Baroclinic Atmosphere**

ناآرام و ناپایدار است و حرکات عمودی دارد

جو پرفشار = باروتروپیک (توده هوا) **Barotropic Atmosphere**

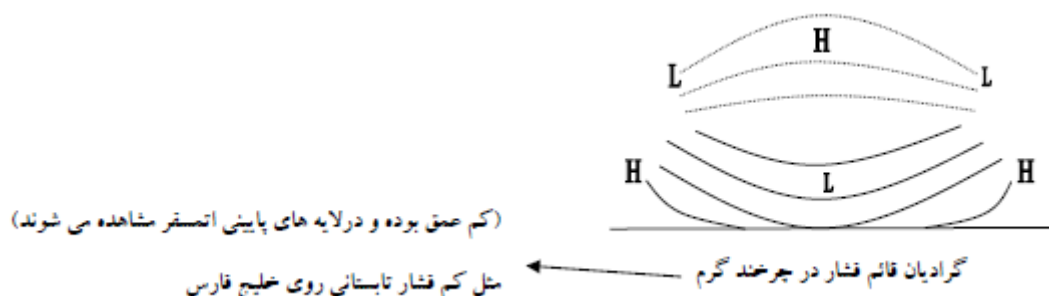
جوی آرام و پایدار است که حرکات عمودی ندارد ، این جو در تمام ارتفاعات بصورت افقی دمای یکنواختی دارد. گرادیان فشار وجود دارد ولی گرادیان دما نمیتواند وجود داشته باشد.

محل تشکیل سیکلونها را منطقه سیکلونزایی می گویند. سیکلونها پس از تشکیل به طرف مشرق حرکت می کنند.

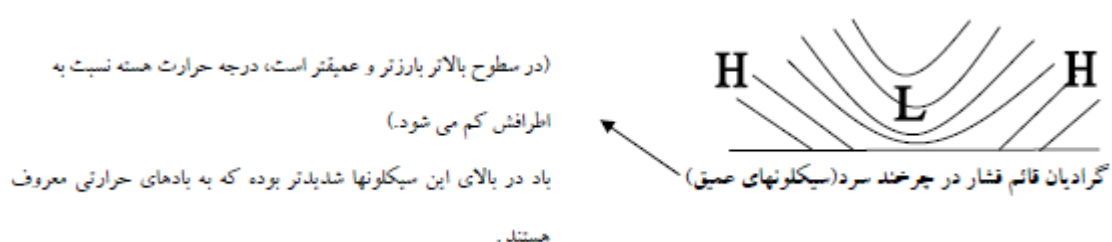
مسیرهای سیکلونی از جاهای معینی می گذرند و در طول سال محل آنها جابجا می شود. این مسیرها معمولا در طرف جنوب رودباد جبهه قطبی و در بستر موج بلند بادهای غربی است.

**سیکلونهای گرم و سرد:**

سیکلون گرم ، سیکلونی است که در تمام سطوح ارتفاعی، ناحیه مرکزی آن گرمتر از اطراف می باشد. گرادیان فشار قائم در مرکز گرم کمتر از نواحی اطراف آن می باشد و در سطح زمین سریعا با ارتفاع از بین می رود.  
سیکلون گرم:



سیکلون سرد



### آنتی سیکلونها:

مناطق پرفشار، مدور و غیرمنظم را که جهت حرکت آنها در جهت حرکت عقربه های ساعت است، واچرخند یا آنتی سیکلون می نامند. از آنجا که جهت حرکت باد در آنتی سیکلون ها بر خلاف جهت حرکت باد در سیکلون ها می باشد بنابراین به آن حرکت، واچرخندی و چنین سیستمی را سیستم واچرخندی می گویند. آنتی سیکلون ها در شرایط هوا و اقلیم نقش بسیار مهمی دارند. از نظر دینامیک، آنتی سیکلون ها از بسیاری جهات شبیه سیکلون ها هستند. در واقع می توان گفت آنتی سیکلون ها مراکز پرفشار بوده و حرکت هوا در آنها از مرکز به اطراف و از بالا به پایین بوده و در نیمکره شمالی گردش هوا در آن در جهت حرکت عقربه های ساعت و در نیمکره جنوبی بر خلاف جهت حرکت عقربه های ساعت میباشد.

هر آنتی سیکلون یک توده هواست

جبهه ها : منطقه گذر هستند : جبهه ها هوایی باروکلینیک دارند.

توده های هوا معرف آنتی سیکلونها و جبهه قطبی (یا هر جبهه دیگر) نشان دهنده هوای ناآرام سیکلونهاست.

