

هوا و اقلیم شناسی

بر اساس کتاب هوا و اقلیم شناسی

مؤلف: دکتر فرید اجاللی

انتشارات دانشگاه پیام نور

www.PnuNews.com



هوا و اقلیم شناسی

جایگاه درس

- درس هوا و اقلیم شناسی به ارزش 4 واحد جزء دروس اصلی رشته اقتصاد کشاورزی در مقطع کارشناسی می باشد.



هوا و اقلیم شناسی

هدف کلی درس

- هدفهای ارائه این درس به دانشجویان رشته اقتصاد کشاورزی عبارتند از:
 1. شناخت ساختار اتمسفر زمین.
 2. شناخت عواملی مانند تابش خورشید، رطوبت، فشار، دما که باعث تغییرات جوی می‌شوند.
 3. شناخت توده‌ها و جبهه‌های هوا و تقسیم بندی آنها.
 4. شناخت اقلیم‌های مختلف و روش طبقه‌بندی آنها.



فهرست درس

- فصل اول- کلیات
- فصل دوم- ساختار اتمسفر
- فصل سوم- تابش
- فصل چهارم- دمای هوا و خاک
- فصل پنجم- رطوبت
- فصل ششم- فشار
- فصل هفتم- باد
- فصل هشتم- توده‌های هوا و جبهه‌ها
- فصل نهم- ابرها و بارندگی
- فصل دهم- تبخیر و تبخیر- تعرق
- فصل یازدهم- طبقه‌بندی‌های اقلیمی



هوا و اقلیم شناسی

فصل اول

کلیات



مقدمه

- داشتن اطلاعاتی در مورد بخشهای مختلف این کره خاکی برای هرکس امری ضروری است و با داشتن این اطلاعات ، حداکثر تلاش خود را برای استفاده از این منابع خدادادی به کار برد. کره ایی که در آن زندگی می کنیم از سه بخش اتمسفر ، لیتوسفر و هیدرو سفر تشکیل شده است . آنچه که در این کتاب مورد بررسی قرار می گیرد ، بخشی از دانشی است که به اتمسفر زمین و تغییراتی که در آن بوجود می آید، می پردازد.



- پوشش گازی شکلی که اطراف کره زمین را احاطه کرده است را **اتمسفر** یا **نیوار** می گویند.

دانش مطالعه پدیده‌های نیواری را هواشناسی می نامند .



اقسام متئورهای هواشناسی

1. **متئورهای آبگین:** این گروه متئورها ، از ذرات آب تشکیل شده اند که ممکن است از سطح آب ، خاک و یا گیاهان ، تحت تاثیر نیروی باد و انرژی حاصل از تابش خورشیدی ، وارد آسمان شوند. مانند باران، برف ، تگرگ و ...
2. **متئورهای خاکی:** اینها از مورد جامدی که از سطح خاک کنده شده و وارد اتمسفر می شوند، تشکیل یافته اند. مثل گرد و خاک ، ذرات شن ، گرده های گیاهی و ...
3. **متئورهای نوری:** این گروه متئورها براثر شکست ، انعکاس ، پخش و انتشار امواج نورانی در اتمسفر زمین ایجاد می شوند. مانند رعد و برق و شفقه های قطبی



دیده‌بانی هواشناسی

- مجموعه عملیاتی که به منظور بدست آوردن اطلاعاتی راجع به اتمسفر در يك زمان خاص و در يك مكان خاص صورت می گیرد، دیده‌بانی هواشناسی می‌گویند.
- این دیده بانی شامل اندازه گیری های مربوط به دما ، رطوبت ، فشار ، سرعت و جهت باد، شدت و مدت تابش و... می باشد.



اقسام دیده‌بانهای هواشناسی عبارتند از:

1. دیده‌بانهای مربوط به سطح
2. دیده‌بانهای جو بالا که به لایه های بالایی اتمسفر مربوط می شوند .



