

اقلیم شناسی (آب و هواشناسی)

رشته جغرافیا

طرح درس: کلیات

- مفاهیم هوا و اقلیم
- مفاهیم هواشناسی و اقلیم شناسی
- مفاهیم عناصر و عوامل اقلیم شناسی
- مفاهیم علوم مختلف اقلیم شناسی
- لایه های مختلف اتمسفر

فصل اوّل

مفاهیم هوا و اقلیم

- هدف کلی : شناخت مفاهیم هوا و اقلیم
- هدفهای رفتاری و آموزشی:
- شناخت مفاهیم هوا و اقلیم
- شناخت مفاهیم هواشناسی و اقلیم شناسی
- بیان اختلاف بین دو اصطلاح مفاهیم هواشناسی و اقلیم شناسی
- آشنایی با مفاهیم عناصر و عوامل اقلیمی
- آشنایی با ترکیبات اتمسفر
-

فصل اوّل

مفاهیم هوا و اقلیم

- شرایط جوی موقت و معینی که برای مدت کوتاهی در یک مکان معین غالب می گردد را هوا گویند.
- میانگین دراز مدت شرایط متغیر جوی را اقلیم گویند.
- مجموعه ای از میانگین های شرایط جوی دراز مدت برای یک منطقه را اقلیم آن منطقه گویند.

تعریف عناصر سازنده موقت هوا و اقلیم

■ بارندگی، درجه حرارت، رطوبت، تابش خورشید، باد، مه، یخبندان و توفانهای همراه با رعد و برق را عناصر سازنده موقت هوا گویند.

■ میانگین کلی عناصر سازنده موقت برای زمانی طولانی، اقلیم یک منطقه وسیع را مشخص می کند.

متئورا

■ به مجموعه پدیده های اتمسفری نظیر ابر، مه، باران، باران، باد، نور قطبی و توفانهای رعد و برق را متئورا گویند.

هواشناسی دینامیک و هواشناسی سینوپتیک

■ مطالعه حالات اتمسفری به وسیله قوانین مکانیک و ترمودینامیک را هواشناسی دینامیک گویند.

بررسی اوضاع هوا از طریق تجربی و تهیه نقشه های سینوپتیک که در ساعات معینی تهیه می گردد را هواشناسی سینوپتیک گویند.

تعریف عناصر اقلیمی و عوامل اقلیمی

■ عناصر اقلیمی: پدیده هایی نظیر فشار، باد، حرارت و بارندگی ... عناصر اقلیمی هستند.

■ عوامل اقلیمی: عرض جغرافیایی، دوری و نزدیکی به دریاها، ارتفاع، ناهمواریها، مراکز پرفشار و کم فشار جزء عوامل اقلیمی هستند.

بیان عناصر استثنایی و هدف اصلی اقلیم شناسی

■ ****عنصری مانند باد زمانی که از طرف دریا می وزد و شرایط مطلوب را بوجود می آورد یک عنصر اقلیمی می باشد.**

■ **هدف اساسی اقلیم شناسی، بررسی شرایط اتمسفری حاصل از ترکیب عناصر و عوامل مختلف است که باعث پیدایش مناطق مختلف اقلیمی می گردد.**

تعریف علم اقلیم شناسی

- علمی که روابط بین حیات و حوادث دیگر طبیعی را با حوادث اتمسفری بررسی می کند و اثرات پدیده های جوی را در حیات موجودات زنده بخصوص انسان تعیین می کند را علم اقلیم شناسی گویند.

دیده بانیه‌های هواشناسی

■ از قرن هیجدهم دیدبانیه‌های منظم هواشناسی شروع گردید.

دماسنج در سال 1612 به وسیله گالیله و فشارسنج در سال 1643 به وسیله توریچلی کشف شد.

■ دیده بانیه‌های سینوپتیک به فاصله ۶ ساعت و بر اساس معیار گرینویچ صورت می گیرد.

زمان لازم برای مطالعات هواشناسی

- رادیو سوندها میزان فشار، حرارت و رطوبت را در لایه های بالای اتمسفر را تعیین می کنند. جهت بررسی کامل خصوصیات اقلیمی هر منطقه دیده بانیها باید حداقل برای مدت ۳۰ سال انجام شود.
- در کنگره بین المللی هواشناسی یک دوره ۳۰ ساله را برای این مطالعات در نظر گرفتند که برای حسابهای رسمی مبدا آن را ۱۹۰۱ در نظر گرفتند. ولی بدلیل اختلاف در تاسیس ایستگاهها هواشناسی این را نمی توان برای تمام دنیا در نظر گرفت.

اتمسفر

جهت ارسال اطلاعات از قسمتهای بالای جو در مورد درجه حرارت، فشار و رطوبت از بالنهای عمق پیمای استفاده می شود.

از موشکهای V-2 در بررسیهای جوی تا ارتفاع تقریبی ۱۲۰ کیلومتر استفاد می شود.

در حال حاضر برای تعیین درجه حرارت و سرعت باد از موشکهای مخصوص که تا ۷۰ کیلومتر پیش می روند استفاده می شود.

وسایل مطالعات اتمسفری

■ یکی از قدیمی ترین وسایل تجربی در مورد مطالعات جوی علائم رادیویی است.

اخيراً از قمرهای مصنوعی (تیروس و نیمبوس) برای مطالعات جو فوقانی و تحتانی استفاده می شود. علاوه بر موارد فوق با توجه به گسترش لایه های جوی و تغییرات جوی در همه جا و کسب اطلاعات از تمامی نقاط دنیا از سکوه های شناور یا کشتیهای اطلاعاتی و راهنما که دارای دستگاههای جهت بررسی جوهستند استفاده می شود.

ترکیب اتمسفر

■ نکات مهم: تا ارتفاع ۵۰ کیلومتری به جزء بخار آب گازهای اتمسفری ثابت است. که حدود ۹۹٪ این گازها را ازت و اکسیژن است و جرم اتمسفر برابر $10^{14} * 5/6$ تن است.

■ بخار آب ۴٪ حجم و ۳٪ وزن اتمسفر را تا ۶ کیلومتری تشکیل می دهد که میزان آن بین صفر تا ۴٪ متغیر است . این میزان بخار آب از طریق تبخیر آب سطح زمین و تعرق پوشش گیاهی وارد هوا می شود.

تغییرات ترکیب اتمسفر با ارتفاع

تغییرات اساسی ترکیب اتمسفر به میزان دو گاز عمده غیر دائمی بخار آب و ازن وابسته است. و این گاز با جذب مقدار از تابش خورشیدی و تشعشع زمینی بیلان گرمایی و ساختمان قائم دمای اتمسفر را تحت تأثیر قرار می دهند.

اُزن و نحوه تشکیل گاز اُزن:

■ ارتفاع ازن؛ ۱۵ تا ۳۵ کیلومتری از اتمسفر زمین متمرکز است.

■ اشعه ماورای بنفش در لایه های ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری سبب تجزیه اکسیژن می شود. این اتمهای (O+O) جدا شده با اتمهای دیگر اکسیژن ترکیب شده و گازن اُزن را طبق فرمول زیرتشکیل می دهند.



اُزن و نحوه تشکیل گاز اُزن:

M برابر است با انرژی حاصل از برخورد با یک اتم یا ملکول
سومی. در نتیجه گازن اُزن در ارتفاع ۳۰ تا ۶۰ کیلومتری که
احتمال برخورد بین O و O_2 زیاد است تشکیل می شود.
این گاز بدلیل عدم پایداری ممکن است به وسیله برخورد با
اکسیژن تک اتمی جهت ایجاد اکسیژن یا بخاطر واکنش تابش
بر روی آن طبق فرمل زیر از بین برود.



اُزن و نحوه تشکیل گاز اُزن:

این تغییر شکل اُزن به اکسیژن و بر عکس سبب یک تعادل در ارتفاع بالای ۴۰ کیلومتری می شود.

در حالیکه بیشترین نسبت اختلاط اُزن در ۳۵ کیلومتری صورت می گیرد. حداکثر چگالی آن بین ۲۰ تا ۲۵ کیلومتری می باشد. که این مسئله به خاطر مکانیزمهای گردش جو است تا این گاز را در سطح پایین نگه دارد و از انهدام آن جلوگیری کند.

تغییرات ترکیب اتمسفر با فصل و عرض جغرافیایی

- **اُزن:** در استوا کم، اما بالای عرض ۵۰ درجه بیشتر می گردد. در فصل بهار هم بیشتر می گردد.
- **بخار آب:** در عرض پایین و فصل تابستان بیشتر است (به استثنای بیابانهای حاره که کمترین است).
- **دی اکسید کربن:** در عرضهای بالا و نیمکره شمالی بیشترین تغییرات را دارد.

ارتفاع و ساختار اتمسفر

- تا ارتفاع ۵/۵ کیلومتری نیم اتمسفر و بقیه آن تا ۵/۵ کیلومتر بعدی قرار دارد.
- در قرن هفدهم میلادی توریچلی ثابت کرد هوا وزن و فشار دارد و فشار سنج جیوه ای را در سال ۱۶۶۲ ساخت.
- میزان فشار در سطح آبهای آزاد برابر فشار ستونی از جیوه به ارتفاع ۷۶ سانتی متر یا فشار ستونی از آب به ارتفاع ۱۰۳۲ میلی متر بر یک سانتی متر است.
- از جنگ جهانی دوم به پیشنهاد بیرکنس دانشمند سوئدی واحد میلی بار برای تعیین فشار معمول شد. بنابراین فشار جو معادل ۱۰۱۳ میلی بار می باشد.

لایه های اتمسفر:

■ ۱- تروپوسفر

■ ۲- تروپوپوز

■ ۳- استراتوسفر

■ ۴- استراتوپوز

۵- مزوسفر

۶- مزوپوز

۷- ترموسفر

۸- یونسفر

۹- اکزوسفر و مانیتسفر

1- تروپوسفر

- مهمترین لایه، ضخامت آن در قطب ۸ کیلومتر، در استوا ۱۶ تا ۱۹ کیلومتر.
- کاهش دما با افزایش ارتفاع (هر ۵/۶ درجه برای ۱۰۰۰ کیلومتر).
- افزایش سرعت باد با افزایش ارتفاع
- رطوبت قابل ملاحظه در سطوح پایین و امکان بررسی پدیده های اتمسفری در این لایه.

1- تروپوسفر

- بروز حوادث عمومی هوا بخصوص در ارتفاع ۳ تا ۴ کیلومتری آن هم به دلیل وجود بخار آب.
- تشکیل ابرهای کومولوس و استراتوس در تروپوسفر پایین و سیروس در تروپوسفر فوقانی که تروپوسفر پایینی را اتمسفر مرطوب و فوقانی را سیروس می نامند.
- وجود سطح وارونگی دمایی که سقف هوا یا تروپوپوز نامیده می شود.

2- تروپوپوز

■ ارتفاع در استوا ۱۶ تا ۱۹ کیلومتر و در قطب ۸ کیلومتر است.

■ به نظر بایرس ارتفاع زیاد در استوا به علت صعود توده های هوا و در قطب به علت نزول آنهاست.

3- استراتوسفر

■ ارتفاع حدود ۵۰ کیلومتر یعنی محل حداکثر درجه حرارت.

■ سه لایه، استراتوسفر پایینی، ارتفاع ۲۰ کیلومتر. میانی، ارتفاع ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر. فوقانی ۳۰ تا ۵۰ کیلومتر.

■ تشکیل ابر نادری به نام ابر مروارید در استراتوسفر فوقانی

لایه اُزن

- وجود لایه اُزن به ضخامت ۱۶ تا ۳۰ کیلومتر، که قادر است اشعه ماورای بنفش خورشید را جذب کند و از اثرات مرگبار آن جلوگیری کند. در نتیجه ما حیات خود را روی کره زمین مدیون همین لایه هستیم که اگر آن را در شرایط عادی فشرده کنیم ضخامت آن حدود چند میلی متر است.
- این گاز همراه با گاز دی اکسید کربن در بیلان تشعشع و پراکندگی عمودی دما اثر عمده ای دارند.

4- استراتوپوز

- ارتفاع از ۵۰ کیلومتری،
- مرز انتقال بین استراتوسفر و مزوسفر.

5- مزو سفر

■ کاهش سيع درجه حرارت، كه در ارتفاع ۸۰ كيلومتر به ۹۰- درجه مي رسد.

■ ارتفاع ۵۰ تا ۸۵ كيلومتری.

■ افزايش دما در ارتفاع بالای ۸۰ كيلومتری كه به اين منطقه وارونگی دما مزوپوز می گویند.

■ در تابستان ابرهای به نام ناکتی لوسنت است. كه علت آن ذرات غبار متئوریکي و مقدار ناچیزی بخار آب است.

■ میزان فشار پایین و حدود یک میلی بار در ۵۰ كيلومتری و یک درصد میلی بار در ۹۰ كيلومتری است.

6- مزوپوز

- ارتفاع ۸۰ کیلومتری
- این لایه به وسیله حداقل درجه حرارت مشخص می شود.
- منطقه انتقال بین مزوسفر و ترموسفر است.

7- ترموسفر

■ نام این لایه به علت دمای فوق العاده زیاد ترمودینامیک است. که ممکن است به ۵۰ درجه نیز برسد. علت این دمای بالا جذب اشعه ماورای بنفش است که احتمالاً به ۱۲۰۰ درجه کلوین می رسد.

■ در قسمت پایین مرکب از ازت (N) و اکسیژن به صورت مولکول (O_2) و اتم (O) است.

■ در قسمت فوقانی یعنی ۲۰۰ کیلومتری اکسیژن به شکل اتمی نسبت به ازت غلبه دارد.

8- یونسفر

- ارتفاع بالای ۶۰ کیلومتر و منطقه تمرکز یونها و الکترونها آزاد که سبب انعکاس امواج رادیویی می شود.
- این لایه ۳٪ ترکیبات فیزیکی و شیمیایی اتمسفر را تشکیل می دهد و فاقد گازهای سنگین مانند بخار آب، اکسیژن و ازت است.
- لایه های یونسفری E در ارتفاع ۱۱۰ و F_1 در ۱۶۰ و F_2 در ۳۰۰ کیلومتری قرار دارد.
- این لایه به حداکثر تمرکز یونیزاسیون مشخص می گردد.

9- اکزوسفر و مانیتسفر

ارتفاع بیش از ۳۰۰ کیلومتر، که حداقل جاذبه زمین و لایه از گازهای به نام اکزوسفر.

اتم اکسین و هیدروژن و هلیوم اتمسفر را رقیق کرده.
هلیوم با تجزیه بخار آب و متان در نزدیکی مزوپوز جایگزین می شود و هلیوم به وسیله عمل پرتوهای کیهانی در ازت و از شکستن عناصر پرتوزا در پوسته زمین به شکل آرام و مداوم تشکیل می شود.

فصل دوم

فرایندهای انتقال انرژی گرمایی

- هدف کلی: شناخت مفاهیم فرایندهای انتقال انرژی و طرق گرم شدن زمین
- هدفهای رفتاری و آموزشی:
- آشنایی با فرایندهای انتقال انرژی
- آشنایی با طرق گرم شدن زمین
- آشنایی با توازن گرمایی در اتمسفر
- آشنایی با پدیده های بی دررو، پایداری و ناپایداری
- آشنایی با پایداری مطلق، ناپایداری مطلق و ناپایداری شرطی

فصل دوم

فرایند های انتقال انرژی گرمایی

- 1- تابش
- ۲- هدایت یا رسانش
- 3- همرفت یا کانوکشن

1- تابش

■ در این فرایند گرما به شکل موج و بدون واسطه منشر می شود. مانند انرژی دریافت رسیده به زمین از طریق تابش خورشید،

■ که با این فرایند و با بکارگیری تصاویر مادن قرمز امروزه اقمار مصنوعی از سطح زمین عکسبرداری می کنند.

■ مثال، اشعهٔ برخاسته از یک اتو که می توان بوسیلهٔ فیلم مادون قرمز ثبت نمود.

2- هدایت یا رسانش

■ انتقال گرما به وسیله ذرات تشکیل دهنده خود جسم صورت می گیرد.

■ مثال، گرم کردن یک میله آهنی

3- همرفت یا کانوکشن

■ انتقال گرما توسط حرکت واقعی خود ماده گرم شونده صورت می گیرد.