### انواع آنتی سیکلونها:

- آنتی سیکلونهایی که پایان یک سری سیکلونها را تعقیب می کنند.
- آنتی سیکلونها متشکل از هوای قطبی (آلاسکا ، کانادا و سیبری )
- آنتی سیکلونها گرم جنب حاره ای (آزور : تقریباً همیشگی است ، کالیفرنیا ، برمودا و فیلیپین)

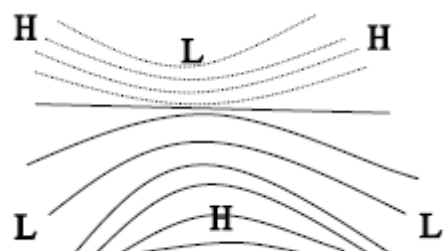
### آنتی سیکلونها گرم و سرد:

واچرخند گرم: قسمت مرکزی هوای گرمتری نسبت به اطراف دارد به این نوع واچرخند آنتی سیکلون عمیق نیز می گویند.

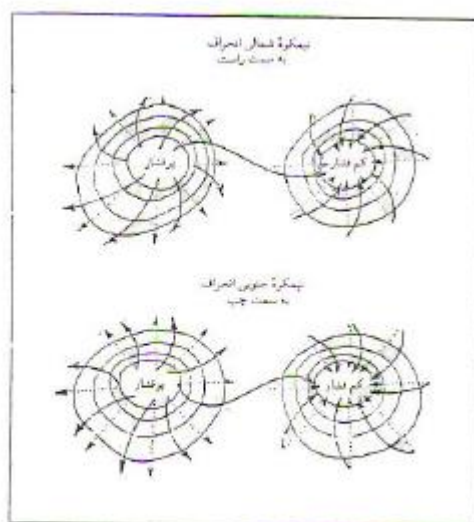




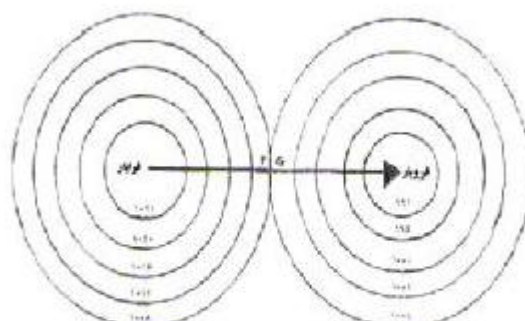
واچرخند سرد: درجه حرارت نواحی مرکزی نسبت به اطراف کمتر است.



آنتی سیکلونها سیستم های سینوپتیک نسبتا پایداری هستند و اغلب هوای آرام و آفتابی را دارند. اینها هم در قسمت عقب موجهای کوتاه تشکیل می شوند و در طرف شمالی رودباد جبهه قطبی و در بستر موجهای بلند، به طرف مشرق حرکت می کنند که مسیر آنها را مسیر آنتی سیکلونی می نامند. اگر یک آنتی سیکلون برای مدتی بر روی منطقه ای توقف کند، وجود آن بادهای غربی را از مسیر اصلی خود منحرف کرده و حالت مانع را در سر راه معمول این بادهای ایجاد می کند.

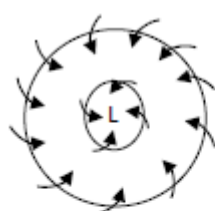


حرکت ایده‌آلی هوای نزدیک به سطح زمین، در اطراف پرتشارها و کم فشارها در نیمکره شمالی و جنوبی



اختلاف فشار در نقاط مختلف، چرایی تشکیل باد

در نیمکره شمالی



سیکلون  
Low Pressure کم فشار  
فروبار  
چرخند (مسوا به عرض زمین)  
درون بیچ  
مواجع : جمع هوا در جهت خلاف  
حرکت عقربه های ساعت



آنتی سیکلون  
High Pressure پر فشار  
فروبار  
واچرخند (مسوا به عرض زمین)  
برون بیچ  
مواجع : پخش هوا در جهت  
حرکت عقربه های ساعت

نکته: جهت فلش ها هم در فرابار و هم در فروبار

در تیمکره جنوبی برعکس این حالت است.

حرکت موج کوتاه به دلیل حرکت عمودی هوا و سرد و گرم شدن متوالی جلو و عقب فرود است. در مدت وقوع این

حرکت، مرکز سیکلون زمین نیز به طرف شرق جابجا می شود. این فرایند را « اصل هدایت » می گویند.

- باد بورا : باد سرد جنوب کوههای آلپ

- باد میسترال : در جنوب فرانسه و دره رن

- باد سیراکو : از بیابان آفریقا به طرف دریای مدیترانه می وزد.

- باد هارماتان : نتیجه وزش بادهای بسامان در غرب آفریقا است که بادی خنک است

- باد صد و بیست روزه سیستان

ف\_\_\_\_\_ون (Foehn):

باد گرم و خشکی است که در سمت پشت به باد یک پشته کوهستانی بروز می‌کند و این نام منشاء خود را از آلپ گرفته است.