مکانهای دیدبانی

- محلی که دیده‌بانیهای هواشناسی در آن انجام می‌گیرد، **ایستگاه هواشناسی** می‌گویند.
- در يك ایستگاه هواشناسی ، ادوات اندازه گیری عوامل و عناصر جویی نصب شده اند.



انواع ایستگاههای هواشناسی عبارتند از :

1. ایستگاههای بارانی سنجی: در آنها فقط ریزشهای جوی اعم از باران و برف اندازه گیری میشود.

2. ایستگاههای کلیما تلوژی: در این ایستگاهها عوامل جوی نظیر بارندگی ، دمای هوا ، دمای خاک ، رطوبت جوی ، تبخیر ، جهت و سرعت باد، مقدار ابر و وضع هوا اندازه گیری میشوند.



3- ایستگاههای سینوپتیک: در این ایستگاهها علاوه بر اندازه گیریهای مذکور، فشار هوا و جهت حرکت ابرها نیز اندازه گیری می‌شوند.

4- ایستگاههای جو بالا: در این ایستگاهها، اندازه گیری های مربوط به ایستگاههای سینوپتیک و نیز فشار، دما، رطوبت، جهت و سرعت باد در ارتفاعات مختلف اندازه گیری می شود.

5- ایستگاههای هواشناسی کشاورزی: در این ایستگاهها علاوه بر دیده‌بانیهای معمولی، دیده‌بانیهای فنولوژی و اندازه گیری عواملی که در تخمین نیاز آبی گیاهان و تبادل بخار آب، CO₂ و سایر عوامل مؤثر در رشد گیاهان، انجام می‌گیرد.



مخابره اطلاعات حاصل از دیده بانی

- در ایستگاههای ذکر شده اطلاعات بمنظور مخابره شدن بایستی به صورت کد در آیند و سپس به صورت کدهای مخصوص به مرکز مخابره شوند. برای هر ایستگاه يك شماره منطقه و يك شماره ایستگاه داریم که مشخص کننده موقعیت ایستگاه در سطح جهانی است .



پناهگاه های هواشناسی

- برخی از ادوات مورد استفاده بمنظور سنجش عناصر جوی، نسبت به یکسری عوامل نظیر باد ، تابش مستقیم و ... حساس هستند. از این جهت ، آنها را داخل جعبه ای به نام **پناهگاه هواشناسی** قرار میدهند .



مشخصات پناهگاه های هواشناسی

- این پناهگاهها در حالت استاندارد، به شکل مکعبی به طول 70 ، عرض 40 و ارتفاع 55 هستند. معمولا کف آنها را دو جداره می سازند تا تاثیر زمینتاب بر روی ادوات اندازه گیری به حداقل برسد و دیواره های آنها را به شکل کرکره ای و طوری می سازند که اولاً تشعشع مستقیم وارد آنها نشود و ثانياً هوا به راحتی به پناهگاه وارد و از آن خارج شود. این کرکره ها به صورت تعدادی عدد 8 هستند که روی هم قرار می گیرند . در برخی مناطق قسمت بالایی پناهگاه را نیز دو جداره می سازند. ارتفاع این پناهگاه ها از سطح زمین بین 125-200 سانتی متر است.



هوا و اقلیم شناسی

فصل اول: کلیات



تصویر یک پناهگاه هواشناسی

برگشت به فهرست درس



رشته های مختلف هواشناسی

1- هواشناسی دینامیک

- این علم حرکتهای جو را در جهات افقی و عمودی و عوامل بوجود آورنده آنها را مورد بررسی قرار می دهد.

2- هواشناسی سینوپتیک

- هواشناسی سینوپتیکی دانشی است که قوانین حاکم بر فرایندهای جوی و تغییرات آن را به منظور پیش بینی وضع هوا، مطالعه می نماید.



3- اقلیم شناسی

- این علم به بررسی شرایط متوسط عوامل جوی در يك منطقه و تعیین اقلیم آن منطقه می پردازد و تابع مکان بوده وبستگی خاصی به زمان ندارد.

4- خرد اقلیم شناسی

- این علم به مطالعات جوی در مقیاسهای كوچك و در نزدیکی سطح زمین می پردازد.