■ مثال، گرم کردن بطری آب روی شعله آتش که ابتدا آب تحتانی گرم شده و سپس بالا رفته و جای آنرا آب سرد می گیرد تا گرم شود. این فرایند تا گرم شدن کل آب ادامه دارد.

طرق گرم شدن اتمسفر

■ 1- انرژی تابشی

۲- تشعشع زمینی

3- انتقال آشفته

۴- گرمای نهان

۵- پدیده گلخانه

1- انرژی تابشی

- انرژی تابشی گستره از طول موجهاست که طیف خورشیدی نام دارد.
- در این گستره امواج رادیویی بلندترین و امواج گاما کوتاهترین است،
- اما مقدار زیادی از آن در محدوده طیف مرئی می باشد.
- امواج مرئی به سطح زمین می رسد، اما اشعه ماورای بنفش بوسیله گاز ازن جذب می گردد.
- اشعه مادون قرمز نیز بوسیله بخار آب و دی اکسید کربن جذب

2- تشعشع زمینی

- زمین ابتدا بوسیله خورشید گرم می شود. سپس این جسم گرم شده از خود انرژی ساطع می کند
- که طول موج آن به دمای جسم بستگی دارد.
- در نتیجه انرژی ساطع شده از زمین با توجه به دمای آن دارای طول موج مادون قرمز است.
- بنابراین زمین انرژی مرئی را به انرژی با طول موج بلندتر می کند.
- در این جذب انرژی، بخار آب و بعد دی اکسید کربن نقش مهمی دارند.
- اهمیت بخار آب در گرم شدن اتمسفر مشخص می گردد و شبهای ابری همیشه گرمتر از شبهای صاف است.

3- انتقال آشفته

- در این طریقه انرژی بواسطه هدایت مستقیم، زمین را گرم می کند.
- بدلیل اینکه هوا یک هادی ضعیف انرژی گرمایی است فقط قسمت پایینی آنرا گرم می کند.
- اما به محض گرم شدن قسمت تحتانی، هوا صعود می کند و از طریق همرفت گرمای هدایت شده را به سطوح بالا می برد.
- که ترکیب این دو عمل یعنی هدایت و همرفت را تبادل گرمایی آشفته گویند.

4- گرمای نهان

- در نتیجه تبخیر از سطح آبها مقدار زیادی گرما به شکل نهان منتقل می شود.
- زمانی که یک گرم آب از شکل آب به بخار تبدیل می شود ۵۴۰ تا ۶۰۰ کالری انرژی جذب می شود
- که این مقدار هیچ دخالتی در ازدیاد گرم ندارد، و تنها صرف انرژی تبدیل مولکولهای آب از حالت مایع به حالت گاز می شود،

4- گرمای نهان

■ بخاطر داشته باشید که تنها یک کالری انرژی لازم است که دمای آب یک درجه افزایش یابد.

■ در نتیجه ۵۴۰ تا ۶۰۰ کالری انرژی جذب شده بسیار زیاد است

■ که در نتیجه عمل تراکم قطرات به صورت گرمای قابل لمس آزاد می شود و سبب گرم شدن اتمسفر می گردد.

5- پدیده گلخانه

■ اتمسفر زمین مانند شیشه گلخانه اجازه عبور تابش خورشیدی

که دارای طول موج کوتاه (4/ تا 7/) است را می دهد،
اما در مقابل امواج تشعشع زمینی که دارای طول موج
بلند (مادن قرمز) است را اجازه خروج
نمی دهد، یعنی شرایط کدر را بوجود می آورد. در
ایجاد این کدري میزان بخار آب،
ابرها و دی اکسید کربن نقش مهمی را در جلوگیری از
این خروج انرژی بانی می کنند

5- پدیده گلخانه

■ وبا توجه به اینکه بیشترین این جذب با توجه به چگالی بالای جو در ارتفاعات پایین صورت می گیرد. درجه حرارت در لایه های پایین بیشتر است. که در صورت فقدان این اثر گلخانه ای اتمسفر، میانگین دما به 28- درجه می رسد، در صورتیکه در حال حاضر حدود 15 درجه است و اختلاف در بود یا نبود این پدیده 43 درجه است

توازن گرمایی در اتمسفر زمین

- **توازن گرمایی**، ارزیابی بین گرمای تلف شده و گرمای موجود را گویند.
- **ضریب ثابت خورشیدی**، مساوی $95/1$ کالری در سانتی متر مربع در هر دقیقه
- با توجه به سطح زمین این مقدار به $5/1$ کالری کاهش می یابد.
- **میزان آلبدو انرژی**، برابر 28% است، از 72% باقیمانده یک چهارم توسط گازهای اتمسفر باز می گردد و سه چهارم آن به وسیله زمین جذب می گردد.
- **مقدار واقعی جذب سطح زمین**، سه شانزدهم است. که این میزان انرژی به کمک اسعه مادون قرمز، تبادل آشفته و گرمای نهان سبب گرم شده هوا می گردد.

عوامل مؤثر در تغییر مقدار انرژی تابشی به سطح زمین

- ۱- **انحنای زمین:** به این علت زاویه برخورد اشعه خورشید با زمین در نواحی مختلف و در زمانهای گوناگون متغیر می گردد و در نتیجه مقدار انرژی تابشی نیز تغییر می کند.
- ۲- **ضخامت اتمسفر:** این عامل باعث می شود که انرژی در ارتفاعات پایین به علت ضخامت بیشتر اتمسفر بیشتر ضعیف تر گردد.

عوامل مؤثر در تغییر مقدار انرژی تابشی به سطح زمین

- ۳- وجود ذراتی مانند گرد و غبار و ابر: که دارای تغییرات زیادی با توجه به زمان و مکان هستند، سبب تغییر مقدار انرژی تابشی گردد.
- ۴- متغیر بودن تابش خورشیدی، تغییر طول روز، دوره های طولانی ابری
- ۵- ترکیبات متفاوت سطح زمین:

6- اثرات نابرابر خشکیها و آبها:

- علل متفاوت بودن دریافت انرژی توسط آبها و خشکیها:
- الف) شفاف بودن آب نسبت به نور که این شفافیت تا ۳۰ متر ادامه دارد.
- ب) گرمای ویژه آب (یک) که در رده بیشترین گرمای ویژه است.
- ج) سیال بودن آب، که هم پدیده همرفت و به علاوه امواج موجب اختلاط دما می شود.
- د) صورت گرفتن عمل تبخیر در سطح آبها، که طی این عمل مقدار زیادی انرژی بدون افزایش دما مصرف می شود که خود سبب کند شدن افزایش دما به ویژه در دوره گرم سال می شود.

درجه حرارت هوا

■ اندازه گیری انرژی گرمایی قابل سنجش در خاک و هوا را درجه حرارت می گویند.

1- پراکندگی افقی درجه حرارت

- درجه حرارت از نظر افقی در نواحی مختلف و در زمانهای گوناگون متفاوت است.
- یکی از عوامل مهم پراکندگی درجه حرارت عرض جغرافیایی است
- اما نه به تنهایی بلکه ۱-ارتفاعات، ۲-پراکندگی خشکیها و آبها، ۳-جریانهای دریایی ،
- ۴-بادهای دائمی و ۵-جهت ناهمواریها نیز از عوامل مهم بشمار می روند.

1- پراکندگی افقی درجه حرارت

■ نمونه های بسیار بارز از جریانهای دریایی عبارتند از جریان گلف استریم که از خلیج مکزیک در اقیانوس اطلس شمالی شروع شده و تا سواحل اروپا ادامه دارد. که سبب قطع خطوط همدمای صفر و پنج درجه دردی ماه در سواحل امریکا می شود و گرما از عرضهای پایین به بالا منتقل می شود.

1- پراکندگی افقی درجه حرارت

- جریان آب سرد همبست در سواحل امریکای جنوبی.
- جریان آب سرد بنگوئلا در افریقا
- جریان آب سرد لابرادور و جریانهای آب سرد در شرق آسیا
- تاثیر بادهای دائمی در سواحل غربی امریکای شمالی که گرمتر از سواحل شرقی آن است.
- در مورد جهت ناهمواریها برای مثال جهت کوهستان راکی در امریکای شمالی که سبب نفوذ توده های سرد قطبی تا عرضهای پایین قاره شده، در مقابل کوههای آلپ و هیمالیا مانع از نفوذ شدید توده های هوای سرد به نواحی عرض های پایین شده است

2- تغییر قائم دما یا لپس ریت:

■ کاهش دما با افزایش ارتفاع را لپس ریت گویند
انواع لپس ریت

■ لپس ریت مثبت: کاهش دما با افزایش ارتفاع

■ لپس ریت منفی یا اینورژن (وارونگی): افزایش
دما با افزایش ارتفاع در شرایط معین

انواع وارونگی

۱- وارونگی با منشأ حرارت: الف) سرد شدن لایه های

زیرین به سبب تشعشع زمین یا هدایت ب) سرد شدن
هوا در ارتفاعات زیاد به سبب تشعشع

۲- وارونگی با منشأ مکانیکی: الف) از طریق توربولانس
یا جابه جایی

ب) به وسیله فرونشینی هوا

۳- وارونگی با منشأ جبهه ای

3- اندازه گیری زمان و شدت تابش

■ جهت اندازه گیری زمان تابش از دستگاه کمپیل استوگزر استفاده می شود.

■ در این دستگاه، کره شیشه ای که به صورت یک عدسی همگرا عمل می کند، اشعه خورشیدی روی یک نوار کاغذی متمرکز می شود، که با توجه به طول روز یک منحنی سوختگی روی نوار ایجاد می کند که با توجه به آن می توان به میزان ساعات آفتابی پی برد.

■ جهت اندازه گیری میزان و شدت تابش از دستگاه پیر هلیومتر استفاده می شود

مقیاسهای دماسنجی

- در اواخر سده شانزدهم اولین دماسنج توسط گالیله اختراع شد، که در آن از الکل که در اثر تغییر گرما منبسط و منقبض می شود استفاده شده است.

سه سیستم مقیاسهای دماسنجی

- ۱- فارنهایت: نقطه انجماد ۳۲ درجه و نقطه جوش ۲۱۲ درجه
- ۲- سلزیوس: نقطه انجماد صفر درجه و نقطه جوش

مقیاس فارنهایت

■ در فارنهایت فاصله بین انجماد و جوش 180 درجه است، در صورتیکه در سلزیوس 100 درجه است، بنابراین درجه سانتی گراد بزرگتر از فارنهایت است.

■ $9 = 180/20$ برای فارنهایت $5 = 100/20$

■ برای سلزیوس در نتیجه برای تبدیل فارنهایت به سلزیوس ابتدا 32 درجه انجماد از عدد فارنهایت کسر می شود سپس حاصل در کسر پنج نهم ضرب می شود.

■ در مورد تبدیل سلزیوس به فارنهایت ابتدا 32 درجه انجماد به عدد سلزیوس اضافه می شود، سپس حاصل در کسر نه پنجم

ضرب می شود.
تهیه کننده: دکتر ام اسلمه بابایی
گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور

مقیاس مطلق

مطلق: در این سیستم صفر مطلق 273 درجه
زیر نقطه انجماء آب است
در نتیجه نقطه انجماء 273 درجه کلوین
است.

1- بی درو

■ تحولات درون توده های هوای صعودی و نزولی بدون تبادل انرژی با هوای اطراف را پدیده بی دررو گویند.

2- پایداری

■ وضعیت مخالف یک توده هوا در مقابل حرکات عروجی را درجه پایداری گویند. اگر خصوصیات فیزیکی یک توده هوا مانع حرکات عروجی گردد چنین توده را پایدار گویند.

3- ناپایدار

■ اگر خصوصیات فیزیکی یک توده هوا سبب سهولت حرکات عروجی گردد چنین توده را ناپایدار گویند.

1- ناپایداری مطلق

اگر افت درجه حرارت در لایه های هوای اطراف
(هر ۱۰۰۰ متر ۱۲ درجه)، از افت بی درو خشک بیشتر (هر
۱۰۰۰ متر ۱۰ درجه)، باشد به آن توده هوای ناپایدار مطلق
گویند.

2- پایدار مطلق

- اگر افت درجه حرارت در لایه های هوای اطراف
- (هر ۱۰۰۰ متر ۵ درجه)، از افت بی درو اشباع شده کمتر (هر ۱۰۰۰ متر ۱۰ درجه)، باشد به آن توده هوا پایدار مطلق گویند.

3- ناپیداری شرطی

اگر افت درجه حرارت در لایه های هوای اطراف
(هر ۱۰۰۰ متر ۷ درجه)، و

■ افت درجه حرارت در لایه های هوای بی دررو بین

■ (هر ۱۰۰۰ متر ۶ الی ۱۰ درجه)، تغییر کند. در این صورت
توده هوا شرایط مشروط دارد. که اگر توده هوای بی دررو از
نظر رطوبت فقیر باشد پایداری خود را حفظ می کند، چونکه
افت آن ۱۰ درجه است، بنابراین پایدار است. اما اگر به قدر
کافی رطوبت داشته باشد افت آن ۶ درجه است، در نتیجه

فصل سوّم: فشار و تغییرات آن

- هدف کلی: شناخت مفهوم فشار و تغییرات آن
- هدفهای رفتاری و آموزشی:
- شناخت مفهوم فشار و واحد آن
- آشنایی با تغییرات فشار
- آشنایی با الگوهای فشار در جهان
- شناخت مفهوم باد
- آشنایی با انواع باد

فصل سوّم: فشار و تغییرات آن

واحد فشار و روشهای اندازه گیری آن

■ واحد: میلی بار

- در ۴۵ درجه و دمای صفر درجه و ارتفاع سطح دریا، فشار بهنجار (نرمال) است. یعنی ۱۰۱۳ میلی بار
- فشار سنج یا بارومتر برای اندازه گیری آن بکار می رود.
- برای اندازه گیری مداوم آن از فشارنگار یا باروگراف استفاده می شود.

1- فشار سنج جیوه ای

- این وسیله دقیق ترین است که بر اساس تعادل ستونی از هوا و جیوه کار می کند.
- این وسیله از یک لوله شیشه ای که از جیوه پر شده و یک سر آن باز و سر دیگر آن بسته است تشکیل شده. که انتهای سر باز به طور معکوس روی تشتک پر از جیوه قرار دارد که ارتفاع جیوه فشار جو را نشان می دهد.
- با توجه به حساسیت جیوه در مقابل حرارت، فشار ثبت شده از نظر حرارتی نیز اصلاح می شود.

تغییرات قائم فشار جو

ارتفاع به کیلومتر	فشار به میلی بار
0	1013
1	900
2	795
3	700
4	616
5	540
6	471
7	410

■ با توجه به جدول نتایج ذیل حاصل می شود.

1- بین کم شدن فشار با افزایش فشار رابطه ساده ای وجود ندارد.

2- فشار با چکالی هوا ارتباط دارد در نتیجه با افزایش ارتفاع، فشار با آهنگ سریعتر کاهش می یابد.

3- فشار هوا با درجه حرارت هوا ارتباط نزدیک دارد.

4- فشار هوا با نیروی جاذبه زمین ارتباط دارد.