زمانی که هوای نسبتاً مرطوبی بر پشته کوهی صعود می‌کند سرد شده، تراکم حاصل از این امر به صورت بارندگی در جهت رو به باد ظاهر می‌شود و چنانچه در ارتفاعات ذخیره‌ایی از هوای سرد انباشته نباشد جریان هوا ضمن گذر از پشته کوهستانی به تدریج در شرایط بی در رو، در داخله پشت به باد گرم و خشک می‌شود به طور کلی، در زمان جریان این باد، میزان نم نسبی به طور ناگهانی پایین می‌آید بارندگی قطع می‌شود. در زمان حداکثر شدت باد، درجه حرارت به حداکثر خود می‌رسد و عموماً از میزان فشار هوا کاسته می‌شود. ذوب برف‌های زمستانی، خشکی و سوزاندن مزارع و ایجاد شرایط مساعد برای حریق جنگل‌ها از دیگر نشانه‌های بروز بادهایی با خصوصیات باد «فون» است.

داغباد و سوزباد

اندازه گیری باد

هاریکن

ترنادو

واتر اسپات ها

توفان های رعد و برق

باد توفانی

### طبقه بندی اقلیم‌های جهان

تقسیم‌های آب و هوایی به طور کلی به طریق توصیفی و ژنتیکی و کاربردی انجام میشود در تقسیم بندی توصیفی نقاطی که در یک یا چند ویژگی مشابه باشند در یک گروه قرار میگیرند. در تقسیم بندی ژنتیکی مناطق آب و هوایی بر اساس عوامل به وجود آورنده آنها تعیین میشوند. اما دیدگاه تقسیم بندی کاربردی درست در جهت عکس است. یعنی آب و هوا را بر اساس آثار ظاهری آن بر روی پدیده‌های دیگر تقسیم می‌کنند. برای مثال آب و هوای ساوان به نوعی اقلیم گفته میشوند که سبب به وجود آمدن پوشش گیاهی در ساوان میشود. تقسیم بندی‌های مشهور امروزی مانند کوپن و تورنت دید نیز بر این اساس به وجود آمده اند.

### اصول تقسیم بندی آب و هوا:

۱- تعیین معیارهای لازم

۲- تعیین مرز بین دو گروه یا ناحیه آب و هوایی.

وضعیت آب و هوایی منطقه بر اساس فراوانی وقوع همه داده‌های آب و هوایی تعیین می‌شود.

### پیشرفت‌های جدید در تقسیم بندی اقلیمی:

استفاده از روش‌های کامپیوتر در عین حال پیشرفت آب و هواشناسی سینوپتیک به آب و هواشناسان این امکان را داد که در توصیف آب و هوایی یک منطقه به عامل اصلی تعیین کننده آن یعنی سیستم‌های فشار در سطح زمین و نیز در سطوح بالا توجه کنند.

### گسترش نقش آمار در تقسیم بندی اقلیم:

تیپ غالب در هر منطقه آب و هوای آن منطقه را مشخص میکند. استفاده از جداول فراوانی ضرایب همیشگی و تحلیل واریانس (جهت پی بردن به میزان تفاوت بین نواحی) نمونه‌هایی از تحلیل آماری در تقسیم بندی اقلیمی به شمار می‌رود. مهمترین عامل آب و هوا که تغییر عوامل دیگر را نیز به همراه دارد توزیع فشار در یک ناحیه است.

### تقسیم بندی آب و هوایی کوپن:

طبقه بندی کوپن بر اساس بارش و میانگین دمای ماهانه و سالانه انجام شده است.

### اسامی و علامات اختصاری انواع آب و هواها در سیستم کوپن:

مشخصه **AW** طولانی‌تر و شدیدتر بودن دوره خشکی است در فصل سرد سال منطقه. **AW** زیر سلطه هوای نزولی مرکز پر فشار جنب حاره‌ای است. توده هوای اقیانوس قطبی (**CFC-CFT**) از دامنه غربی کوه‌های راکی بالا می‌رود. و باران‌های شدیدی بر این دامنه می‌بارد به طوری که این منطقه شمال غرب آمریکای شمالی بعد از منطقه حاره‌ای پر باران‌ترین منطقه کره زمین به شمار می‌رود. در نیمکره جنوبی اثری از آب و هوای قاره‌ای مرطوب (**DWA** و **DWB** و **DFA** و **DFB**) مشاهده نمی‌شود.