5- آلودگی هوا

- این علم به مطالعه واکنشهای هوا و مواد آلودکننده و اثرات آلودگیها بر روی محیط زیست و موجودات زنده موجود در آن می پردازد.

6- هواشناسی کشاورزی

- این علم ارتباط پارامترهای هواشناسی با تولید محصولات کشاورزی را مورد بحث و بررسی قرار می دهد. به کمک این شاخه از هواشناسی می توان اقلیم های مناسب برای کشت گیاهان را پیشنهاد نمود.



- علاوه بر شاخه هایی که ذکر گردیده است شاخه هایی دیگری از هواشناسی نیز وجود دارد که مهمترین آنها عبارتند از :
- **هیدرومتئورولوژی** این علم به بررسی ارتباط بین هواشناسی و هیدرولوژی می پردازد.
- **هواشناسی آئرونوتیک** (ناوبری هوایی)
- **مهندسی ابزار هواشناسی** که در رابطه با ساخت و استفاده از وسایل مورد استفاده در دیده بانیها و سایر وسایل مورد استفاده در اندازه گیری های جوی می باشد .



اهمیت کاربرد علم هواشناسی در کشاورزی عبارتند از:

1- شرایط آب و هوایی اعم از نور ، حرارت و رطوبت و بارندگی تعیین کننده محصولاتی هستند که قابل کشت در يك ناحیه می باشند.

2- انتشار بیماریهای گیاهی و آفات و علفهای هرز تابع شرایط آب و هوایی است و کنترل آنها نیازمند کنترل شرایط آب و هوایی و یا تطبیق مراحل رشد با شرایط مناسب آب و هوایی است .



3- وقوع پدیده‌های زیان‌بخش جوی مثل یخبندانها و سرماهای زود رس پاییزه و دیررس بهاره ، تگرگ ، سیل و خشکسالی و ... که مبارزه با آنها مستلزم شناخت شرایط و پیش بینی آب و هوایی است .

4- به کمک علم هواشناسی کشاورزی می توان میزان تولید محصولات زراعی را تخمین زده و در صورت کمبود، نسبت به وارد کردن آنها از کشورهای دیگر اقدام کرد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل دوم

ساختار اتمسفر



مقدمه

- اتمسفر زمین مخلوطی از گازهای مختلف است که دور تا دور کره زمین را فراگرفته‌اند و نمی‌توان ارتفاع ثابتی برای آنها در نظر گرفت. عمدتاً تمرکز گازهای اتمسفری در 100 کیلومتر اولیه زمین می‌باشد و مجموعه وقایعی که در این لایه رخ می‌دهد از اهمیت بالایی برخوردار است.



به طور کلی اتمسفر زمین را می‌توان از سه دیدگاه طبقه‌بندی نمود:

1. تقسیم‌بندی از دیدگاه ترکیبات گازی اتمسفری
2. تقسیم‌بندی از دیدگاه ساختمان حرارتی جو
3. تقسیم‌بندی از دیدگاه پدیده‌های یونیزاسیون



1- تقسیم‌بندی اتمسفر از دیدگاه ترکیبات گازی اتمسفر

در حالت کلی اتمسفر زمین را از دیدگاه ساختمان گازی آن می‌توان به دو بخش تقسیم نمود:

الف) جو همگن (Hemosphere)

- بخشی از پوشش گازی اتمسفر است که در آن نسبت اختلاط گازهای اتمسفری جز در موارد خاص، ثابت می‌باشد. این بخش از اتمسفر تا ارتفاع تقریبی 80 کیلومتری از سطح را شامل می‌شود.



(ب) جو ناهمگن (Heterosphere)

- این لایه در ارتفاعات بالاتر از 80 کیلومتری قرار دارد و ویژگی بارز آن این است که در آن اختلاط گازهای اتمسفری به خوبی صورت نمی‌گیرد. در این لایه عموماً ملکولهای گازهای مختلف در اثر تشعشعات خورشیدی تجزیه شده و به اتمهای تشکیل دهنده آنها تبدیل می‌شوند. اتمهای سنگین‌تر تحت تأثیر نیروی جاذبه زمین، در قسمتهای پائینی این لایه قرار می‌گیرند.