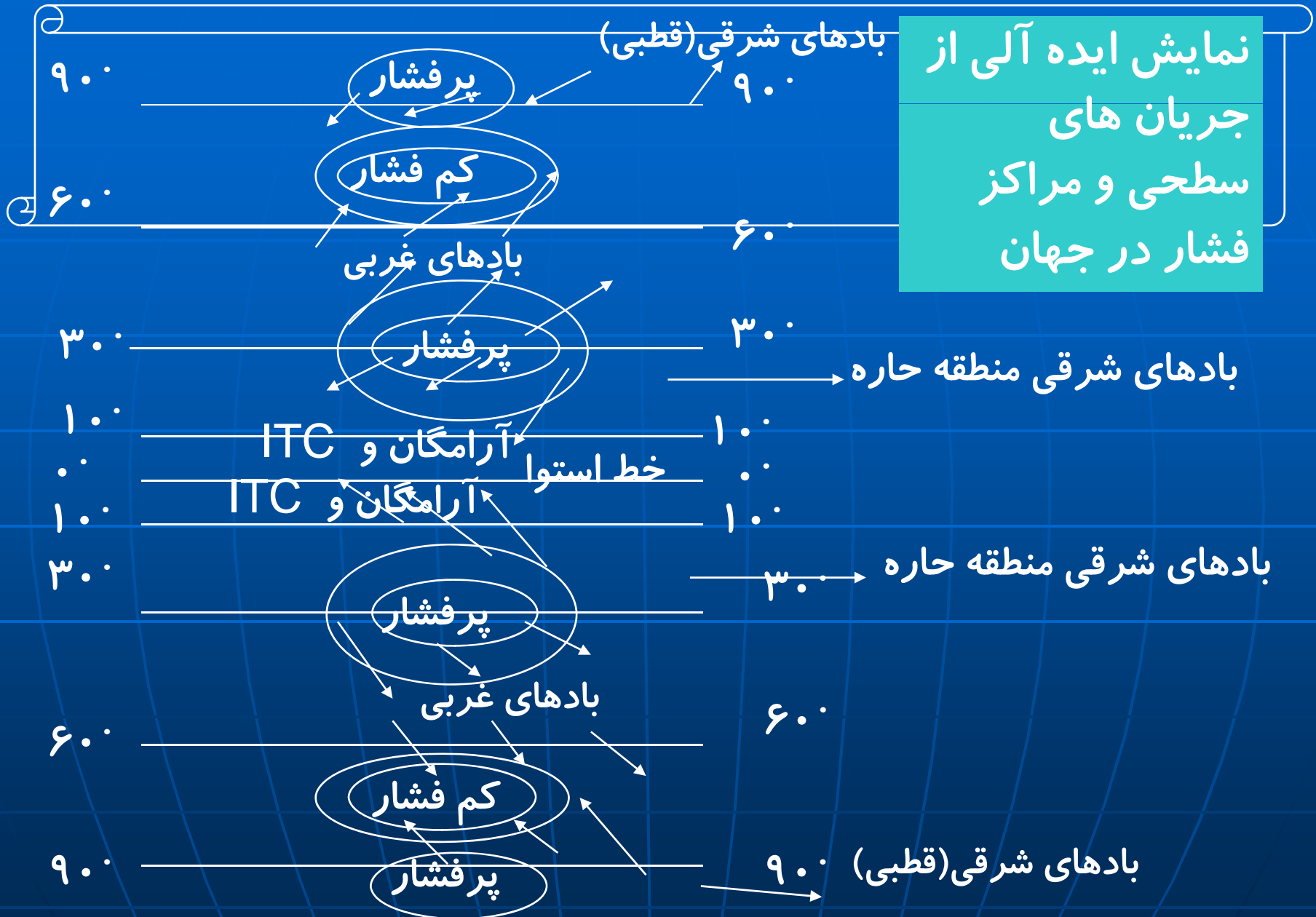
پراکندگی افقی فشار هوا:

- در پراکندگی افقی فشار هوا، تفاوت‌های اساسی دیده می‌شود. به گونه‌ای که فشار بین 980 تا 1033 میلی بار تغییر می‌کند.
- تغییرات فشار را به وسیله خطوط هم فشار (ایزوبار) نشان می‌دهند.
- جهت از بین بردن اثر ارتفاع، فشار تبدیل شده به سطح دریا را ترسیم می‌کنند.
- در پراکندگی افقی فشار هوا، عرض جغرافیایی، پراکندگی دریاها و خشکیها و اختلاف درجه حرارت نیز مؤثر هستند.

کمربندهای فشار در جهان

- کمربندهای فشار روی کره زمین که تحت تأثیر انتقال انرژی، حرارت و جریانهای عروجی و نزولی ایجاد شده اند به سبب تغییرات درجه حرارت و سایر شرایط اقلیمی در فصول مختلف تغییر می کنند. بنابراین دائمی نیستند.
- در این جابجای پراکندگی متفاوت خشکیها و دریاها نیز مؤثر هستند.
- حال به نمایش ایده آلی از آن می پردازیم.

نمایش ایده آلی از جریان های سطحی و مراکز فشار در جهان



آرامگان استوایی

در شرق اقیانوسهای
حاره بادهای شرقی
با جهات جنوبشرقی و
شمالشرقی به طور
همگرا به طرف استوا
می وزند.

در نتیجه شرایط
هوای ساکن غالب
است.



پرفشارهای جنب حاره (عرضهای اسبی)



خط استوا

پرفشار در این عرضها
نتیجه فرونشینی هوایی
است که به حالت بی
دررو گرم



می شود.

پرفشارهای جنب حاره (عرضهای اسبی)

- در این مناطق هوا باز و آفتابی و میزان نم نسبی بسیار پایین است.
- خشکی فیزیکی حاصل از این فرونشینی، بیابانهای بزرگ را در این عرضها بوجود آورده است.
- در قسمتهای شرقی قاره ها به علت شرایط بارز پرفشار (آنتی سیکلون) هوا فوق العاده خشک است در نتیجه بیابانها به سمت غرب قاره ها گسترش قابل توجهی دارند.

کم فشارهای جنب قطبی



این کم فشارها هنگام زمستان در

شمال اقیانوس اطلس و آرام

هستند و به نامهای آئوسین و

ایسلند نامیده می شوند.

در تابستانها کم فشار آئوسین

از بین می رود

و کم فشار ایسلند فوق العاده

ضعیف می شود.



در نیمکره جنوبی تغییرات کمی دارد

بادها

- باد: جریان هوایی است که در جهت شیب فشار از مراکز پرفشار به طرف کم فشار حرکت می کند.
- تفاوت فشار بین دو نقطه را گرادیان فشار یا شیب بارومتريک گویند.
- شدت باد با اختلاف فشار بین دو نقطه ارتباط مستقیم دارد.
- هر قدر این اختلاف بیشتر باد هم شدیدتر خواهد بود.
- براینده نیرو بین گرادیان فشار و نیروهای مؤثر بر جهت باد را تعادل استروموفیک (یعنی برگشت) گویند.

■ انواع باد

تهیه کننده: دکتر ابراهیم بابایی
گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور

1- بادهای آژئوستروفیک: اثر گرادیان فشار

- بادهای که از پرفشار به کم فشار در جهت گرادیان فشار می وزند را باروستروفیک یا آژئوستروفیک گویند.
- محل انتشار این بادهای محدود است و شامل بادهای محلی کوه و دره ... است.
- در منطقه استوا به علت فقدان نیروی کوریولیس تا حدود 4 درجه شمالی و جنوبی دارای این نوع بادهای هستند.

2- بادهای ژئوسترفیک: اثر نیروی کوریولیس

- این اثر، در نتیجه نیروی منحرف کننده حاصل از گردش زمین به دور خود حاصل می شود.
- در اثر این نیرو اجسام و توده های هوا در نیمکره شمالی به سمت راست و در نیمکره جنوبی به طرف چپ منحرف می شوند.
- جریان هوایی که در شرایط تعادل بین گرادیان فشار و نیروی کوریولیس حاصل می شود را ژئوسترفیک گویند.

3- بادهای گرادیان: نیروی مرکز گرا

- توده هوایی که در اتمسفر به طور غیر مستقیم حرکت کند تحت تاثیر نیروی مرکز گرا قرار می گیرد.
- این نیرو با مجذور سرعت جسم نسبت مستقیم و با شعاع مدار گردش نسبت معکوس دارد.
- با افزایش سرعت، شعاع گردش کاهش یافته و بر نیروی آن افزوده می شود.
- میزان این اثر به علت افزایش سرعت باد و محدود بودن دایره هم فشارها در سیکلونهای حاره به حداکثر می رسد.

3- بادهای گرادیان: نیروی مرکز گرا

■ در سیکلونها مرکزگرا و گرادیان فشار در جهت مخالف هستند بنابراین

گرادیان فشار + مرکزگرا = کوریولیس + گرادیان فشار +
مرکزگرا ($P_H = D + c$)

■ در آنتی سیکلونها نیروی گرادیان فشار و مرکزگرا همدیگر را قطع می کنند. ($P_H = D - c$)

$P_H =$ نیروی افقی فشار $= C$ = نیروی مرکزگرا

$D =$ نیروی کوریولیس

4- اثر اصطکاک سطحی

- در لایه های پایین اتمسفر، در نتیجه تماس توده هوای در حال حرکت با سطح زمین اثر اصطکاک به وجود می آید.
- که این تماس سبب کندی حرکت هوا می شود.

بادهای محلی:

بادی که در نتیجه اختلاف درجه حرارت محلی
ایجاد می شود.

■ با توجه به شرایط معین و فقط در بعضی از نواحی کره
زمین که تحت تأثیر برخی از عوامل طبیعی هستند، گردش
جوی محلی و جهت بادهای حاصل مورد بررسی قرار می
گیرد.

■ تعدادی باد در نتیجه اختلاف درجه حرارت محلی ایجاد می
شود که عبارتند از:

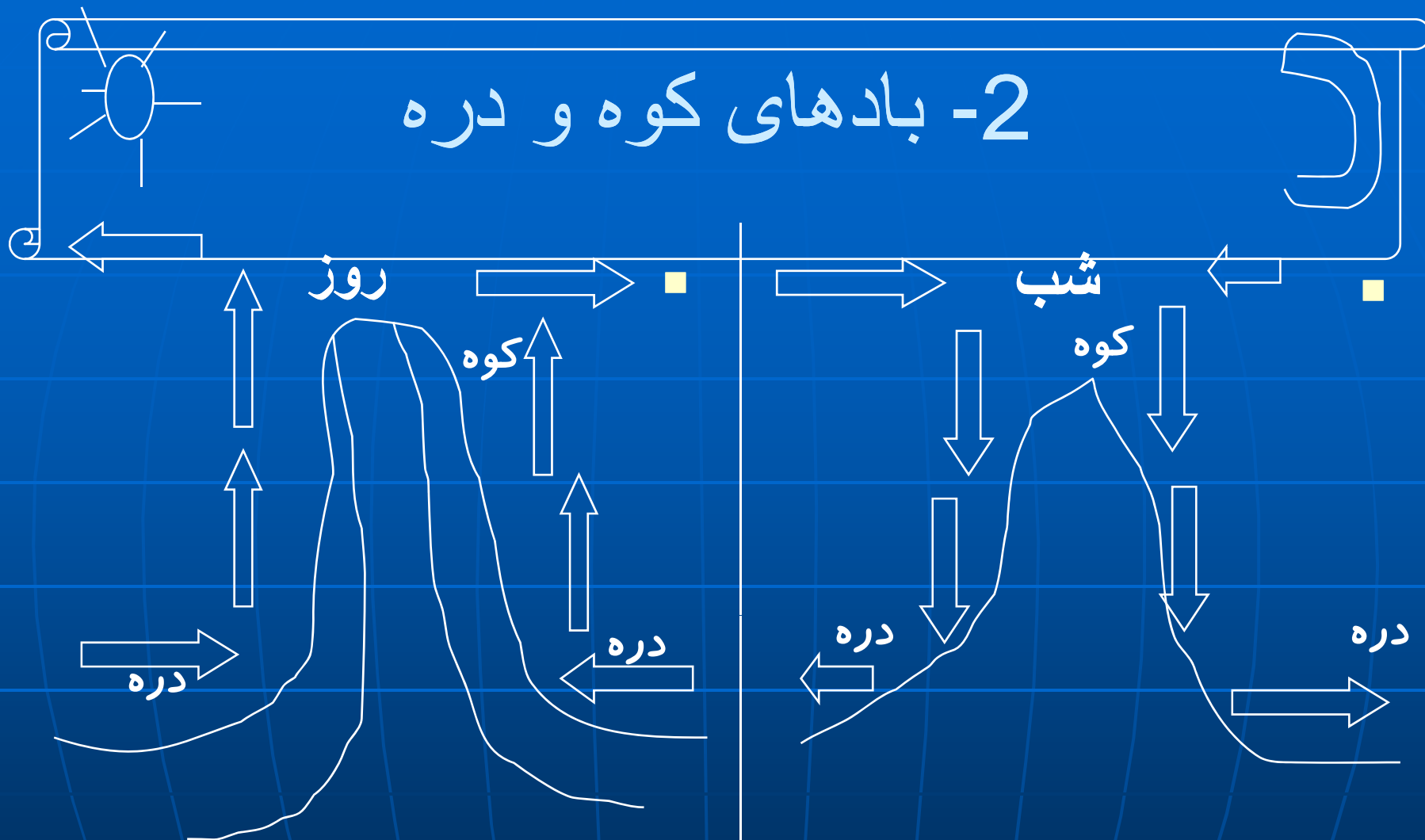
1- نسیمهای خشکی و دریا:



1- نسیمهای خشکی و دریا:

- این بادهای در نتیجه اختلاف درجه حرارت بین آب و خشکی ایجاد می شود.
- در روز فشار سطح دریا نسبت به خشکی به علت گرمای کمتر، بیشتر است.
- در نتیجه جریان هوایی از طرف دریا به طرف خشکی برقرار می گردد.
- در شب عکس این پدیده رخ می دهد.
- این جریان هوا فقط در پایتترین لایه تروپوسفر صورت می گیرد.
- برای ایجاد این جریان سکون هوا شرط لازم است.
- زیرا بادهای قوی گرادیان، فشار موجود بین دریا و خشکی را روبروده و مانع این بادهای می گردند.

2- بادهای کوه و دره



2- بادهای کوه و دره

- این بادهای در طول دره ها می وزند و طبقه تحت تأثیر شان نسبتاً زیاد است.
- این بادهای در نتیجه اختلاف دما بین دره و دشت که منجر به اختلاف فشار می شود می وزند.
- در روز انرژی در کوه بیشتر است، و جریان هوای از دره به طرف کوه بوجود می آید.
- در شب عکس این حالت رخ می دهد.

3- بادهای کاتباتیک

■ در شبهای صاف و بدون ابر، تشعشع زمین در نواحی فلاتی مرتفع که بوسیله کوهها احاطه شده اند، یک لایه هوای سرد در مجاورت زمین تشکیل می شود.

■ در نتیجه یک لایه وارونگی حرارتی، در بالای این لایه سرد ایجاد می شود و یک جریان جاذبه ای از هوای سردتر و غلیظتر در زیر هوای گرمتر و سبکتر در جهت شیب ایجاد می شود.

■ چنین بادهای درانژ یا نسیم کوهستانی نامیده می شوند.

4- فون:

- باد گرم و خشکی است که در سمت پشت به یک کوهستان می وزد و نام خود را از کوههای آلپ گرفته است. زمانی که هوای مرطوب از دامنه کوهستان صعود می کند، بی دررو و در حالت اشباع سرد شده و متراکم می شود و به صورت باران در جهت روبه باد ظاهر می شود.
- این توده هوا بعد از عبور از کوهستان بدون رطوبت به صورت بی دررو گرم می شود و باد گرم و خشکی در پشت کوهستان ایجاد می کند.
- بهترین شرایط برای تشکیل آن زمانی است که سیستم امواج هوایی، حالی ایستایی داشته باشند.

5- داغباد و سوزباد:

■ در نواحی بیابانی بسیار گرم و یا سرد به علت جابجایی مراکز فشار تشکیل می شوند.

■ چند نمونه داغباد

■ سیروکو در شمال افریقا و جنوب ایتالیا

■ خمیس در مصر، سیمون یا سموم در عربستان و افریقا

■ قره بوران در ترکستان شوروی، باد عجه در عراق و

خوزستان ایران و باد حرمتان در صحرای افریقا

■ چند نمونه سوزباد:

■ بلیزارد در امریکا و بوران در شوروی

تهیه کننده: دکتر ام‌السلمه بابایی

■ یا باد افتان در قاره قطب جنوبی

اندازه گیری باد

■ برای اندازه گیری جهت و سرعت باد از سرعت سنج یا آنومتر استفاده می شود.

■ اندازه گیری باد در سطوح بالا
■ از وسیله پایلت بالن استفاده می شود.