شماره	نام	علامت اختصاری
۱	گرم و مرطوب حاره	<b>AF</b>
۲	موسمی	<b>AM</b>
۳	خشک و مرطوب(ساوان)	<b>AW</b> و <b>AS</b>
۴	مرطوب جنب مدیترانه	<b>CWA</b> و <b>CFA</b>
۵	مدیترانه ای	<b>CSB</b> و <b>CSA</b>
۶	قاره‌ای مرطوب	<b>DFB</b> و <b>DWA</b> و <b>DWB</b> و <b>DFA</b>
۷	جنب قطبی یا سرد	<b>DFC</b> و <b>DWC</b> و <b>DWD</b>
۸	توندرا	<b>ET</b>
۹	یخبندان	<b>EF</b>
۱۰	بیابانی	<b>BWK</b> و <b>BWH</b>
۱۱	نیمه بیابانی	<b>BSK</b> و <b>BSH</b>
۱۲	اقیانوسی	<b>CFC</b> و <b>CFB</b>

## تغییرات اقلیمی

شواهد های خشک:

شواهد این اقلیم لایه‌های وسیع نمک در اقلیم‌های گرم و خشک می‌باشد. عامل اصلی انتقال مواد در بیابانها باد است. همچنین وجود بادهای رسی معرف کارکرد باد در مناطق خشک است و از این رو استپهای سرد و خشک که کانون تشکیل رسوبات رسی وسیع است معرف دوره‌های سرد میباشد. در بررسی برخی از رسوبات مثلاً ماسه سنگ‌های رنگی فسیل قطرات باران را میتوان تشخیص داد. بنابراین قطرات آب باران معرف اقلیم مرطوب نیستند بلکه بیانگر آب و هوای خشک با رگبارهای پراکنده هستند. فسیلهای دریایی در مناطق بیابانی معرف اقلیم مربوطند. سن یابی در دیرینه اقلیم شناسی، قدیمی‌ترین کانی‌هایی که تاکنون شناخته شده اند حدود ۳۶۰۰ میلیون سال قدیمی‌ترین فسیلها ۲۸۰۰ میلیون سال و قدیمی‌ترین اجساد انسان که قادر به تراشیدن اشیاء بوده اند ، حدود ۱/۷ میلیون سال سن دارند.

## سیر تحولات اقلیم در دورانهای گذشته زمین:

**الف) اقلیم در پره کامبرین:** وجود رسوبات تلیت و وقوع یخبندان گسترده در این دوران رخ داده است. ((تلیت: سنگهای یخچالی که سطوح آنها بر اثر عبور یخچالها مخطط شده است.))

**ب) اقلیم در پالئوزویک:** در آن روزگار قطب جنوب در جنوب آفریقا و قطب شمال در بخش شمالی اقیانوس آرام واقع بوده و استوا از اروپای مرکزی و آمریکا می‌گذشته است. از مزوزوئیک تا سنوزویک (دوران کنونی) قطب‌ها و مناطق اقلیمی تقریباً مطابق موقعیت امروزی خود جابجا شده اند و زمین دستخوش تغییراتی کلی شده است.

**ج) اقلیم در مزوزوئیک:** شواهد موجود نشان می‌دهد که در مزوزوئیک آب و هوای زمین به طور کلی گرم بوده است به طوری که در این دوران اصولاً دوره‌های یخبندان رخ نداده است.

**د) اقلیم در سنوزوئیک:** در این دوره ، سرزمین‌های قطبی امروزی در آن زمان پوشیده از جنگل‌های خزانداز بوده اند.

## عصرهای یخ اقلیم در کوارتز:

کوارتز دوره ظهور انسان نیز تلقی می‌شود

---

**الف) دوره‌های یخبندان:** دوره کوارتز را به دو دوره پلیستوسن و هولوسن تقسیم میکنند. دوره یخبندان دوره پلیستوسن میباشد. عصر یخبندان در دوره هولوسن رخ می‌دهد. در دوره کربونیفر استوا در اروپای مرکزی و امریکا قرار میگیرد. این دوره، دوره اصلی تشکیل ذغال به ویژه در نیمکره شمالی است. در دوره مزوزوییک خشکی و گرما در قسمت‌های وسیعی از نیمکره شمالی و جنوبی است که باعث ایجاد استپها و کویرها و نیز معادن گسترده نمک شده است. مهمترین علل کیهانی از تغییرات اقلیمی زمین تغییرات در انرژی گسیل شده از خورشید و نوسانهای مدار زمین به شمار میروند. نظریه رانش قاره‌ای را آلفرد و گنر ارائه داده است.

### **تأثیر پذیری اقلیم از انسان:**

مهمترین پدیده انسانی که بر روی اقلیم سیاره زمین تأثیر گذاشته است تولید گاز کربنیک است.

### مجموعه تست

۴۵- از تعادل سه نیروی گرادیان فشار، کوریولیس و گریز از مرکز، کدام باد شکل می‌گیرد؟

- (۱) گرادیان (۲) تجارتي (۳) فون (۴) ژئوسترونیک

۴۶- مهمترین عامل مؤثر در گردش عمومی جو کدام است؟

- (۱) هدایت گرمایی (۲) تبادل انرژی  
(۳) حرکت وضعی زمین (۴) پراکنش آبها و خشکیها

۴۷- نیروی انحراف کوریولیس در بادهای ..... شدید است.