فصل دوم : ساختار اتمسفر هوا و اقلیم شناسی

این جدول متوسط ترکیبات اتمسفری را در هوای خشک تا ارتفاع 25 کیلومتری نشان می‌دهد.

وزن ملکولی	درصدی از حجم هوا که توسط اینها اشغال شده	ترکیبات اتمسفری
۰۲/۱۸	۰۸۷/۷۸	نیتروژن (N_2)
۰۰/۳۲	۹۴۹/۲۰	اکسیژن (O_2)
۸۸/۳۹	۹۳/۰	آرگون (Ar)
۰۰/۴۴	۰۳/۰ (متغیر)	دی اکسید کربن (CO_2)
۱۸/۲۰	۰۰۱۸/۰	نئون (Ne)
۰۰/۴	۰۰۰۵۲/۰	هلیوم (He)
۰۰/۴۸	۰۰۰۰۶/۰	اوزن (O_3)
۰۲/۲	۰۰۰۰۵/۰	هیدروژن (H)
—	ناچیز	کریپتون
—	ناچیز	گزنون
—	—	—



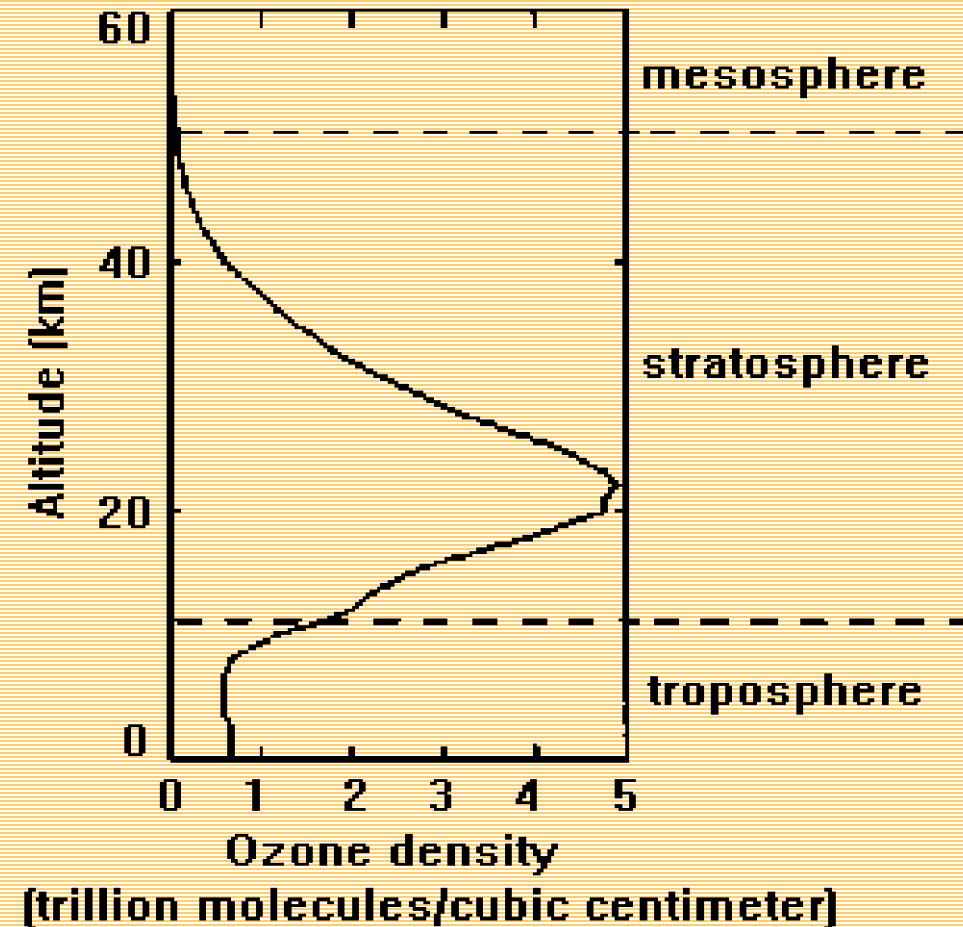
تغییرات گازهای اتمسفری با ارتفاع