واحد اندازه گیری باد

- در تمام دنیا واحد اندازه گیری سرعت باد گره (نات) یا میل دریایی در ساعت است.
 - واحدهای کوچکتر متر یا فوت در ثانیه یا کیلومتر در ساعت است.
 - جهت تعیین شدت باد، از میزان حرکت اجسام مانند تکان خوردن درختان و شاخصهای تعیین شده توسط آدمیرال بوفورت در سال 1806 استفاده می شود.
- تهیه کننده: دکتر ام السلّمه بجایی
گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور

فصل چهارم:

سیکلون و آنتی سیکلون

- هدف کلی: شناخت مفاهیم سیکلون و آنتی سیکلون
- هدفهای رفتاری و آموزشی:
- شناخت مفهوم سیکلون و آنتی سیکلون
- آشنایی با انواع هوای وابسته به سیکلون و آنتی سیکلون
- آشنایی با پراکندگی جغرافیایی سیکلون و آنتی سیکلون
- آشنایی با مفاهیم ابر و بارندگی و توفانهای رعد و برق

فصل چهارم:

سیکلون و آنتی سیکلون

■ فشارهای دائمی در عرضهای پایین و نزدیک استوا قرار دارد. مانند مراکز فشار زیاد جنب حاره و طوقه فشار کم استوایی، که این مراکز فشار، شرایط کلی گردش عمومی اتمسفر را تعیین می کنند (بادهای تجارتی و بادهای غربی)، علاوه بر آن مراکز سیار خارج از حاره نیز از این نواحی سرچشمه می گیرند.

■ در نتیجه گرم شدن نابرابر خشکی ها و آبها، بعضی دائمی و عمیق هستند و بعضی دیگر نه عمیقند و نه دائمی (پرفشار سبیری و کانادا، کم فشار ایسلند و آلتوت).

مراکز فشار با توجه به مقطع آنها به چهار نوع تقسیم می شوند.

- ۱- سیکلونهای هسته گرم: ■
حرارت در مرکز نسبت به
اطراف بیشتر، فشار در ناحیه
هسته نسبت به هوای سرد
اطراف به آرامی افت می
کند. نتیجه: سیکلونهای
هسته گرم کم عمق بوده،
مانند کم فشار تابستانی روی
خلیج فارس
- ۲- سیکلونهای هسته سرد: ■
حرارت در مرکز نسبت به
اطراف کمتر،
در سطوح بالا بارز و عمیق
است و به سیکلونهای عمیق
مشهورند مانند، کم فشار
ایسلند و آلتوت

مراکز فشار با توجه به مقطع آنها به چهار نوع تقسیم می شوند.

۳- آنتی سیکلونهاى هسته گرم: ۴- آنتی سیکلونهاى هسته سرد:

حرارت مرکز نسبت به
اطراف بیشتر است،

در سطوح فوقانی قویتر است و
به آن آنتی سیکلون عمیق
می گویند
در سطوح بالا ضعیف تر است
و بالاخره به سیکلون تبدیل
می شود.

مانند پرفشار آسور و اقیانوس
آرام

نمونه بازر آنتی سیکلون هسته
سرد نواحی قطبی.

سیکلونها و انواع هوای وابسته به آنها

■ سیکلون یعنی سیستمی از وزش باد در اطراف مرکزی از کم فشار

■ در هندوستان به طوفانهای چرخشی با شدت استثنایی و به توفانهای در امریکای شمالی (هاریکن) سیکلون می گویند.

1- سیکلونهاى جبهه اى عرضهاى ميانه

■ اين سیکلونها مهمترين ساختارهاى کم فشار هاى را که شرايط هواى عرضهاى ميانه را تعيين مى کند تشکيل مى دهند و به علت فراوانى آنها در روى نقشه وابسته به جبهه ظاهر مى شوند و در پيش بينى هوا نيز واجد اهميت هستند. بيرکنس سیکلونهاى جبهه اى را در ارتباط با تموج جبهه قطبى مى داند.

■ در اتمسفر حاره و قطب نيز همين حالت بروز مى کند که باعث زایش و توسعه سیکلونهاى جبهه اى مى شود.

تشکیل سیکلون:

- الف) ابتدا موج خفیفی ایجاد می شود، که در نتیجه جریانهای هوایی بزرگ شده و به شکل سیکلون می شود.
- ب) هوا جهت موازنه از هر طرف به آن هجوم می آورد و یک گردش سیکلونی ایجاد می شود.
- ج) پس از گذشت مدت زمانی دو جبهه سرد و گرم تشکیل می شود. د) بین این دو جبهه قطاع گرم ایجاد می شود.
- ه) دو قطاع سرد هم در جلو و عقب سیکلون ایجاد می شود.
- ر) سیکلون بعد از زایش در طی زمان بزرگ می شود، بالغ می شود، پیر می شود و از بین می رود.

علت از بین رفتن سیکلون:

■ اختلاف سرعت بین دو جبهه سرد و گرم، که جبهه سرد نسبت به گرم سرعت بیشتری دارد و بعد از مدتی به جبهه گرم می رسد که به این حالت انسداد گویند.

در این حالت قطاع گرم بلند می شود و هوای گرم فقط در قسمتهای بالا مشاهده می گردد و بالاخره جبهه مسدود هم از بین می رود.
از زمان زایش تا زایل شدن سیکلون یک هفته طول می کشد.

■ معمولاً در قسمت خارجی این سیکلون، یک سیکلون ثانویه مشاهده می شود.

■ در بعضی حالات، فشار اصلی را در جهت شرقی تعیب می کنند و گاهی نیز از آن جدا می شوند و به صورت مستقل و با سرعت بیشتری حرکت می کنند، بعضی از اینها به سیکلون مسدود تبدیل می شوند و رشد می کنند.

■ علاوه بر آن به سیکلونهای که در جهت جنوبغربی قرار می گیرند و در طول جبهه امواج مختلفی را تشکیل می دهند، خانواده سیکلونی می گویند.

■ یک خانواده چهار تا پنج سیکلون را در بر می گیرد و پنج تا شش روز طول مکشد تا از منطقه گذر کند.

1.1- الگوی سیکلون

■ ساختار قائم الگو:

■ در یک برش عرضی از کم فشار، هوای سرد یک شیب آرام زیر هوای گرم دارد.

■ در همان برش هوای سرد یک ناوه پر شده با هوای گرم تشکیل

■ می دهد.

■ هوای در حال جریان از قطاع گرم صعود می کند. که خود دلیلی برای سیستم ابر گسترده و ناحیه بارندگی در شرایط پیشرفت جبهه گرم در زمین است.

1.1- الگوی سیکلون

- در پشت سیکلون هوای سرد با فشار به جلو در زیر هوای گرم نفوذ می کند و کمربندی از ابر و بارندگی بوجود می آورد.
- نخستین علامت نزدیک شدن سیکلون، ظهور ابرهای سیروس است که به سیرواستراتوس و آ و نیمبواستراتوس همراه باران تبدیل می شود.
- با عبور جبهه باران قطع و قطاع گرم با لایه ای از ابرهای پایین مشخص می گردد.
- در جبهه سرد باران اغلب همراه با رگبار است.
- تحقیقات بیرکنس، گام بزرگی در درک بیشتر فرایندهای بزرگ مقیاس هوا به شمار می آید.

2.1 چرخه حیات سیکلونها

- برژرون و بیرکنس و سولبرگ این چرخه را روشن نمودند.
- در مرحله اول، یک توده هوای گرم (پایین) و یک توده هوای سرد (بالا) کنار هم هستند و بوسیله یک لایه نازک ایستاور از هم جدا شده اند
- در مرحله دوم، یک موج متشکل در جبهه و یک مرکز کم فشار در بالای موج ایجاد می شود که سیکلون در تولد گویند.
- در مرحله بعدی، جبهه سرد به جبهه گرم می رسد.
- در آخرین مرحله سیستم مسدود بوجود می آید.

3.1 خانواده سیکلونی

- برژرون و بیرکنس و سولبرگ نشان می دهند که سیکلونهای عرضهای میانه به کرات پنج الی شش سیکلون هستند که به نام خانواده سیکلونی معروف هستند.
- اولین، ستاره خانواده که یک سیکلون مسدود است.
- دومی تا حدودی مسدود و آخرین عضو به صورت یک موج اولیه است. نخستین عضو در عرضهای بالا است و بقیه مسیر جنوبی تر دارند.
- در پشت آخرین عضو، جریان هوای سرد و طولانی از مناطق قطبی و آرکتیک به سمت جنوب تا حاره ادامه می یابد.

1.4 امواج فوقانی

■ امواجی که برای اولین بار از طرف راسبی مورد تحقیق قرار گرفت و دارای حرکتی بسیار آرام و روزانه حدود 2 تا 5 درجه طول جغرافیایی را طی می کنند را امواجی راسبی یا طولانی می گویند.

■ چهار منطقه امواج راسبی

- 1 - لابرادور تا فلوریدا
مدیترانه
- 2 - اسکاندیناوی تا دریای
- 3 - سبیری مرکزی تا بیرمانی
مرکزی
- 4 - آلاسکا تا اقیانوس آرام

5.1 شرایط و تغییرات هوای وابسته به سیکلونهای سیار در عرضهای میانه

در عرضهای میانه، شرایط و تغییرات هوا با توجه به حرکت
قسمت مرکزی به ترتیب زیر است.

1- نزدیک شدن جبهه: حرارت
پایین می آید،

بادها جهت جنوب شرقی با شدت
متوسط، فشار کم،

ابرهای سیروس، آ و
نیمبوستراتوس در آسمان
ظاهر می شود،

و بارندگی شروع می شود.

2- گذر جبهه گرم:

میزان حرارت به سرعت بالا می
رود،

بادها جهت جنوب و جنوبغربی،
بارندگی ادامه دارد
و فشار پایین می آید.

5.1 شرایط و تغییرات هوای وابسته به سیکلونهای سیار در عرضهای میانه

4- گذر جبهه سرد:

درجه حرارت فوراً پایین
می آید،
فشار بالا می رود،
بادها با سرعت زیاد به جهت
شمال غرب برمی گردند.
رگبارهای شدید توام با رعد
و برق و تگرگ بروز می
کند.

3- قطاع گرم:

میزان حرارت بالا می
رود، بادهای قوی در جهت
غرب یا جنوبغرب می
وزد، هوا باز، و با نزدیک
شدن جبهه سرد ابرهای
آلتوکومولوس ظاهر می
شود.

5.1 شرایط و تغییرات هوای وابسته به سیکلونهای سیار در عرضهای میانه

■ 5- قطاع سرد:

حرارت پایین می آید،

آسمان باز است، بادهای جهت شمالغرب دارند،

گهگاه رگبار مشاهده می شود.

نتیجه گیری

- این سیکلونها وابسته به جبهه قطبی هستند،
- از غرب به شرق حرکت می کنند.
- سرعت از فصلی به فصل دیگر متفاوت است و بطور کلی در فصل سرد زیاد عامل مهم در سرعت و حرکت سیکلونها ناهمواریهای زمین است.
- در بعضی نواحی با توجه به عدم جبهه ها، سیکلون نیز تشکیل نمی شود در مقابل بعضی نواحی شرایط مساعد برای توسعه کم فشارها هستند مانند ایسلند و آلتوت،
- بسیاری از سیکلونهای فعال به این نواحی کشیده می شوند، بدین ترتیب به این نواحی گوناگون تبدیل می شوند.

6.1 پراکندگی جغرافیایی سیکلونها در عرضهای میانه

- در نیمکره جنوبی در 60 درجه در تابستان و زمستان با اندکی تفاوت قرار دارند.
 - در تابستان نیمکره شمالی، حداکثر آن در 60 درجه و در زمستان 50 درجه است.
 - این اختلاف به علت جابجایی آنتی سیکلونهای جنب حاره و منطقه همگرایی استوایی، سیستم گردش عمومی جو، جابجایی جبهه قطبی، در تابستان و زمستان است.
 - سه منطقه توسعه سیکلونی در امریکای شمالی و اقیانوس آرام
- 1- شرق سیرانوادا 2- شرق راکی های کلرادو

در زمستان منطقه دریاچه های پنجگانه به عنوان چهارمین منطقه به چند علت پیچیده است

1- آب گرمتر از خشکی است

2- توفانهای آلبرتا و کلرادو به طرف دریاچه ها همگرا هستند

3- توفانهای نیز روی خلیج مکزیک تشکیل می شود و به
طرف شمال حرکت می کنند.

در اقیانوس اطلس شرایط هم مشابه آرام است،

■ در اروپا، یک حداکثر از فراوانی در روی دریای بالتیک
مشاهده می شود و شرایط مشابه دریاچه های پنجگانه دارد.

■ که به ترتیب، مدیترانه، سیاه، خزر و آرال از نظر فراوانی
حداکثر هستند.

6.1 پراکندگی جغرافیایی سیکلونها در عرضهای میانه

- در حوضه مدیترانه سیکلونهای زیادی تشکیل می شوند و بیشتر باران زمستانی از حوضه مدیترانه تا هندوستان مربوط به آنها است. در زمستان حداکثر و در تابستان حداقل و در فصول انتقالی متوسط است. فراوانی بزرگی از کم فشارها روی هندوستان و آسیای جنوب شرقی موسمی های تابستانی را ایجاد می کند.

2- سیکلونهاى قطبى

- يكى از سیکلونهاى غير جبهه اى در درون اتمسفر است كه درهواى قطبى پايدار تشكيل مى شود.
- نتيجه، حرکات گردابى شكل است كه منجر به تشكيل سیکلون مى شود.
- نواحى تاثير اين سیکلونها كوچك و كم دوام است.
- قسمت جنوب مركزى كم فشارهاى در حال انسداد مساعدترين محل تشكيل آنها هستند.

3- سیکلونهای دامنه نساء:

- از نظر پیدایش به مه های سطوح بالا وابستگی نزدیکی دارند.
- در حقیقت، جبهه سردی که از یک سلسله کوهستانی عبور می کند، با تشکیل حرکت موجی شکل باعث تشکیل سیکلون جبهه ای در دامنه کوه می شود.

مناطق عمده تشکیل سیکلون‌ها دامنہ نساء

■ 3-1 سیکلون‌های جلگہ ای پودر در جنوب آلپ و دریای لیکوریا که به نام کم فشارهای جنوبا معروف هستند. که از نظر اقلیم مدیترانه مهم هستند.

■ 3-2 سیکلون‌های دامنہ ای شرقی کوه‌های راک

■ 3-3 سیکلون‌های دامنہ شرقی کوه‌های جزیره نیوزلاند جنوبی

4- کم فشارهای حرارتی

- این کم فشارها، در مقیاس کوچک و بزرگ در سطح خشکی های که در فصل منظمی گرم می شوند، تشکیل می شوند و اکثراً کم عمق هستند.
- این کم فشار ها بدون سیستم جبهه ای بوده و گرادیان کمی دارند.
- گرم شدن زیاد، سبب ناپایداری هوا و در نتیجه صعود می شود.
- این سیکلونها جابجا نشده و اکثراً با پایین آمدن درجه حرارت از بین می روند.

5- سیکلونهاى منطقه حاره:

- اين سیکلونها، سيستمهاى کم فشارى از هوا با حرکت بادهای شديد مارپیچى در جهت مرکز با منشأ حاره اى هستند.
- سیکلونهاى منطقه حاره توفانهایی هستند که سرعت باد در آنها بیش از 65 نات است. دارای گرادیانهای فشار بسیار قوی هستند.
- چشم سیکلون فقط 15 الی 50 کیلومتر طول دارد و قطر سیکلون 300 تا 800 کیلومتر است.
- اين سیکلونها که اولین بار توسط دریانوردان شناخته شدند، در اقیانوس اطلس، هاریکن، در هند شرقی و ژاپن، تایفون، در هندوستان، سیکلون و در استرالیا ویلی ویلی نامیده می شوند.

محل تشکیل سیکلونهاى منطقه حاره

- از مناطق اقیانوسی با حرارت بالا، رطوبت زیاد و هوای همگرای ناپایدار استوایی بر می خیزند.
- این نواحی تا عرض 5 درجه از استوا قرار دارد. بر عکس سیکلونهاى عرضهای میانه جبهه ندارند.
- در نیمکره شمالی در تیر و مرداد و در نیمکره جنوبی در ماههای بهمن و اسفند به علت گرمای تابستانی بزرگترین فراوانی سیکلونهاى حاره ایجاد می شود.

1-5 ابر و بارندگی:

■ به موازات چرخش باد به درون مرکز توفان کم فشار، هوا بر می خیزد که این خیز به صورت تراکم ابر است.