- (۱) شرقی (۲) منطقه معتدله (۳) تند عرضهای پایین تر (۴) تند عرضهای بالاتر

۴۸- از نظر اقلیم‌شناسی محدوده جغرافیایی منطقه حاره کجا است؟

- (۱) منطقه استیلای بادهی بسامان  
(۲) قلمرو بارشهای همرفتی استوایی  
(۳) محدوده نوسان کمربند همگرایی جنب حاره‌ای  
(۴) محدوده استوایی بین کانونهای پرفشار جنب حاره‌ای دو نیمکره

۴۹- در یک سطح ناهموار (مرتفع) اختلاف فشار بین دو نقطه، به کدام یک از عوامل زیر بستگی دارد؟

- (۱) غلظت هوا (۲) درجه حرارت هوا  
(۳) رطوبت هوا (۴) تراکم ذرات در هوا

۵۰- در یک سطح افقی (هموار)، اختلاف فشار بین دو نقطه، به کدام یک از عوامل زیر بستگی دارد؟

- (۱) غلظت هوا (۲) درجه حرارت هوا  
(۳) رطوبت هوا (۴) تراکم ذرات در هوا

۵۱- کدام گزینه صحیح است؟

- (۱) آنتی سیکلونها مراکز پرفشار هستند جهت حرکت هوا در آنها از مرکز به اطراف و از پایین به بالاست.



- 
- ۲) آنتی سیکلونها مراکز کم فشار هستند جهت حرکت هوا در آنها از مرکز به اطراف و از پایین به بالاست.
- ۳) آنتی سیکلونها مراکز پرفشار هستند جهت حرکت هوا در آنها از مرکز به اطراف و از بالا به پایین است.
- ۴) آنتی سیکلونها مراکز کم فشار هستند جهت حرکت هوا در آنها از مرکز به اطراف و از بالا به پایین است.

## ۵۲- در صورت افزایش درجه حرارت اتمسفر .....

- ۱) رطوبت مطلق اتمسفر تغییر نمی یابد.
- ۲) رطوبت مطلق اتمسفر در بهار و پاییز افزایش و در زمستان و تابستان کاهش می یابد.
- ۳) رطوبت مطلق اتمسفر کاهش می یابد.
- ۴) رطوبت مطلق اتمسفر افزایش می یابد.

۵۳- عامل اصلی در حرکت اتمسفر (هوا) را کدامیک از گزینه‌ها سبب می‌گردند؟

- (۱) نیروی کوریولیس  
(۲) نیروی ثقل زمین (نیروی جاذبه زمین)  
(۳) نیروی گریز از مرکز  
(۴) گردیان فشار

۵۴- علت عدم گسترش پرفشار جنب حاره‌ای آזור به سطوح پایین‌تر از ۷۰۰ هکتوپاسکال در تابستان کدام

است؟

- (۱) تابش شدید آفتاب  
(۲) نفوذ کم‌فشار عربستان  
(۳) عقب‌نشینی بادهای غربی  
(۴) نفوذ هوای گرم و مرطوب اقیانوس هند

۵۵- کدام عبارت صحیح‌تر است؟

- (۱) سرعت بادهای بسامان در حرکت به سمت استوا افزایش می‌یابد  
(۲) بادهای بسامان نیمکره شمالی قوی‌تر از نیمکره جنوبی هستند  
(۳) بادهای بسامان در نتیجه اختلاف فشار قطب و استوا تشکیل می‌شوند  
(۴) ضخامت بادهای بسامان در حرکت به سمت استوا افزایش می‌یابد

۵۶- عامل اصلی پراکندگی مکانی آب و هوا کدام است؟

- (۱) گردش آب  
(۲) گردش عمومی هوا  
(۳) توزیع قاره‌ها و آبها  
(۴) پراکندگی مراکز فشار

۵۷- علت زیاد بودن مقدار بخار آب جو ناحیه استوا نسبت به قطبین چیست؟

- (۱) دما  
(۲) باد  
(۳) تبخیر  
(۴) فشار

۵۸- منظور از واژه ITCZ چیست؟

- (۱) رودبادهای جنب حاره‌ای  
(۲) جریانهای مداری  
(۳) واگرایی بین حاره‌ای  
(۴) همگرایی بین حاره‌ای

۵۹- منظور از واژه STEP چیست؟

- (۱) پرفشار جنب حاره‌ای  
(۲) پرفشار حاره‌ای  
(۳) کم‌فشار بین حاره‌ای  
(۴) همگرایی بین حاره‌ای

۶۰- اثر ناهمواریهای سطح زمین بر بادهای تا چه ارتفاعی است؟

(۱) ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر

(۲) ۵۰۰ تا ۸۰۰ متر

(۳) ۹۰۰ تا ۱۵۰۰ متر

(۴) ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر

۶۱- سلول هدلی در کدام منطقه غلبه دارد؟

(۱) حاره

(۲) معتدله

(۳) قطبی

(۴) جنب قطبی

۶۲- نیروی کوریولیس مسیر هوا را در نیمکره شمالی به کدام سمت منحرف می‌کند؟

(۱) چپ

(۲) جنوب

(۳) شمال

(۴) راست

۶۳- کدام عبارت در مورد مراکز پرفشار جنب حاره‌ای نیمکره شمالی درست است؟

(۱) هوا در حاشیه غربی سردتر از حاشیه شرقی است.