- انتظار می‌رود که گازهای سبک (مخصوصاً هیدروژن و هلیم) در لایه‌های بالایی اتمسفر فراوان‌تر از لایه‌های پایین‌تر باشند اما اختلاط آشفته اتمسفری در مقیاس بزرگ (جهانی)، مانع از این پدیده می‌شود.



هوا و اقلیم شناسی

فصل دوم : ساختار اتمسفر



- این شکل تغییرات ازن با ارتفاع را نشان می‌دهد.

- از روی شکل می‌توان ناحیه‌ای را که در آن میزان ازن حداکثر مقدار را دارد پیدا کرد.



تغییرات گازها نسبت به زمان

- تحقیقاتی که در زمینه گازهای گلخانه‌ای انجام شده است، نشان می‌دهند که میزان این گازها از زمانی که انقلابات صنعتی آغاز شده‌اند، افزایش پیدا کرده است.

احتراقات ناشی از سوختهای فسیلی

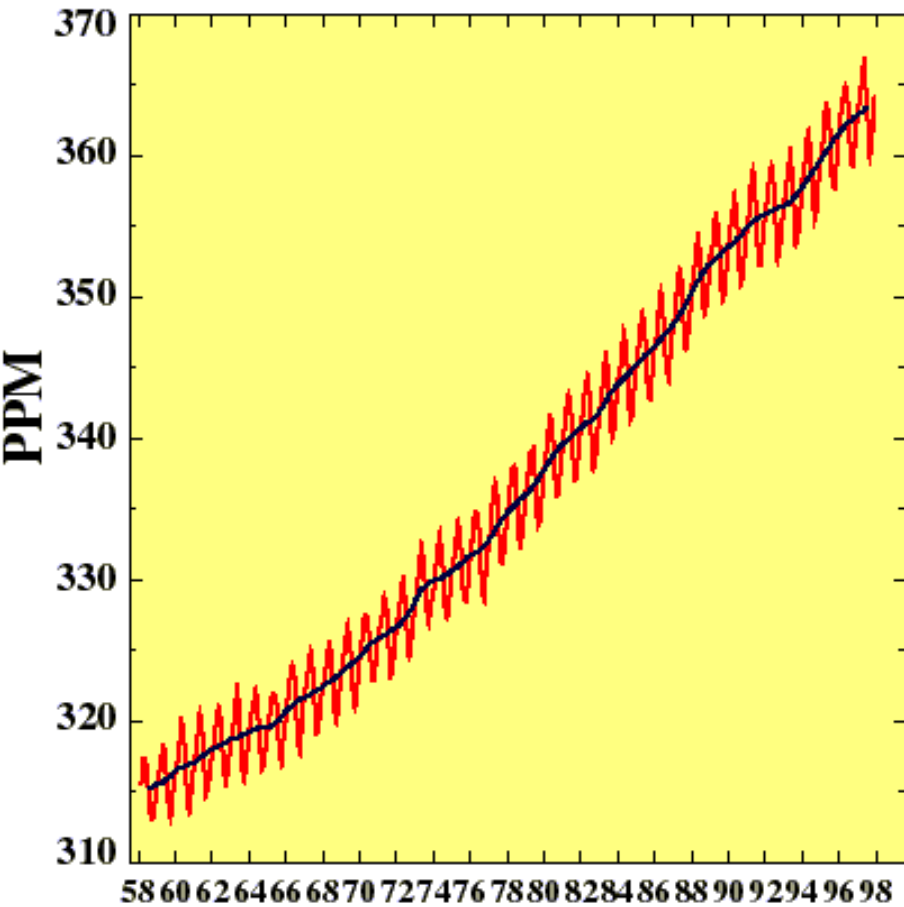
یکی از مهمترین منابع افزایش غلظت این گازها به شمار می‌رود.