■ بارندگی در داخل نواحی مرکزی است یعنی در حلقه دور چشم سیکلون بسیار سنگین و حدود 15 الی 30 سانتیمتر در 24 ساعت است.

2-5 گذرگاهها

- سیکلونهاى منطقه حاره با توجه به آزادسازى رطوبت زیاد، نقش مهمى در چرخه عمومى آب اتمسفر دارند.
- با اينكه سیکلونهاى منطقه حاره مخصوصاً اقيانوس اطلس شمالى تا عرضهاى ميانه حركت مى كنند، اما آنها توفان هاى منطقه حاره و جنب حاره هستند.
- در شرق قاره ها بيشتر از غرب آنها هستند، زيرا در لبه هاى شرقى آنها گرمتر است.
- تعداد آنها از سالى به سال ديگر متغير است.

3-5 منشأ هاریکن

- یک هاریکن را می توان به عنوان ماشین کوچکی که به وسیله تفاوت های نسبی حرارت در اطراف و مراکز آن کار می کند، توصیف کرد.
- این توفانها از نواحی تامین مداوم گرمای نهان تراکم منشأ می گیرند.
- در این ماشین حرارتی، در زمانی کوتاه میزان زیادی انرژی گرمایی به انرژی مکانیکی تبدیل می شود.

هاریکن

طبق برآورد انرژی آزاد شده در یک هاریکن برابر
مصرف انرژی یک روز ایالات متحده است.
هاریکن در روی آبهای سردتر از ۲۷ درجه تشکیل
نمی شود.

حالت تخریب در سیکلونهای هاریکن، به علت نیروی
فوق العاده زیاد باد در آنها است.

امروزه واحدهای رادار می توانند از مسافتهای بسیار دور،
ساختار این سیکلونها را معلوم می کنند.

واتراسیات ها و ترنادو

- سیکلونها یا توفانهای شدیدی هستند که از نظر پیدایش با سیکلونها اصلی منطقه حاره تفاوت دارند.
- وابسته به جبهه سرد هستند.
- زمانی که یک ترنادو در حین حرکت مسیر خود را روی آب بکشد، واتراسیات نامیده می شود.
- ترنادو و واتراسیات ها در مقایسه با سیکلونها نواحی حاره دارای ابعاد کوچک هستند.

بیشترین فراوانی این توفانها در ایالات متحده مشاهده شده است.

بیشترین فراوانی در شرق کوههای راکی به ویژه دشتهای مرکزی میسی سی پی است.

نابراین کوهستانها در جریانهای هوا و پراکندگی حرارت و رطوبت در جهت عمودی نقش بسیار مهمی دارند.

این توفانها در بهار و اوایل تابستان، که اختلاف حرارت و رطوبت در طول جبهه سرد به بیشترین حد است، ظهور می کنند.

واتراسپات ها کوچکتر از ترنادوها هستند.

با اینکه واتراسپات ها در اقیانوسهای جنب حاره بسیار مشاهده می شوند، ولی در نواحی

سیکلونهای برون حاره و حاره نیز پدیدار می شوند.

توفانهای رعد و برق

۱- ساختار و توسعه توفان رعد و برق

یک توفان رعد و برق از یک سیستم رگباری، با رعد و برق موجود در آن متمایز می شود.

■ یک توفان رعد و برق، ماشین ترمودینامیکی است که در آن انرژی پتانسیل از گرمای نهان حاصل از تراکم به سرعت به انرژی جنبشی از جریانهای شدید قائم تبدیل می شود. این امر سبب بارندگیهای سیل آسا، تگرگ و بادهای توفانی می کند.

عوامل مؤثر برای توسعه توفان رعد و برق

- 1-1 صعود بر روی کوهستان
- 1-2 تلاطم حاصل از اصطکاک بین هوای در حال حرکت و سطح زمین
- 1-3 همگرایی در جریان هوا
- 1-4 سرخوردن در طول جبهه ها
- با توجه به اینکه افت دما در هوای نزدیک سطح آبها در شب بیشتر است، بنابراین حداکثر توفان رعد و برق در روی دریاها و بزرگ و حداکثر در شبها اتفاق می افتد.

2- بارندگی در توفانهای رعد و برق

- میزان بارندگی به ترتیب سلولها و مراحل توسعه آنهاست.
- میزان باران در سطح زیرین مرکز سلول توفانی بیشتر است و به طرف حواشی کاهش می یابد.
- تگرگ در فصل بهار و اوایل تابستان به ویژه در بعد از ظهر بسیار فراوان است.

3- انواع توفانهای رعد و برق

3-1 توفانهای رعد و برق توده هوا

- تمام توفانهای که در درون توده هوا رخ می دهند و به جبهه وابسته نیستند توفانهای رعد و برق نامیده می شوند.
- نوع دریایی این توفانها در اوایل صبح بسیار مکررند. زیرا در شبهای صاف دمای هوا به اندازه کافی پایین می آید، اما گرمای دریا حفظ می شود در نتیجه هوای مجاور به دریا به حالت گرم باقی می ماند. و تباین ایجاد می شود.

2-3 توفانهای رعد و برق جبهه ای

- این توفانها در توده هوای گرمی که به جهت بالا بر روی یک جبهه سرد با شیب زیاد در حرکت است، تشکیل می شود.
- این توفانها ممکن در هر زمانی پدید آیند، اما در تابستان و بعد از ظهر ظاهر می شوند.

3-3 باد توفانی

■ زمانی که توده سردی از هوا به صورت نامتقارن توسعه یافته و اغلب به جهت باد یا جبهه توسعه یابد باد توفانی رعد و برق دار تشکیل می شود.

■ قسمتی از نیروی هر باد توفانی مربوط به هوای سردی است که با توده باران در حال ریزش به پایین حمل می گردد، زیرا این هوا از هوای گرم سطحی غلیظتر است و در خارج از جبهه توفان گسترده می شود و هوای گرم را می راند. و بخشی دیگر از نیروی باد توفانی، مربوط به حرکت پیشروی خود توفان است.

4- پراکندگی توفانهای رعد و برق

- روزانه حدود 44000 توفان رعد و برق در کره زمین رخ می دهد.
- حداکثر در نزدیک استوا و روی خشکیها مشاهده می شود.
- در استوا، ترکیبی از گرما، شناوری، همگرایی و تعداد اغتشاشات اتمسفری از شرایط مساعد است.
- این توفانها از عرض 60 تا 70 درجه بسیار اندک هستند.
- در بعضی از نواحی عرضهای حاره توفانها به 100 تا 180 روز از سال می رسند.

آنتی سیکلونها و انواع هوای وابسته به آنها

- آنتی سیکلونها، در شرایط هوا و اقلیم دارای نقش بسیار مهمی هستند. اما به علت تأثیر مکتب نروژ، بیشترین تحقیقات در زمینه مراکز کم فشار صورت گرفته است.
- از نظر دینامیک، آنتی سیکلونها در بسیاری از خصوصیات به سیکلونها شباهت دارند.
- عنصری از گردش عمومی جو هستند، اشکال آنها بشکل دایره یا بیضی است و در روی نقشه های هواشناسی با سیستم همفشارهای بسته مشخص می شوند.
- اما از نظر سایر خصوصیات جدا هستند و به همین جهت گالتون در سال 1861 به مراکز فشاری که دارای خصوصیات مخالف با سیکلونها بودند اصطلاح آنتی سیکلونها را داد.

آنتی سیکلونها

نیمکره شمالی



■ مراکز پرفشار هستند

■ جهت حرکت از مرکز به اطراف

■ و از بالا به پایین و گردش هوا در

■ اطراف آن در نیمکره شمالی در

■ جهت عقربه ساعت و در نیمکره جنوبی

■ مخالف عقربه ساعت است.

■ در نتیجه هوا به طور بی دررو

■ گرم می شود و یک

■ وارونگی حرارتی ایجاد می شود.

نیمکره جنوبی



شرایط هوای آنتی سیکلونها

- افزایش درجه حرارت، کمی نم نسبی و هوای باز و زیبا.
- وسعت ناحیه گسترش آنها زیاد است.
- آنتی سیکلونها گرم: دارای تروپوسفر گرم، تروپوپوز بالا و استراتوسفر سرد و حرکت کند، عمیق است مانند آسور و برمودا و در اروپای غربی فراوانی زیاد دارند.
- آنتی سیکلونها سرد: دارای تروپوسفر باروکلینیک (متغیر)، تروپوپوز پایین، استراتوسفر گرم و گردش جوی کم عمق است.

1- آنتی سیکلونهایی که پایان یک سری از سیکلونها را تعقیب می کنند.

- این نوع آنتی سیکلونها عموماً دارای شدت متوسط و از مرکز به خارج دارای چند هم فشار بسته هستند.
- در جابجایی به طرف جنوب از سرعت آنها کم می شود و سرانجام حالت ایستا پیدا می کنند.
- یکی از نواحی مساعد کمر بند جنب حاره است.

2- آنتی سیکلونهاى متشکل از هوای قطبی

- این نوع از آنتی سیکلونها از فشردگی و گسترش توأم هوای سرد ایجاد می شوند و تا عرضهای میانه گسترش دارند و در اینجا به حداکثر می رسند.
- دارای ابعاد بزرگ و در زمستان روی قاره های شمالی هستند.
- بهترین محل تشکیل: آلاسکا، کانادای غربی و تمام اروپا
- این آنتی سیکلونها در ارتباط با اثر امواج تروپوپوز در روی جبهه قطبی می باشند.

3- آنتی سیکلونها گرم جنب حاره

- مراکز پرفشار دینامیکی هستند که با حرکت
- آنتی سیکلونهای متشکل از هوای قطبی به جهت جنوب، تغییر مکان می دهند.
- بین آنتی سیکلونهای دینامیک و آنتی سیکلونهای عرضهای میانه ارتباط وجود دارد.
- مثلاً در زمان تشکیل آنتی سیکلون گرمی در اروپای غربی، آنتی سیکلون جنب حاره آسور ضعیف می شود.

4- پراکندگی جغرافیایی آنتی سیکلونها

- صورت خیلی بارز و برجسته آنتی سیکلونها در زمستان عبارتند از:
- الف) کمربند آنتی سیکلونهای جنب حاره در روی اقیانوسها که حداکثر فراوانی به سمت سواحل غربی است.
- ب) تسلط آنتی سیکلونها در بخش شرقی اقیانوس آرام شمالی.
- ج) در امریکای شمالی، حداکثر روی فلات پهناور کوهستان راکی که در مناطق نوادا و ایداهو فراوانی بیش از هر منطقه دیگر است.

گسترش آنتی سیکلونها

- (د) از آلاسکا تا دشتهای بزرگ. که اینها پرفشارهای سرد و کم عمقی از نوع قاره ای هستند.
- (ه) فراوانی کم آنها روی دریاچه های بزرگ، مساعد برای توسعه سیکلون هستند.
- (و) در اوراسیا، از غرب فرانسه تا چین با حداکثری در منطقه بایکال نمونه، آنتی سیکلونها سبیری
- (ز) در اروپا، آبهای درونی، خلیجهای حاشیه سزمینهای آرکتیک فراوانی مراکز پرفشار کم است.

گسترش آنتی سیکلونها در فصل گرم

- (الف) در فصل گرم، کمربند آنتی سیکلونهاى جنب حاره در فاصله بیشتری نسبت به شمال قرار می گیرند.
- (ب) در روی اقیانس آرام شرقی بسیار بالا و در قسمت غربی بسیار پایین است.
- (ج) در امریکای شمالی دریاچه های بزرگ که زمستان دارای حداکثر سیکلونها هستند در تابستان دارای حداکثر پرفشار هستند.
- (د) در اروپا، حداکثری در روی آبهای درونی که در تابستان خنکتر هستند جای می گیرند.

فصل پنجم: بخار آب در اتمسفر

- هدف کلی: شناخت بخار آب و چرخه آبشناسی
- هدفهای رفتاری و آموزشی:
- شناخت مفهوم بخار آب در اتمسفر
- آشنایی با پدیده های تراکم، تبخیر، تبخیر و تعرق پتانسیل و بالقوه، گرمای نهان تبخیر
- آشنایی با انواع پدیده های رطوبت در اتمسفر شامل (نم مطلق، نم نسبی...)

هدفهای رفتاری و آموزشی:

- آشنایی با انواع بارندگی
- آشنایی با انواع بارندگی با توجه به منشأ
- آشنایی با انواع رژیم های بارندگی
- شناخت مفهوم ابر
- آشنایی با انواع ابر
- شناخت مفهوم مه و آشنایی با انواع مه

فصل پنجم: بخار آب در اتمسفر

- حداکثر میزان بخار آب ۴٪ منبع اصلی تبخیر است.
- بخار آب از یک طرف در نتیجه فرایند تراکم و تبخیر سبب انتقال انرژی و از طرف دیگر حوادث مهم ترمودینامیک می شود.
- میزان آن با ارتفاع ارتباط مستقیم دارد که با افزایش ارتفاع میزان آن کم می شود. سه چهارم (ارتفاع ۳۰۰۰ متری)، نه دهم (ارتفاع ۵۰۰۰ متری).

پراکندگی بخار آب در اتمسفر

- پراکندگی بخار آب در اتمسفر ارتباط مستقیم با درجه حرارت دارد. در استوا و سطح دریا حداکثر در قطب حداقل (در مناطق بیابانی نیز حداقل است)

1- تبخیر

- در مورد میزان تبخیر از سطح آبها، درجه حرارت، شدت باد و میزان نمناکی نقش مهمی دارد.
- در حقیقت تبخیر تابع حرارت است، علاوه بر آن بادهای دائم و شدید میزان آن را به حداکثر می رساند، عمق آب، درجه شوری، فشار بخار آب نیز مهم است.
- در مورد تبخیر از سطح خشکیها، درجه نمناکی زمین، پوشش برفی، پوشش گیاهی، جنس خاک و عمق آبهای زیر زمینی نقش مهمی دارد.

تبخیر پتانسیل:

- زمانی که سطح زمین به قدر کافی مرطوب باشد، همانند سطح آبها عمل می کند، یعنی اینکه آب تا حداکثر ممکن تبخیر می شود.

دمای ویژه خاک

- عامل مهم در مورد میزان تبخیر از خشکیها دمای ویژه است بنابراین در مقایسه با آبها در دوره گرم سال میزان تبخیر بیشتر و در دوره سرد سال حداقل است.

تعرق

■ مقدار آبی را که گیاهان به صورت بخار آب به اتمسفر پس می دهند را تعرق گویند.

میزان آن به شدت نور، درجه حرارت، سرعت باد، جنس زمین، تراکم گیاهان و دوره گیاهی وابسته است.

گرمای نهان تبخیر

• تبخیر یک گرم آب با دمای صفر درجه، ۶۰۰ کالری و در دمای ۱۰۰ درجه ۵۴۰ کالری گرما لازم دارد تا تبخیر شود.

• (گرما = میانگین انرژی حرکت مولکولی یک جسم)
بنابراین ذراتی قادرند سطح آب را ترک کرده و به اتمسفر وارد شوند که سرعت بالاتر از میانگین انرژی فوق را داشته باشند.
در نتیجه حرکت مولکولی کند می شود
و دمای سطح آب در حالت تبخیر پایین می آید.
• گرمایی اضافی که با ذرات تبخیر حمل می شود را به عنوان گرمای نهان تبخیر گویند.

ظرفیت و اشباع

■ ظرفیت: حداکثر بخار آبی که هوا در دمای معینی می تواند داشته باشد.

اشباع: حداکثر ظرفیت رطوبتی هوا در دمای معین را گویند.

ظرفیت هوا در دو حالت هوا به حالت اشباع می رسد. :

■ ۱- میزان بخار آب آن حداکثر باشد

■ ۲- درجه حرارت تا نقطه اشباع کاهش یابد

■ که حالت دوم به چهار علت حادث می شود.

■ ۱- به طریق بی دررو سرد شود. ۲- با سطح سردتری برخورد کند. ۳- توده هوای سرد با توده هوای گرم اختلاط یابند. ۴- تشعشع به وسیله هوا.