(۲) هوا در حاشیه غربی پایدارتر از حاشیه شرقی است

(۳) در حاشیه غربی ناپایدار و حاشیه شرقی پایدار است

(۴) در حاشیه غربی جریان آب سرد و در حاشیه شرقی آنها جریان آب گرم وجود دارد.

۶۴- بیشترین نوسان نصف‌النهاری کمر بند همگرای حاره‌ای در کدام قسمت از زمین است؟

(۱) خلیج گینه

(۲) اقیانوس آرام

(۳) اقیانوس اطلس

(۴) جنوب شرق آسیا

۶۵- برای انجام فرایند تراکم و تولید ابر ..... .

(۱) اشباع شدن هوا از بخار کافی است

(۲) صعود هوا لازم و کافی است

(۳) وجود هسته‌های تراکم کافی است

(۴) وجود هسته‌های تراکم (مانند ذرات گرد و غبار) لازم است

۶۶- کمربند همگرایی حاره‌ای (ITCZ) محلی است که ..... .

(۱) (تجارتی) دو نیمکره بهم می‌رسند.

(۲) توده‌های هوایی دو نیمکره با هم مخلوط می‌شوند.

(۳) توده‌های هوایی دو نیمکره از هم جدا می‌شوند

(۴) در امتداد خط استوا قرار دارد

۶۷- مهمترین عامل ایجاد رژیم موسمی (بادهای تابستانه) جنوب شرق آسیا .....

(۱) اختلاف حرارت بین خشکی آسیا و اقیانوس هند است

(۲) جابجایی کمربند همگرایی حاره‌ای (ITCZ) بین زمستان و تابستان است

(۳) وجود سد کوهستانی عظیم هیمالیا

(۴) ورود بادهای بسامان (تجارتی) نیمکره جنوبی به نیمکره شمالی است

۶۸- نزول هوا در جو به طریق آدیاباتیک سبب گرم شدن هوا و ایجاد ..... در سطح زمین می‌شود

(۱) بارش (۲) باد شدید (۳) خشکی هوا (۴) سیکلون

۶۹- در صورت صعود هوا ، کاهش دما به چه صورت انجام می‌گیرد؟

(۱) ابتدا به صورت آدیاباتیک مرطوب و سپس به صورت آدیاباتیک خشک

(۲) بصورت لپس ریت نرمال ( افت محیطی دما)

(۳) ابتدا به صورت لپس ریت خشک (آدیاباتیک خشک سپس به صورت آدیاباتیک مرطوب)

(۴) هیچکدام

۷۰- در کدامیک از مناطق کره زمین، نیروی کوریولیس به حداکثر می‌رسد؟

(۱) استوا (۲) قطب (۳) مدیترانه‌ای (۴) معتدل

۷۱- کدام گزینه ویژگی هوای پایدار را بهتر نشان می‌دهد؟

(۱) افت محیطی دما کمتر از افت آدیاباتیک خشک است

(۲) افت آدیاباتیک خشک کمتر از افت دما است

(۳) افت آدیاباتیک خشک با افت آدیاباتیک اشباع مساوی است

(۴) افت آدیاباتیک خشک بتدریج در طبقات بالای جو به افت آدیاباتیک مرطوب تبدیل می‌شود

۷۲- تگرگ از کدام ابر ریزش می‌کند؟

- (۱) استراتوس (۲) سیروس (۳) کومولوس (۴) کومولونیمبوس

۷۳- نیروی محرکه اصلی گردش عمومی هوا کدام است؟

- (۱) انرژی حاصل از مواد رادیواکتیو زمین  
(۲) انرژی تابشی خورشید  
(۳) انرژی تابشی زمین  
(۴) انرژی فسیلی

۷۴- علت افزایش سرعت باد از استوا به طرف مدار رأس‌السرطان کدام است؟

- (۱) افزایش شیب حرارتی  
(۲) ثابت بودن اندازه حرکت زاویه‌ای باد در تمام مسیر وزش  
(۳) ثابت بودن اندازه حرکت باد در تمام مسیر وزش  
(۴) کاهش وسعت اقیانوسها