هوا و اقلیم شناسی

فصل دوم : ساختار اتمسفر



یکی از گازهایی که تغییرات آن با زمان مورد بررسی قرار گرفته است، گاز دی اکسید کربن است. اگر منحنی تغییرات دی اکسید کربن را نسبت به زمان ترسیم نمائیم شکلی مانند شکل روبرو به دست می آید.



- تخمین زده می‌شود که يك درصد کاهش غلظت ازن استراتسفری، می‌تواند باعث افزایش تشعشعات ماوراء بنفش خورشیدی به میزان 2 درصد گردد که یکی از نتایج افزایش این تشعشعات، **افزایش سرطان‌های پوستی** برای انسان‌ها خواهد بود.



تغییرات گازهای اتمسفری با عرض جغرافیایی و فصل

- این تغییرات مخصوصاً در مورد **ازن و بخار آب** از اهمیت بیشتری برخوردار است.
- در مورد ازن، مقدار آن در عرض‌های استوایی و در عرض‌های بالاتر از 50 درجه شمالی (مخصوصاً در بهار) زیاد است.
- تغییرات میزان بخار آب اتمسفری وابسته به دمای هوا است. میزان بخار آب در عرض‌های جغرافیایی پائین و در فصل تابستان زیادتر از بقیه نواحی است. غلظت این گاز در زمستان‌ها به علت پائین بودن دما و کم بودن ظرفیت پذیرش رطوبتی هوا، پائین است.



ناخالصی‌های هوا

- ناخالصی‌های هوا شامل **ناخالصی‌های جامد و گازی** شکل هستند که در اتمسفر زمین پراکنده شده‌اند.
- از مهمترین این ناخالصی‌ها می‌توان **ذرات گرد و غبار** که توسط عمل مکانیکی باد از سطح زمین کنده شده و به فضا انتقال می‌یابند، **ذرات ناشی از فعالیت‌های آتشفشانی**، **ذرات ریز نمک** که عمدتاً از قطرات ریز آبی که در اثر طوفان‌ها از آب دریا جدا شده و به اتمسفر پیوسته‌اند و **دانه‌های گرده گیاهی** که توسط باد در اتمسفر پراکنده می‌شوند، نام برد.



این ذرات دارای ابعاد مختلفی هستند و می‌توان آنها را از لحاظ اندازه در سه گروه جای داد:

الف) هسته‌های كوچك با قطر کمتر از $1/0$ میکرون،

ب) هسته‌های بزرگ با قطر $1/0$ تا 1 میکرون

ج) ابر هسته‌ها با قطر بزرگتر از يك میکرون که فعالیت‌های صنعتی عامل اصلی تولید و پراکنده شدن آنها می‌باشد.



تعداد ناخالصی‌های هوا با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد.

- این کاهش تعداد ذرات به صورت نمایی است و از قانون زیر طبیعت می‌کند:

$$N = N_0 e^{-\frac{Z}{H}}$$

در این معادله،

- Z : ارتفاعی که می‌خواهیم تعداد ذرات را در آن ارتفاع برآورد کنیم.
 - N_0 : تعداد ناخالصی‌ها در واحد حجم هوا در سطح زمین.
 - N : تعداد ناخالصی‌های موجود در واحد حجم هوا در ارتفاع Z .
- به این ترتیب با داشتن میزان ناخالصی‌ها در سطح زمین، می‌توان مقدار آنها را در هر ارتفاعی بدست آورد.