■ کسری اشباع = اختلاف بین حداکثر ظرفیت رطوبت و

رطوبت واقعی

تهیه کننده: دکتر ام‌السلمه بابایی
گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور

نقطه شبنم

- دمای نقطه شبنم یک توده هوای مرطوب را نقطه شبنم گویند. و دمای است که در آن هوا به حد اشباع می رسد.

نم مطلق

- وزن بخار آب موجود در هر گرم از هوا را نم مطلق گویند.
- این مقدار از استوا به طرف قطب و از ساحل به طرف خشکی و از مناطق پست به طرف مناطق مرتفع کاهش می یابد.

نم ویژه

وزن بخار آب به وزن واحد هوایی را که شامل آن است را نم ویژه گویند.

نسبت مخلوط

■ نسبت جرمی از بخار آب به واحد حجمی از هوای خشکی که شامل آن است. این رابطه، نسبت مستقیم با افزایش درجه حرارت و غیر مستقیم با میزان فشار دارد.

■ **اختلاف نسبت مخلوط با نم ویژه**، این است که در نم ویژه در مخرج هوای خشک و مرطوب در مجموع در نظر گرفته

■ می شود اما در نسبت مخلوط تنها جرم هوای خشک مورد نظر

فشار بخار آب

■ فشار بخار آب موجود در هوا در هر دمایی را فشار بخار آب گویند.

■ میزان آن در دی ماه و در مناطق سردسیر حدود ۲/ میلی بار و در تیرماه و در مناطق حاره تا ۳۰ میلی بار است.

فشار بخار آب اشباع = حداکثر میزان آب در هر دمای معینی را گویند.

کمبود اشباع: تفاوت بین بخار آب اشباع و فشار بخار آب واقعی را در زمان و در دمای معین را گویند.

نم نسبی:

- میزان رطوبت مطلق موجود در هر حجمی از هوا با دمای معین نسبت به حداکثر رطوبت مطلق که همان حجم از هوا با همان دما می تواند داشته باشد. نسبت جرم بخار آب موجود در هر حجمی از هوا به جرم بخار آب موجود در همان حجم از هوا را در حالت اشباع نم نسبی گویند.
 - مقدار آن برابر واحد یا کمتر است. که برای بیان آن از درصد استفاده می شود.
 - مقدار آن روی خشکی در زمستان بیشتر از تابستان (بجز نواحی موسمی... و نواحی تحت تأثیر آنتی سیکلون) است.
 - مقدار آن ارتباط مستقیم با میزان رطوبت و رابطه معکوس با درجه حرارت و نسبت بخار آب به بخار آب دارد.
- گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور

فرایند تراکم

- تبدیل بخار آب به مایع و جامد را تراکم گویند. که شرط اصلی آن رسیدن و گذر از اشباع است.
- اگر توده هوای با حرارت ۲۰ درجه باید ۳۳/۱۷ گرم رطوبت داشته باشد یعنی ۱۰۰ درصد، حال اگر این توده ۵ درجه سردتر شود میزان رطوبت آن از ۱۰۰ درصد تجاوز می کند بنابراین تراکم حادث می شود. به این درجه حرارت «درجه حرارت نقطه تراکم» گویند.

«تصعید»

- اگر درجه حرارت در حالت تراکم به زیر نقطه انجماد برسد «تصعید» رخ می دهد.
- شرط لازم برای تراکم وجود هسته های تراکم است شامل نمک دریا، ذرات ارگانیک و تری اکسید سولفور
- در مناطق سرد به دلیل وجود هسته های تبلور آب می تواند تا منهای ۴۰ درجه به صورت مایع وجود داشته باشد.

1- شب‌نم:

■ رطوبتی متراکم به صورت قطرات آب روی اشیا و سطوح مختلف، در مورد گیاهان به دلیل اینکه سریعتر سرد می‌شوند این پدیده بهتر دیده می‌شود.

۲- ژاله:

شب‌نم، زمانی که پدیده تراکم روی اشیا فوق انجماد به وجود آید تشکیل می‌شود.

■ ژاله، در صورتی که تراکم در زیر دمای انجماد حادث می‌شود. بنابراین رطوبت بدون گذر از حالت مایع، مستقیماً به جامد تبدیل

3- مه یخ زده:

برخورد قطرات یک توده هوای مه دار با اشیای جامد دارای دمای زیر نقطه انجماد، ته نشستی از کریستالهای یخ تشکیل می شود که به آن مه یخ زده گویند.

■ این پدیده در طرف رو به باد اشیاء، تنه کشتیها، کلبه ها، دکلها و آوندهای کشتی به وقوع می پیوندد.

فرآیند بارندگی

- چرخه آبی عبارتند: از تبخیر، تراکم و بارندگی:
- تراکم شامل انباشتگی حداکثر از مولکولهای بخار آب تا رسیدن به حد ذرات ریز
- بارندگی شامل پیوستن ذرات ریز و تشکیل قطرات مایع و یا تراکمی از بلورهای یخ
- یک قطره باران قطری حدود ۱۰۰۰ میکرون اما یک قطره کوچک آب قطر کمتر از ۲۰ میکرون دارد.
- بارندگی به هر رطوبتی که متراکم شده و به سطح زمین ریزش می کند می گویند.

اشکال بارندگی

۱- باران: شایع ترین شکل ریزش، نتیجه مستقیم تراکم قطرات کوچک آب در ابرهاست.

عوامل موثر در اندازه قطرات آب (الف) میزان تبخیر قطره در خلال فرود

(ب) اثر اصطکاکی هوا در قطره بارشی

باران ریز به ندرت به زمین می رسد.

در زمانی که قطرات کوچک آب قبل از رسیدن به سطح زمین تبخیر گردد را غبار گویند.

2- برف:

■ در زمانی که هوای در حال صعود در زیر نقطه انجماد به حالت تراکم برسد بلورهای یخ شش وجهی تشکیل می شود که برف را تشکیل می دهد.

■ در مناطق پست حاره، دریا‌های عرض‌های پایین، استوا تا عرض ۲۰ درجه شمالی و ۲۵ تا ۳۰ درجه جنوبی این پدیده نادر است.

■ بین بارش برف و ارتفاع رابطه مستقیم وجود دارد.

■ **حد برف دائمی:** دارای پوشش همیشگی برف است. اقلیمی و کوهستانی

۳- اسلیت:

اگر قطرات ریزش با لایه هوایی زیر نقطه انجماد برخورد کند، به صورت باران یخ زده و یا مخلوطی از آب و برف در می آید. که نشان دهنده وارونگی حرارت در لایه مزبور است.

۴- گلیز:

وقتی باران روی زمین یا اشیاء با دمای زیر انجماد بریزد خود را به صورت پوششی از یخ در می آید که گلیز یا باران سرد نام دارد. و اگر ضخیم گردد اثرات تخریبی دارد.

۵- تگرگ:

حاصل حرکات قائم شدید قطرات باران است که در توفانهای رعد و برق مشاهده می شود. در نتیجه آن قطرات آب به زیر نقطه انجماد می رسند. این حالت به ویژه در ابرهای کومولونیمبوس بوجود می آید که دارای سرعت ۱۲ تا ۳۰ متر در ثانیه هستند.

■ تگرگ: به محض رسیدن به زمین ترک برداشته و خرد می شوند

■ فصل ریزش: بهار یا فصول انتقالی است که اغتشاشات شدید اتمسفری بسیار قوی است.

تهیه کننده: دکتر ام‌السلطنه بابایی
گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور

انواع بارندگی از نظر منشأ و مکانیزم:

■ 1- بارندگی عروجی:

■ از سرد شدن بی دررو جریانهای هوای شناور ناشی می شود که نسبت به سطح دریاها قائم می باشند، قطری محدود و سرعت قابل ملاحظه ای دارند.

بسیاری از بارندگی های عروجی فعالیت دوره ای، فصلی و روزانه دارند که ارتباط نزدیک با گرمای حاصل از خورشید دارد

۲- بارندگی سیکلونی:

همگرایی افقی جریانهای هوا در درون یک منطقه کم فشار سبب حرکات صعودی گسترده می شود.

در قطاع پیشین کم فشار عرضهای میانه، هوای گرم روی هوای سرد قرار می گیرد و ابرهای از نوع نیمبواستراتوس پایدار تشکیل می شود که سبب بارندگی مداوم و ملایم می گردد، با توجه به پهنای کمربند باران و سرعت کم فشار باران ممکن است ۶ تا ۱۲ ساعت یا بیشتر ادامه داشته باشد.

در قطاع پشت سر که هوای سرد متمایل به برش زیرین هوای گرم باشد، جبهه سرد همراه با خطوط رگباری سنگین و گاهی رعد و برق است. دوره و فصل آنها تابع حرکات عمومی هوا و شرایط پیدایش سیکلون است.

3- بارندگی کوهستانی:

این ریزش در نتیجه اثر کوهستان در مکانیزم سیکلونی و عروجی حاصل می گردد. که وابسته به سیستم چین خوردگی، جهت و موقعیت آنهاست.

در فصل خاصی ریزش ندارند. از منطقه به منطقه دیگر تفاوت دارند. قدرت باد، زاویه برخورد با کوهستان، اختلاف دما بین آب و خشکی ... بر میزان بارندگی تاثیر دارند

رژیم بارندگی:

■ پراکندگی باران برحسب مه یا فصل را رژیم بارندگی گویند.

باران فصلی از نظر رطوبت به اندازه باران سالانه اهمیت دارد که پراکندگی آن به تراکم و ایسته استریا، میزان تراکم، به گردش عمومی اتمسفر، مناطق همگرا و واگرا، توده های هوا و جبهه ها وابسته است. در نتیجه رژیم باران هر منطقه به موقعیت نسبی آن منطقه به عوامل نام برده وابسته است.

۱- رژیم استوایی:

همه فصل بارانی با دو حداکثر در اعتدالین ۲۵۰ تا ۳۰۰ سانتی متر یا بیشتر، تغییرپذیری اندک، باران وابسته به ناوه کم فشار استوایی است.

۲- رژیم حاره ای:

حداکثر تابستانه و حداقل زمستانه، میزان باران ۲۵ تا ۱۰۰ سانتی متر، این رژیم به درون نواحی جنب حاره در شرق آسیا کشیده می شود.

۳- رژیم بیابانی جنب حاره ای:

مناطق پرفشار جنب حاره، واگرایی و فرونشینی هوا، حداقل باران سالانه که خشکی فیزیکی را سبب شده.

۴- رژیم مدیترانه ای:

تابستان خشک، زمستان بارانيف میانگین باران ۶۰ تا ۷۵ سانتی متر، در تابستان نفوذ پرفشار جنب حاره در نتیجه شرایط سیکلون و جبهه زایی ندارد.

در دوره سرد سال محل برخورد توده های هوای مختلف و شرایط مساعد بارندگی است.

که میزان عمده باران در ارتباط با کم فشارهای درون بادهای غربی است.

5- رژیم بری معتدل درونی:

■ میزان باران ۳۵ تا ۵۰ سانتیمتر، به شکل رگبار در بهار و پاییز است. در دوره سرد بارش خفیفی دارد که متغیر است.

۶- رژیم معتدل اقیانوسی (سواحل غربی):

■ حداکثر باران زمستان و پاییز است، مقدار آن ۷۵ تا ۱۰۰ سانتیمتر، در سواحل کوهستانی تا ۲۰۰ سانتیمتر تعداد روز بارانی ۲۰۰ روز، تغییر پذیر کم.

۷- رژیم آرکتیک:

باران ۱۲ تا ۴۰ سانتیمتر، باران در اواخر تابستان با حداکثر پاییزی، ریزش خفیف برف، حرکات عروجی نیز کم می باشد.

فراوانی و شدت و تغییرپذیری بارندگی

■ شدت بارندگی در مناطق با بارندگی تابستانی بیش از مناطق با بارندگی زمستانی است. به عنوان مثال، شدت بارندگی در خاورمیانه ۵ میلیمتر و حداکثر ۱۲ تا ۱۳ میلیمتر در مناطق کوهستانی است، در صورتی که در «تاکسون آریزونا» در یک طوفان تابستانی به ۲۵ در صد از مجموع باران سالانه می رسد.

■ این شدتها در نواحی مرطوب حاره بسیار زیاد است به گونه‌ای که در ریونیون در یک روز ۱۸۷ میلیمتر باران

باریده است.

تهیه کننده: دکتر ام‌السلمه بابایی
گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور

پراکندگی بارندگی و عوامل مؤثر در آن

- میزان رطوبت ارتباط نزدیکی با درجه حرارت دارد. اما در این زمینه استثنای وجود دارد.
- حداکثر بارندگی در مراکز کم فشار، نواحی کوهستانی و مراکز جابه جایی صعودی هوا مشاهده می شود.
- امریکای مرکزی، استوایی امریکای جنوبی، حوضه مرکزی افریقا و قسمتهای عمده آسیای جنوبی و جنوبشرقی بیشترین باران را دریافت می کنند.
- سواحل شرق ماداگاسکار و استرالیا به علت بادهای موسمی از نواحی پر باران هستند.

پراکندگی بارندگی و عوامل مؤثر در آن

- از استوا به طرف قطب در هر دو نیمکره باران کاهش می یابد.
- این کاهش بین ۲۰ تا ۲۵ درجه شمالی و جنوبی به خاطر پوشش آنتی سیکلون به حداکثر می رسد.
- از این رو بزرگترین بیابانهای دنیا در این کمر بند کم باران قرار دارند.
- به طرف عرضهای میانه باران افزایش می یابد. در نتیجه در عرضهای ۴۰ تا ۵۵ درجه بارش حدود ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ میلیمتر است.
- به جهت قطب باران کاهش می یابد.

عوامل مؤثر جغرافیایی در پراکندگی باران عبارتند از: ارتفاع و ناهمواری

- از نظر ارتفاع، با افزایش ارتفاع باران نیز افزایش می یابد.
- بر اساس تحقیقات ویش، در مناطق برون حاره ای از نظر افزایش باران با ارتفاع تفاوت های وجود دارد.
- در این مناطق تا ارتفاع 1000 الی 1900 متری باران افزایش ولی از این ارتفاع به بعد معکوس می شود چرا؟
- زیرا در منطقه حاره، تروپوسفر دارای یک لایه زیرین بسیار غنی از رطوبت به نام پیلوسفر است که به وسیله سطح بسیار بارزی به نام پیلوپوز از لایه میانی که دارای فقر رطوبتی است جدا می شود.

در نتیجه هوای مرطوب پایین به واسطه حرکات عروجی به علت وجود ابرها قادر به صعود به سطح فوق پیلوپوز نیست.

بدین ترتیب بارش با ارتفاع رابطه معکوس پیدا می کند.

در مناطق برون حاره ای یک چنین مرز معینی از حداکثر وجود ندارد؟

چون در این مناطق مرز پیلوپوز بارز نیست و ممانعتی برای حرکات عروجی وجود ندارد

در این مناطق احتمالاً از ارتفاع ۵۰۰۰ تا ۵۵۰۰ متری این ارتباط معکوس می شود.

میزان بارش از ساحل به طرف خشکی نیز کاهش می یابد.

در میزان بارش جریانهای ساحلی نیز نقش مهمی را بر عهده دارند.

اندازه گیری باراندگی

- ساده‌ترین وسیله اندازه گیری، یک استوانه فلزی است که دارای دهانه قیفی شکل است که قطر آن حدود 10 تا 20 سانتیمتر است. این قیف آب جمع آوری شده در سطح خود را از راه لوله باریکی به درون مخزن مدرجی که سطح آن $1/0$ دهانه قیف است، وارد می کند.
- این عمل هم اندازه گیری را آسان و هم از تبخیر جلوگیری می کند.
- بعد از هر بارش با یک خط کش ارتفاع آب را اندازه و با تقسیم به سطح دهانه قیف، ارتفاع باران تعیین می گردد.
- اگر باران کمتر از $1/0$ میلیمتر بود فقط با tc (باران اندک) گزارش می کنند.

اندازه گیری برف، تگرگ و سایر اشکال بارندگی

- باز هم از این دستگاه استفاده می شود. اما دهانه قیفی شکل را از ظرف استوانه ای شکل بر می دارند.
- جهت سهولت اندازه گیری مقداری آب گرم به آن اضافه می کنند و پس از ذوب این مقدار آب را کم می کنند.

ابرها: ابرها در نتیجه عمل تراکم در لایه های زیرین اتمسفر
بوجود می آیند.