۷۵- کدام ابر منشأ بوجود آمدن رعد و برق و رگبار شدید است؟

- (۱) استراتوس (۲) استراکومولوس (۳) کومولوس (۴) کومولونیمبوس

۷۶- کدامیک از ذرات در اتمسفر فراوان‌ترند؟

- (۱) گرد و غبار (۲) گیاهی (۳) نمک (۴) یونها

۷۷- منطقه جنب حاره به کدام منطقه از کره زمین اطلاق می‌شود؟

- (۱) دو طرف مدارات رأس‌السرطان و رأس‌الجدی  
(۲) بین ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی (جنوبی)  
(۳) استیلا و نوسان مراکز پرفشار جنب حاره  
(۴) بین استوا و مدار رأس‌السرطان (رأس‌الجدی)

۷۸- رشد عمودی در کدامیک از ابرها بیشتر است؟

- (۱) آلتواستراتوس (۲) سیرواستراتوس  
(۳) کومولونیمبوس (۴) نیمبواستراتوس

۷۹- دود دریا در چه وقتی تشکیل می‌شود؟

- (۱) اوج نسیم دریا  
(۲) بادهای گرم خشکی به طرف دریا بوزد  
(۳) هوای گرم بر روی دریای سرد مستقر شود  
(۴) هوای سرد پایدار بر روی دریای گرم مستقر شود

۸۰- ضخامتی از هوا که تحت تأثیر نیروی اصطکاک واقع می‌شود، در ارتباط با کدام عامل است؟

- (۱) سرعت باد  
(۲) سرعت و جهت باد  
(۳) مقدار نیروی اصطکاک  
(۴) میزان ناهمواری سطح زمین

۸۱- مقدار نیروی کوریولیس در دو نیمکره .....

- (۱) از استوا به طرف قطب کاهش می‌یابد  
(۲) از استوا به طرف قطب افزایش می‌یابد  
(۳) با سرعت باد رابطه عکس دارد  
(۴) تغییری نمی‌کند

۸۲- عامل اصلی جابجایی نصف‌النهاری پرفشارهای جنب حاره‌ای چیست؟

- (۱) جابجایی ظاهری خورشید  
(۲) تغییر دمای اقیانوسها و خشکیها  
(۳) تغییر آرایش مکانی بادهای غربی  
(۴) تغییر مرتب فشار هوا در سطح دریا

۸۳- کدامیک از ابرها دارای ارتفاع پایه از ۶۰۰۰ تا ۱۲۰۰۰ متر می‌باشند؟

- (۱) کومولوس (۲) سیروس (۳) استراتوس (۴) کومولونیمبوس

۸۴- فرض کنید نرخ کاهش دمای هوای صعود کننده به ازای هر ۱۰۰ متر، معادل ۱ درجه سانتی‌گراد باشد، این

طریقه صعود را چه می‌نامند؟

- (۱) دیاباتیک (۲) آدیاباتیک (۳) بی‌دررو خشک (۴) بی‌دررو اشباع

۸۵- توده هوا حجم بزرگی از هوا است که از .....

- (۱) تجانس افقی و عمودی نسبی برخوردار است  
(۲) نظرافت محیطی دما (ELR) تجانس نسبی دارد  
(۳) نظر پراکندگی مکانی بارش تجانس دارد  
(۴) نظر دما و رطوبت تجانس دارد

## ۸۶- در تشکیل سیلکونهای برون حاره‌ای (معتدله) وجود .....؟

(۱) جبهه قطبی روی زمین کافی است

(۲) موج کوتاه سطح بالا به منزله عامل صعود کافی است

(۳) موج کوتاه سطح بالا به منزله عامل صعود لازم است

(۴) هوای گرم و مرطوب کافی است

## ۸۷- قسمت اعظم بارش منطقه آب و هوای گرم و مرطوب بر اثر کدام عامل بوجود می‌آید؟

(۱) سیلکونهای فراوان منطقه حاره

(۲) گذر سیلکونهای برون حاره‌ای

(۳) توفانهای حاره‌ای (هاریکن)

(۴) صعود همرفتی (کانوکشنال) هوا

## ۸۸- مسیر حرکت سیلیکونها در ایران و خاورمیانه بوسیله کدام عامل کنترل می‌شود؟

(۱) توده‌های هوای مجاور منطقه حاره

(۲) مراکز فشار مانند فرابار سیبری و فروبار روی خلیج فارس

(۳) موجهای باد غربی

(۴) ناهمواریهای منطقه

## ۸۹- شرایط لازم جهت ایجاد بارندگی .....

(۱) وجود رطوبت زیاد و کاهش یا سرد شدن هوا می‌باشد

(۲) وجود رطوبت و ذرات تراکم در اتمسفر می‌باشد

(۳) وجود رطوبت و ذرات تراکم خیلی زیاد در اتمسفر می‌باشد

(۴) وجود رطوبت و ذرات تراکم همراه با سرد شدن هوا در اتمسفر می‌باشد

## ۹۰- علت بوجود آمدن جبهه قطبی چیست؟

(۱) تداخل جت استریمهای قطبی و جنب حاره

(۲) برخورد دو توده هوایی دریایی و قاره‌ای در قطب

(۳) برخورد دو توده هوای حاره و قطبی با تضاد حرارتی شدید

(۴) رسیدن توده هوای حاره به قطب

۹۱- حداکثر میزان بارش در زیرمنطقه ..... بالایی به دلیل ایجاد..... یک موج کوتاه تشکیل می‌شود.