■ انواع ابر:

■ الف) ابرهای بالا

ب) ابرهای متوسط

■ ج) ابرهای پایین

■ د) ابرهایی که به طور عمودی گسترش وسیعی دارند.

■ در بین این گروههای اصلی، دو دسته اهمیت دارند.

■ دسته ای که در اثر سرد شدن و تراکم بخار آب موجود، به صورت
لایه های در تروپوسفر میانی بوجود می آیند، به نام ابرهای
استراتس (پوششی)

■ دسته دیگر در نتیجه جریانهای صعودی سریع محلی هوای مرطوب
بوجود آمده اند، به نام کومولونیمبوس (ابرهای بزرگ و پرمو
کومولونیمبوس) فرم (جوششی)

1- ابرهای سیروس

- این ابرها مرتفع ترین هستند و اغلب به شکل پر و سفید رنگ یا تارهای ابریشم در آسمان دیده می شوند.
- معمولاً به صورت دسته های جدا از هم، در آسمان دیده می شوند. در این صورت، به سیروس های با هوای خوب مشهور هستند.
- ولی اگر توأم با ابرهای سیرواستراتوس و یا آ باشند نشانه هوای بد هستند.

2- سیر و استراتوس

- این ابرها سیروس های نازک تورمانندی هستند که از ابرهای کوچک و سفید به شکل گلوله پشم تشکیل شده اند که خورشید و ستارگان از پشت آنها پیداست.
- ظهور این ابرها نشانه هوای توفانی است و به همین دلیل،
- این ابرها را می توان قبل از فرا رسیدن هوای بد و حالت توفانی هوا مشاهده نمود.

3- سیر و کومولوس

- از توسعه ابرهای سیرواستراتوس حاصل می شوند
- سایه ندارند و به جای خورشید یا ماه هاله در آسمان ایجاد می کنند.
- ظهور آنها در آسمان مقدمه هوای ابری و توفانی است

4- آلتواستر اتوس

- به صورت لایه های یکنواخت و متحدالشکل به رنگ خاکستری یا متمایل به آبی به صورت ترکیبی از الیاف هستند. خورشید از پشت آنها پیداست.
- پدیده یه نام کرونا در اطراف خورشید یا ماه درست می کنند.
- کرونا در نتیجه تجزیه شعاع نورانی به رشته ای از باندهای سیاه و یا رنگین درست می شود.
- بعد از پیدایش این ابر باران در سطح وسیعی شروع می گردد.

5- آلتوکومولوس:

- این ابر شامل لایه ها یا تکه های بزرگ گویمانندی از قطرات ریز آب است که معمولاً به صورت شیار و یا امواج منظمی مشاهده می گردد. این ابرها در بالای قله کوهها مشاهده می شوند.
- یکی از انواع مهم این ابر آلتوکومولوس کاستلانوس می باشد.
- پدیدار شدن آن بیانگر هوای بد و ایجاد رعد و برق است.

6- استراتوس

- نوع اصلی آن یکدست و شبیه مو است. معمولاً به صورت توده متراکمی از بخار آب مشاهده می شود.
- ارتفاع آن کم است
- در حالت قطعه قطعه شدن، ابر فراکتواستراتوس نامیده می شود.
- بارندگی این ابر در حرارت فوق صفر به صورت ریز دانه است.

7- استراتوکومولوس

- این ابرها دارای رنگی تیره و یا سفید مایل به خاکستری هستند.
- یکی از عواملی مهم در تشکیل آن جریانهای کم عمق است.
- بیشتر آسمان را می پوشانند.
- بارندگی آن ریزدانه است.
- در نتیجه فاقد بارندگیهای رگباری است.

8- نیمبواستراتوس

- این ابرها متراکم و فاقد شکل معینی هستند.
- تمام آسمان را به طور نامنظم می پوشانند.
- بارندگیهای مداوم دارند.

9- کومولوس

- ساختمان گل کلمی دارند.
- متشکل از قطعات کوچک ابر سفید پنبه ای هستند.
- هنگام صبح و در ارتفاعات به شکل جوششی تشکیل می شوند
- معرف هوای خوب است.
- در حالت ناپایداری هوا و جابجایی عروجی، قسمت فوقانی و تحتانی این ابرها تفاوت ارتفاعی پیدا می کنند.

10 کومولونیمبوس

- از توده های بزرگ و انبوه ابر به شکل برج عظیمی تشکیل می شوند.
- تا 6000 متری ارتفاع می گیرند.
- رنگ قسمت فوقانی آبی و قسمت زیرین تیره است.
- این ابرها به نام ابرهای رعد و برق معروف هستند.
- در اوایل بهار و پاییز مشاهده می شوند.
- در موقع نزدیک شدن این ابرها، فشار ناگهان کاهش و شدت باد در قسمت پایین شدید می گردد.

انواع مه و طرز تشکیل آنها

- مه، نتیجه تراکم حاصل از سرد شدن ذرات بخار آب معلق در نزدیک سطح زمین است.
- مکانیزم مه شبیه تشکیل ابر است.
- در حقیقت مه ها ابرهای استراتوسی هستند که در نزدیک سطح زمین تشکیل می شوند.
- آسمان باز، تشعشع زمینی و فقدان بادهای شدید از عوامل مهم تشکیل مه هستند.
- مهمترین شرط برای تشکیل مه، رسیدن به نقطه اشباع و فوق اشباع است.
- دو شرط لازم برای رسیدن به حالت اشباع: یکی سرد شدن هوا، دومی افزایش رطوبت لازم برای تحقق این پدیده

مه های توده هوا

- این مه ها در نتیجه افت درجه حرارت تشکیل می شوند.
- مه های توده هوا در ساحل مشاهده می شوند.
- در زمستانها هوای مرطوب، ضمن گذر از خشکی به علت سرما تبدیل به مه می شود.
- در تابستانها هوای گرم ضمن گذر از روی دریا به علت اعتدال همای دریا متراکم می شود.
- بادهای ساحلی خود نیز سبب تشکیل مه های روزانه می شوند.

انواع مهم مه:

1- مه های دریایی

- این مه ها از نظر ظاهر شبیه مه های بادهای ساحلی هستند. اما منشأ متفاوت دارند.
- این مه ها در نتیجه تماس یک توده هوای گرم روی دریا با جریانهای سرد ساحلی حاصل می شوند.
- در سواحل غرب افریقا و سواحل پرو (به خاطر جریانهای سرد ساحلی لابرادور و بنگوئلا) فراوان دیده می شوند

2- بخار دریایی

- گذر یک توده هوای سرد، با نم پایین از روی دریاهاى گرم، بخار دریایی را ایجاد می کند.
- علت وجود بخار دریایی اختلاف شدید فشار بخار آب بین هوا و آب می باشد.
- این مه ها در پایتترین طبقات هوا (3الی 15 متر) هستند.
- مساعدترین زمان، دوره سرد است.

مه زمینی:

- در نتیجه سرد شدن پایینترین طبقه اتمسفر در سطح خشکی تشکیل می شود.
- علت اصلی جهت تشکیل تشعشع زمینی است.
- و در شب ایجاد می شود.
- در روز با از بین رفتن وارونگی از بین می رود.
- رطوبت نه چندان زیاد، آسمان باز و حرارت پایین از مساعدترین شرایط تشکیل مه زمینی است.

4- مه حاصل از وارونگی حرارت در سطوح فوقانی:

■ این مه ها همانند مه زمینی در سطح خشکی مشاهده می شوند.

این مه ها در زمستانها در مناطق برون حاره عرضهای بالا، در نتیجه از دست رفتن حرارت حاصل از ترازنامه منفی تشعشعی تشکیل می شوند

■ در روز با افزایش حرارت سطح زمین، بخشی تحتانی مه از بین می رود و مه محدود به طبقات فوقانی می شود. و علت نامگذاری آن هم به همین دلیل است. اما در شب دوباره متر اکم می شود.

مه های جابجایی افقی- تشعشعی:

- این مه ها حاصل از تشعشع زمینی، شبانه در هوای مرطوب است که روزها از طرف دریا وارد خشکی می شوند.
- در تشکیل این مه ها هم جابجایی افقی و هم تشعشع نقش اصلی را دارد.
- این مه ها در اواخر تابستان و اوایل پاییز مشاهده می شوند.
- چون هم شبها به اندازه کافی سرد میشود در نتیجه تشعشع زمینی و هم هوای سطح دریاها ولرم است.

6- مه های دامنه ای

- این مه در دامنه های نواحی ناهموار و مرتفع تشکیل می شوند.
- چون توده هوا ضمن صعود در دامنه به تدریج سرد می شود و به نقطه اشباع می رسد و در نتیجه مه تشکیل می شود.

مه های جبهه ای:

■ در این مه ها تراکم در نتیجه نفوذ مجدد بخار آب به درون توده هوا حاصل می شود.

مه های پیش جبهه ای و مه های پس جبهه ای

■ مه های پیش جبهه ای در جبهه های گرم به علت وسعت منطقه بارانی، مه های پیش جبهه ای منطقه وسیعی را در بر می گیرند و پایداری بیشتری دارند.

■ مه های پس جبهه ای: در پشت جبهه سرد تشکیل می شوند.

■ به علت وسعت کم منطقه بارانی مه ها نیز وسعت کمی دارند.

■ برای تشکیل هر دو مه پایداری هوا شرط اصلی است.

اثرات ناهمواری در تشکیل ابرناکی و مه آلودگی

■ بین تشکیل مه، ابر و ناهمواری ارتباط نزدیک وجود دارد.

■ دامنه کوهستانهای روباباد و حاکمیت بادهای سریع از شرایط مساعد برای تشکیل مه هستند.

مه های دامنه ای بی دررو:

- در نواحی مرطوب به ویژه در تابستان در بعد از ظهر دامنه های مرتفع به وسیله ابر و مه پوشیده می شوند، زیرا هوای صعودی به نواحی مرتفع تحت شرایط بی دررو سرد می شود و میزان رطوبت به نقطه اشباع می رسد و در نتیجه مه تشکیل می شود.

فصل ششم

توده ها و جبهه های هوا

- هدف کلی : شناخت مفاهیم توده ها و جبهه های هوا

- هدفهای رفتاری و آموزشی:

- شناخت مفهوم توده هوا و جبهه های هوا

- آشنایی با انواع و منشأ توده های هوا

- آشنایی با انواع و منشأ جبهه های هوا

-

فصل ششم

توده ها و جبهه های هوا

تعریف توده هوا:

حجم عظیمی از هوا که خصوصیات حرارتی، رطوبت، اُفت درجه حرارت و فشار برای صدها کیلومتر تقریباً ثابت باشد. به چنان اتمسفری باروتروپیک گویند.

مناطق منشأ و انواع توده های هوا

- مناطقی که تضادهایی حرارتی ندارد و ساکن می باشد یعنی یا تماماً روی خشکی یا آب قرار دارند
- مهمترین مناطق تشکیل توده های، مراکز پرفشار جنب حاره و مناطق قطبی (سیبری، اروپای شرقی و کانادا) است.
- هجوم موج سرد یا گرم: توده های هوا ضمن عبور از روی مناطق خصوصیات آنها را به مناطق دیگر می برند (جریان هوا) که این خصوصیات یا سرد یا گرم.

نامگذاری و طبقه بندی توده های هوا

کلاهی قطبی (آرکتیک) P قطبی (پولار)
T حاره (تروپیکال) E استوا (اکوتوریال)

بیان خصوصیات توده هوا

C بری (حاره ای یا کانتیننتال) M بحری (اقیانوسی یا
مَرین)

W توده هوا از یک سزمین سرد و K از یک سزمین
گرم عبور می کند.

S پایدار (استیل) و U ناپایدار (آن استیل)

تغییرات توده های هوا

■ توده های هوا ضمن دور شدن از مناطق منشأ تغییر می کنند. ابتدا باروتروپیک (خطوط فشار و دما موازی هم هستند)

■ و به تدریج باروکلینیک می شوند که در آن خطوط فشار و دما همدیگر را قطع می کنند.

تغییرات ترمودینامیک

۱- افزایش دما از طریق منطقه عبوری یا از طریق تابش خورشید

۲- کاهش دما از طریق منطقه عبور یا تشعشع زمین ۳-
افزایش رطوبت در نتیجه تبخیر

۴- کاهش رطوبت در نتیجه تراکم

تغییرات مکانیکی

۱- اختلاط به علت توربولانس (آشفته‌گی) ۲- فرونشینی هوا
بر اثر واگرایی

۳- صعود توده هوا رطوبتی به هنگام انقباض
متضاد ۴- همگرایی

خصوصیات توده های عمده هوا

۱- توده هوای آرکتیک A

از کلاهک قطبی منشأ می گیرد. بیشترین سرما را دارد. کمتر عرضهای میانی را تحت نفوذ قرار می دهد، در صورت نفوذ درجه حرارت زیر نقطه انجماد می رود.

2- توده هوای قطبی بری cP

■ این توده در زمستانها در نواحی یخ زده و سرد تشکیل می شود، و تا دریای مدیترانه امتداد دارد که ضمن عبور از آن رطوبت آن افزایش پیدا می کند و ناپایدار می شود. ابرهای کومولوس کومولونیمبوس پدید می آید که بارندگیهای شدید را سبب می شود. در این توده هوا شرایط دید خوب و صاف می باشد. در تابستانها به طرف شمال کشیده می شود.

3- توده هوای قطبی بحری mP

این توده اروپا را در بر می گیرد و در حقیقت همان قطبی
بری است که از اقیانوس عبور کرده و تغییر ماهیت داده
است.

ضمن توقف طولانی روی خشکی ، پایدار می گردد.
کوهستانهای اروپا مانع نفوذ این توده به داخل بخشهای
مرکزی و جنوبی اروپا می شود.

در تابستان به علت عبور از مدیترانه ناپایدار شده و سبب
بارندگیهای عروجی می شود.

4- توده هوای حاره بری cT

در زمستان در شمال افریقا، ضمن عبور از مدیترانه ناپایدار شده و سبب بارشهای زیاد می شود.

در تابستان وسیع تر شده و به آسیای جنوبغری و بالکان نیز عبور می کند. در این فصل

گرم و ناپایدار است و ضمن عبور از روی آبها مرطوب شده و سبب بارندگیهای تابستانی در طول مرزهای شمالی یعنی اروپای جنوبی می شود.

5- توده هوای حاره بحری mT

- در زمستان روی مدیترانه، و خصوصیات آن تحت تاثیر جنب حاره اقیانوس اطلس و تحت آنتی سیکلون آسور است. پایداری شدید دارد.
- حرارت بالا، بارندگی کم. در فصل تابستان دما افزایش، میزان پایداری توده کم می شود و در حین عبور از خشکیها به علت اختلاف دمای خشکی و آب ویژگی آن از بین می رود.

جبهه ها

منطقه گذر بین توده های هوای مختلف جبهه تشکیل می شود.
مفهوم جبهه از مکتب برژن است. سطح آنها شیب دار، وسعت ۱۰ تا ۱۰۰ کیلومتر که با یک خط نشان داده می شود. شیب ۱ درصد در تروپوسفر پایین به شیبی با عمق بیشتر می شود.
عمق عمودی، ۱ کیلومتر و پهنای افقی ۱۰۰ کیلومتر سات. شیب با سرعت باد و تفاوت دما در توده هوا و عرض جغرافیایی بالا افزایش می یابد.
در اتمسفر پایینی شرایط برای جبهه مساعد و با افزایش ارتفاع این شرایط از بین می رود.
پیدایش جبهه تا ارتفاع ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر می باشد.

جبهه زایی و جبهه زدایی

فرایند تشکیل جبهه، را جبهه زایی گویند.

به عقیده پترسن در منقبض ترین همدمها جبهه زایی تشکیل می شود. که با قطع همدمها جبهه تشکیل می شود.

برژرون در سال ۱۹۲۸ مطرح کرد.

شرایط تشکیل جبهه:

۱- تفاوت لازم بین دو توده از هوا

۲- همگرایی بین دو توده هوا

بهترین محل برای تشکیل جبهه، مکانی با شرایط متضاد، همگرایی یا حرکت دو توده هوا به طرف یکدیگر یعنی انقباض خطوط همدمها

انواع جبهه ها

انواع جبهه ها از طرف بیرکنس و سولبرگ مطرح شده.