(۱) همگرایی - پایداری (۲) همگرایی - ناپایداری (۳) واگرایی - پایداری (۴) واگرایی - ناپایداری

۹۲- پرفشار سیبری در کدام مناطق ایران بارش قابل توجهی ایجاد می‌کند؟

(۱) سواحل جنوبی دریای خزر (۲) شمال شرق ایران

(۳) شمال غرب ایران (۴) نیمه شمالی ایران

۹۳- مهمترین عامل بارش در منطقه کمربند همگرایی کدام است؟

(۱) جبهه‌ای (۲) چرخندگی (۳) ناهموازی (۴) همرفتی

۹۴- ویژگی عمده توده هوا چیست؟

(۱) تجانس افقی نسبی (۲) تجانس عمودی

(۳) حجمی از هواست که فقط حرکت افقی دارد (۴) کاملاً متجانس است

۹۵- درجه حرارتی که توده هوا در آن به حالت اشباع می‌رسد چه نام دارد؟

(۱) حرارت نهان تبخیر (۲) نقطه شبنم

(۳) درجه حرارت مطلق (۴) درجه حرارت میناء

۹۶- مناطق تحت تأثیر نیمه غربی مراکز پرفشار جنب حاره جزء کدام مناطق زمین محسوب می‌شود؟

(۱) پرباران (۲) کم‌باران (۳) گرم و خشک (۴) معتدل و مرطوب

۹۷- به دلیل برخورد جریانهای سرد و گرم هوا با یکدیگر، جبهه قطبی در کجا فراوان تر و قویتر است؟

(۱) اقیانوس اطلس (۲) دریای مدیترانه (۳) شرق اقیانوسها (۴) غرب اقیانوسها

۹۸- شدیدترین مقدار بارش سیلکون در کدام قسمت می‌بارد؟

(۱) در هوای گرم (۲) در مرکز سیلکون (۳) در اطراف جبهه گرم (۴) در اطراف جبهه سرد

۹۹- کدام بارش جزء بارشهای جبهه سرد محسوب می‌شود؟

(۱) ژاله (۲) یخ شیشه (۳) یخ پوشه (۴) تگرگ



۱۰۰- MT یا TM چه نوع توده هوایی می‌باشند؟

(۱) گرم و خشک (۲) نیمه مرطوب و گرم (۳) سرد و خشک (۴) گرم و مرطوب

۱۰۱- کدام گزینه مفهوم تصعید را بیان می‌کند؟

(۱) مرحله‌ای که طی آن یخ مستقیماً بصورت بخار آب تغییر حالت می‌دهد

(۲) مرحله‌ای که طی آن بخار آب بصورت مایع تغییر حالت می‌دهد

(۳) مرحله‌ای که طی آن بخار آب ابتدا تبدیل به مایع شده و سپس بصورت یخ تغییر حالت می‌دهد

(۴) مرحله‌ای که طی آن آب (مایع) بصورت یخ تغییر حالت می‌دهد

۱۰۲- مرز جدا کننده توده‌های هوا با چگالیهای مختلف را چه می‌نامند؟

(۱) جبهه (۲) موج (۳) چرخند (۴) واچرخند

۱۰۳- تفاوت عمده رودباد جبهه قطبی با رودباد جنب حاره‌ای چیست؟ و پیامدهای آن چگونه است؟

(۱) منطقه باروکلنیک هسته رودباد قطبی ، از ارتفاع زیادی برخوردار بوده و از این‌رو برخلاف هسته رودباد جنب حاره‌ای نقش مهم در شکل‌گیری اقلیم سطح زمین ایفا می‌نماید.

(۲) منطقه باروکلنیک هسته رودباد قطبی ، دارای ارتفاع کم بوده و در نتیجه در تشکیل سیلکونها و هدایت آنها و ناپایداری جو زیرین بطور مؤثری نسبت به رودباد حاره‌ای مؤثرتر و شاخص‌تر است.

(۳) منطقه باروکلنیک هسته رودباد جنب حاره‌ای ، ارتفاع زیادتری نسبت به هسته رودباد جبهه قطبی دارد و از این‌رو در هدایت سیلکونهای برون حاره‌ای نقش مهمی را ایفا می‌کند.

(۴) منطقه باروکلنیک هسته رودباد قطبی نسبت به رودباد جنب حاره‌ای از هوای پایدارتری برخوردار بوده و نقش آن به عنوان مرکز فعالیت کمتر از هسته رودباد جنب حاره‌ای است