- ۱- جبهه های گرم: اگر حین گذر جبهه هوای گرم جانشین شود، جبهه گرم گویند. نخستین نشانه ابرهای سیروس است که در ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ کیلومتر جلوتر از جبهه قرار دارد. بارندگی این جبهه زمانی که بیشترین شیب را دارد حداکثر است. در روی نقشه به شکل زانویی نشان داده می شود. با نزدیک شدن آن فشار کم و سرعت باد زیاد می شود. با عبور آن حرارت زیاد، افق دید بالا، بارندگی کاهش می یابد. بعد از عبور شرایط دوباره اصلاح می شود.

انواع جبهه ها

۲- **جبهه های سرد:** اگر حین گذر جبهه هوای سرد جانشین شود، جبهه سردگویند.

بین پراکندگی باران و ابرناکی با سرعت حرکت قائم هوای گرم ارتباط نزدیکی است.

برژرون با استفاده از این حرکت عمودی دو نوع جبهه سرد بیان کرده.

الف) نوع اول جبهه سرد: در این جبهه به علت ورود هوای سرد به طبقات پایین هوای گرم تا ارتفاع زیادی صعود می کند. این جبهه در نواحی فاقد سیکلون دیده می شود، عموماً ثابت و حرکت تندی دارد ←

(ب) نوع دوم جبهه سرد:

در عرضهای میانه اهمیت دارد و در نواحی سیکلونی دیده می شود. به علت حرکت وسیع هوای گرم در بالای جبهه، در سطوح بالا در طول سطح جبهه حرکات فرونشینی بوجود می آید. سرعت باد زیاد، شیب جبهه قابل ملاحظه و سیستم ابر کومولونیمبوس است. در پیشانی جبهه فشار هوا پایین، که ضمن عبور بر میزان افزوده می شود. با نزدیک شدن جبهه باد تغییر جهت می دهد.

۳- جبهه های مسدود: این جبهه در نتیجه حرکت سریع جبهه سرد و رسیدن آن به جبهه گرم و اختلاط با آن ایجاد می شود. یکی از جبهه ها روی دیگری قرار می گیرد و با آن ترکیب می شود.

۳- جبهه های مسدود

این جبهه در نتیجه حرکت سریع جبهه سرد و رسیدن آن به جبهه گرم و اختلاط با آن ایجاد می شود. یکی از جبهه ها روی دیگری قرار می گیرد و با آن ترکیب می شود.
دو نوع جبهه مسدود:

۱- جبهه مسدود گرم: اگر حرارت هوای سرد زیر جبهه گرم از میزان حرارت پشت جبهه پایتتر باشد،

که بیشتر در زمستان در بین توده های mp و cp در قسمت غربی قاره ها ایجاد می شوند.

۲- جبهه مسدود سرد: هوای سرد در پیشانی و هوای گرم در وسط و هوای بسیار سرد در پشت است که بین توده های ca و cp ایجاد

مناطق عمده جبهه در جهان:

■ نواحی انتقالی بین منشأ توده های هوای عمده می باشند که به جبهه های جهانی معروف هستند.

۱- جبهه آرکتیک اقیانوس اطلس:

در مرز بین آرکتیک و منطقه ملایمتر از هوای قطبی تشکیل می شود. توفانهای این از ایسلند به طرف دریای بارنتز حرکت می کنند.

2- جبهه آرکتیک اقیانوس آرام:

این جبهه تا دریاچه های بزرگ کشیده می شود و بسیاری از توفانهای زمستانی بین کوههای راکی و دریاچه ها در این جبهه بارور می شود.

۳- جبهه قطبی اقیانوس اطلس:

این جبهه تا اروپا و هند غربی پرتغال و ایسلند گسترش دارد. این جبهه توده هوای قطبی و حاره از هم جدا می کند. این در حرکت دائم می باشد.

4- جبهه قطبی اقیانوس آرام:

در اقیانوس آرام شمالی، دو منطقه فشار در غرب و شرق وجود دارد. مرکز فشار نزدیک ساحل قوی تر است بنابراین تعداد زیادی توفان قوی تشکیل می شود که بعضی از آنها در سواحل کالیفرنیا جنوبی و قسمت شمالغرب مکزیک مشاهده می شوند.

۵- جبهه مدیترانه ای: در مرز بین هوای سرد اروپا و هوای ملایم مدیترانه و شمالغرب افریقا تشکیل می شود.

فصل هفتم: هدف کلی شناخت مفهوم گردش عمومی اتمسفر و سیستم بادهای جهانی

- هدفهای رفتاری و آموزشی:
- شناخت مفهوم گردش عمومی اتمسفر
- شناخت انواع بادهای دائمی
- شناخت بادهای موسمی
- شناخت مفهوم جت استریم
- شناخت مفهوم ادیها
- شناخت جبهه قطبی و ماهیت آن

فصل هفتم

گردش عمومی اتمسفر و سیستم بادهای جهانی

- نظرات دانشمندانی نظیر راسبی، فلون و پترسن در مورد جریان عمومی اتمسفر
- نظر دانشمندانی نظیر هادلی و فرل در مورد طرح کلاسیک جریان عمومی اتمسفر

علت اصلی جریانهای عمومی اتمسفر

- تفاوت در ترازنامه انرژی مناطق قطبی و حاره است. زیرا موتور این جریان به واسطه این تفاوتها به چرخش در می آید.
- نیروهای مؤثر بر جریانهای هوا در درون اتمسفر عبارتند از:
 - گردایان فشار، کوریولیس، مرکز گرا و اصطکاک هستند.
 - علاوه بر عوامل یاد شده، اختلاف گرمای دریاها و خشکیها، تغییرات دینامیک حاصل از جهت ناهمواریها نیز مؤثر می باشد



بادهای تجارتي يا شرقيه‌هاى منطقه

- نیمکره شمالی جهت شمالشرق ← جنوبغرب
- نیمکره جنوبی جهت جنوبشرق ← شمالغرب
- منطقه عملکرد، بین پرفشار جنب حاره و همگرایی میان حاره‌ای

■ با ثبات ترین بادهای کره زمین

■ اگر بادهای از روی خشکیها عبور کنند با گرد و غبار همراه می گردند و هوا را تیره و تاری می کنند که به آن دریانوردان منطقه دریای سیاه و به آلمانی دانکلمر می گویند.

منطقه همگرایی میان حاره ای Inter Tropical Convergence Zone

- منطقه نسبتاً باریک و کم عرضی است که در آن توده ها نسبت به هم همگرا هستند. که جهت تمایز آن از جبهه عرضهای بالاتر به آن **Inter Tropical Front** یعنی جبهه میان حاره ای یا جبهه استوایی می گویند.
- در روی آبها موقعیتی بسیار نزدیک دلدورمها دارد و مرز بین بادهای تجارتی است.
- این منطقه در تابستان نیمکره شمالی به جهت شمال و در تابستان نیمکره جنوبی به جهت جنوب است.

بادهای غربی

- منطقه عملکرد بین 35 تا 65 درجه و از پرفشار جنب حاره به طرف مناطق کم فشار جنب قطب
- از نظر جهت و استمرار متغیر هستند. در زمستانها و روی اقیانوسها داری جهت قوی هستند.
- در مناطق وزش این بادهای در زمستان هوا اغلب توفانی، نمدار و پوشیده از ابر و بارندگی است که به علت هجوم توده های قطبی، با دوره هایی از هوای خشک، سرد و سوزناک متمایز هستند.

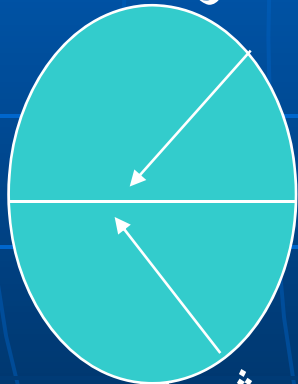
اقلیم معروف مدیترانه ای

- بادهای غربی در هر دو نیمکره در تیر، به طرف شمال و در دی ماه به طرف جنوب کشیده می شود.
- در نتیجه در هر دو نیمکره بین ۳۰ تا ۴۰ درجه غرب قاره ها اقلیم معروف مدیترانه ای را به وجود می آورد.
- به طرف استوا جهت برخورد با ضد تجارتي ها صعود می کند بنابراین تا ارتفاع ۱۵ کیلومتری به حداکثر وزش خود از سطح زمین می رسد.
- در زمستانها، انرژی باد در نتیجه تباین حرارتي، در طول جبهه قطبی افزایش می یابد.
- به طور کلی تباین حرارتي در نیمکره جنوبی کمتر از نیمکره

بادهای قطبی

- دارای هستهٔ پر فشار در نتیجهٔ سرما، در مناطق گروئلند و آنت آرکتیک.

- جهت بادهای شرقی است که در نتیجهٔ اصطکاک و نیروی کوریولیس بوجود می آیند



- نیمکرهٔ شمالی جهت شمالشرق

- نیمکرهٔ جنوبی جهت جنوبشرق

- در نیمکره شمالی این بادهای فصل زمستان در شمال و شمالشرق مراکز کم فشار ایسلند و آلتوت بسیار قوی است.

- در نتیجه شرایط اقلیمی سرد و برفی را در کناره های غربی

اقیانوسها ایجاد کرده.

جت استریم ها

- در عرض میانه، بادهای غربی جریان مداری دارند و حاکمیت وزش آنها غربی - شرقی است.
- در زمستانها به جهت استوا گسترش می یابند و در تابستان تنگ می شوند.
- سرعت آنها در عرض ۲۵ تا ۴۰ درجه شدید است و در ارتفاع ۱۰ تا ۱۲ کیلومتری حداکثر است.
- این بادهای غربی که به صورت دالانهای مشخصی هستند «جت استریم» نام دارند.
- یک جت استریم هزاران کیلومتر طول، صدها کیلومتر پهنا، چند کیلومتر عمق و ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر (حتی گاهی اوقات ۵۰۰ کیلومتر) در ساعت سرعت دارد.

جبهه قطبی

- کمربندی که در اثر تغییرات دمای اتمسفر بوجود آمده و دارای پهنای صدها کیلومتر و تضاد حرارتی است و دارای شرایط باروکیلینیک می باشد جبهه قطبی نام دارد.
- علت پیدایش: برخورد دو توده حاره و قطبی است که در نیمکره شمالی دارای شیبی به طرف شمال است. این منقل به علت تفاوت بازر حرارتی و منابع انرژی پتانسیل محل مناسبی برای ایجاد سیکلونها با سیستم بادهای شدید است. این جبهه بین 40 تا 70 درجه در تیر به جهت شمال و در دی به طرف جنوب کشیده می شود.

جبهه قطبی

- در طول این جبهه هوای بد، توفان و بارندگی حاکم است. بنابراین سرزمینهای تحت نفوذ آن در تغییر فصلی در معرض بارشهای برف و باران هستند. تمام اقلیم مدیترانه، با ویژگیهای تابستان خشک و گرم و زمستانهای ملایم یا سرد و مرطوب با حرکت این جبهه بیان می شود. این جبهه در زمستان تا سواحل جنوبی مدیترانه را زیر نفوذ خود قرار می دهد. و در تابستان کشورهای مانند انگلیس، آلمان و لهستان را تحت تاثیر قرار می دهد و دوباره در پاییز به طرف دریای مدیترانه می آید
- در نتیجه تنها سواحل جنوبی دریای مدیترانه دارای اقلیم بارز مدیترانه است.

ادیهای بزرگ و امواج راسبی

- به حرکات گردابی شکل آنتی سیکلونی و سیکلونی بسته در تروپوسفر پایینی عرضهای میانه و تا حدودی در تروپوسفر بالای گویند. ادیهای فوقانی به سبب گردش قویتر دارای اهمیت هستند.
- امواج بزرگ در کمربند بادهای غربی نیز ادیها را بوجود می آورند.
- که این موضوع اولین بار به علت اثر گرادیان حرارتی نصف النهاری در این کمربند از طرف راسبی مطرح شد.
- بنابراین باد غربی باید به شکل موج تغییر کند که به آن امواج راسبی می گویند.

بادهای موسمی

کلمه موسم یعنی فصل: به بادهای که در فصلهای متفاوت جهت متفاوت دارند موسمی گویند.

• این بادهای در زمستان از خشکی به دریا (سرد و خشک) و در تابستان از دریا به طرف خشکی (گرم و مرطوب) می وزند. این تغییر جهت حدود 180 درجه است.

• بارزترین شکل آن در آسیا و استرالیا می توان نام برد.

بادهای موسمی

■ در زمستان به علت سرمای قاره آسیا و تشکیل آنتی سیکلون سیری، باد به طرف دریا است. در تابستان قاره آسیا گرم می شود و کم فشارهای حرارتی تشکیل می شود. بادهای موسمی علیرغمظاهریکسان دارای شرایط متفاوت هستند.

این سیستمها به طور مجزا با کنترل گردش عمومی اتمسفر توسعه می یابند. در نتیجه اثر نیروی کوریولیس، اثرات تغییر دهنده ترمودینامیک سطح زمین بر روی آنها سطحی است.

موسمیهای جنوب و جنوبشرقی آسیا

■ آسیا در زمستان بسیار سرد است، که در نتیجه آن جبهه به طرف بخش شمالی هندوستان، هیمالیا، چین شمالی و ژاپن می راند و حرکت بادهای غربی به منطقه محروم می ماند در عوض بادهای تجارتی نفوذ می کنند و جبهه همگرایی میان حاره ای به منطقه رانده می شود. در این زمان باد ضعیف می شود .

■ در تابستان، هوای قطبی عقب می نشیند، بادهای غربی زدوده شده و جبهه همگرایی میان حاره ای به بالا کشیده می شود در نتیجه بادهای تجارتی منطقه حاره نیمکره جنوبی از جنوبشرق به درون جبهه های میان حاره ای کشیده می شوند و از استوا عبور کرده و به علت نیروی کوریولیس در شمال خط استوا به جهت شرق منحرف می شوند.

موسمیهای جنوب و جنوبشرقی آسیا

■ بدین ترتیب موسمیهای هندوستان و آسیای جنوبشرق نتیجهٔ ۱۸۰ درجه تغییر از بادهای استوایی از زمستان به تابستان و بر اثر جابجایی جبههٔ همگرایی میان حاره ای تا ۳۰ درجه شمالی در تابستان نیمکره شمالی و ۱۰ درجه جنوبی در زمستان نیمکره جنوبی بوجود می آید.

■ در اردیبهشت و خرداد سواحل هندوستان تحت تاثیر هوای موسمی اقیانوس هند قرار

■ می گیرند که به محض رسیدن به سواحل بارانهای سیل آسا را سبب می شوند که به آن انفجار موسمی گویند.

موسمی های آسیای شرقی:

در شرق آسیا توسعه می یابند و در تابستان به صورت بادهای گرم و مرطوب از دریا به خشکی و در تابستان از خشکی به دریا می وزند. قبلاً جزء موسمی های شناخته می شدند اما در حقیقت هیچ رابطه ای با آنها ندارند. چون بر خلاف موسمی های جنوب آسیا که به حرکات جابه جایی «جبهه میان حاره ای» وابسته به طوقه بادهای غربی فوقانی و تموجها و کم فشارهای آن می باشند.

موسمی های آسیای شرقی:

بادهای غربی فوقانی و درون آن که وابسته به جبهه قطبی می باشند در تمام عرض سال در این منطقه حاکم هستند. قطاع گرم کم فشارهای جبهه قطبی که در تابستان به جهت شمال رانده می شوند با تشکیل هوای حاره بارانی به علت میزان رطوبت زیاد در مناطق جبهه ای و یا در دامنه کوهستانها بارندگی زیاد را سبب می شوند.

موسمی های آسیای شرقی:

- گسترش پرفشار اقیانوس آرام به طرف شمال با داشتن رطوبت بالا در ایجاد بارانهای تابستانی و بهاری این مناطق نقش مهمی دارند.
- در آسیای شرقی، جبهه قطبی در زمستانها به جهت جنوب کشیده می شود و در نتیجه توده های هوای سرد و خشک این منطقه را تحت تاثیر قرار می دهد، در نتیجه در فصل زمستان باران فراوانی در آسیای شرقی نمی بارد