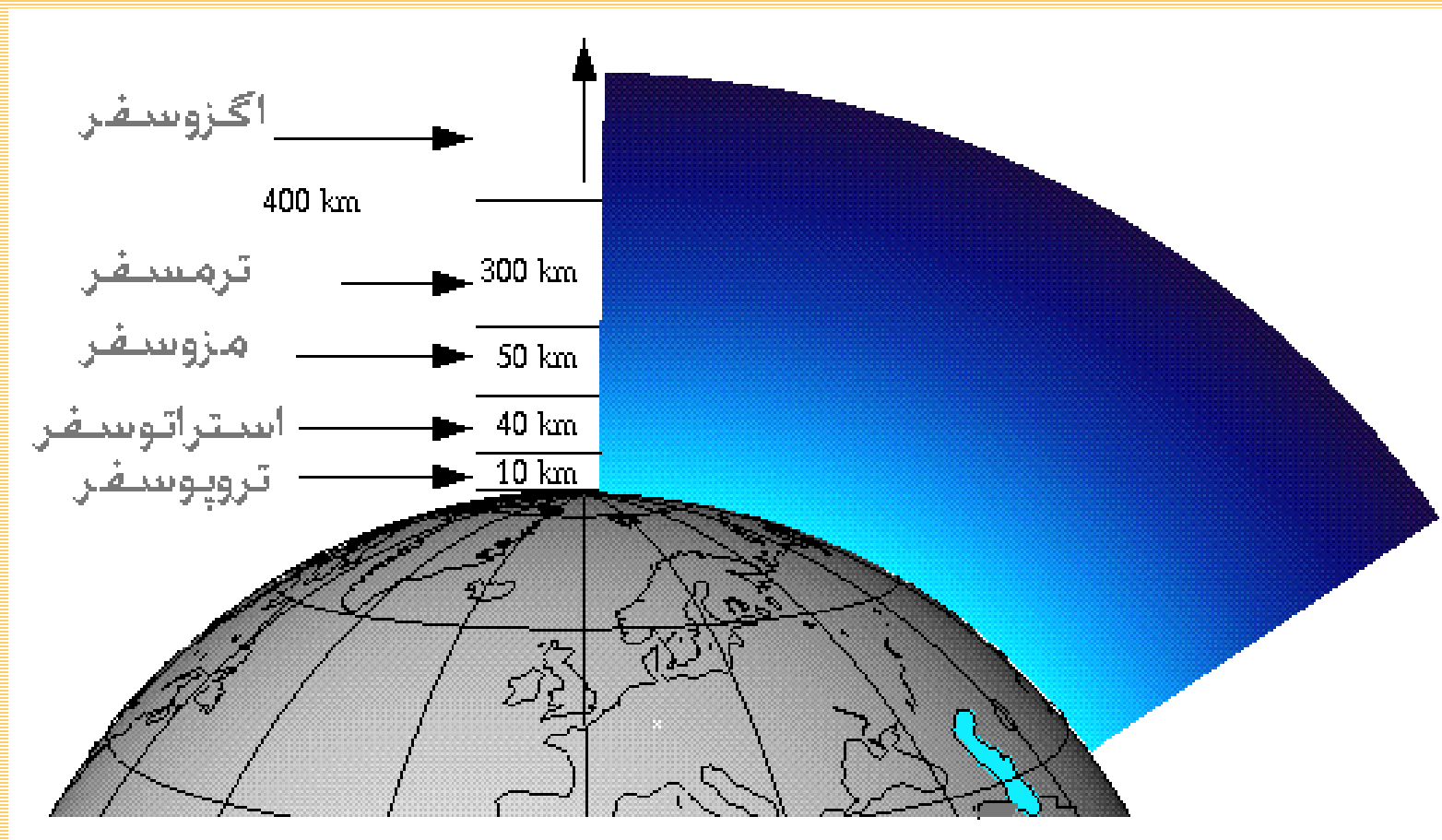
2- تقسیم بندی از دیدگاه ساختار حرارتی اتمسفر

- تشعشعات ورودی از جانب خورشید نقش بسیار مهمی در دمای لایه‌های مختلف جو دارند. در سال 1962 سازمان جهانی هواشناسی (WMO) اتمسفر زمین را بر اساس ساختمان حرارتی آن به چهار لایه اصلی تقسیم‌بندی نمود که این لایه‌ها شامل **تروپوسفر**، **استراتوسفر**، **مژوسفر** و **ترموسفر** هستند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل دوم : ساختار اتمسفر

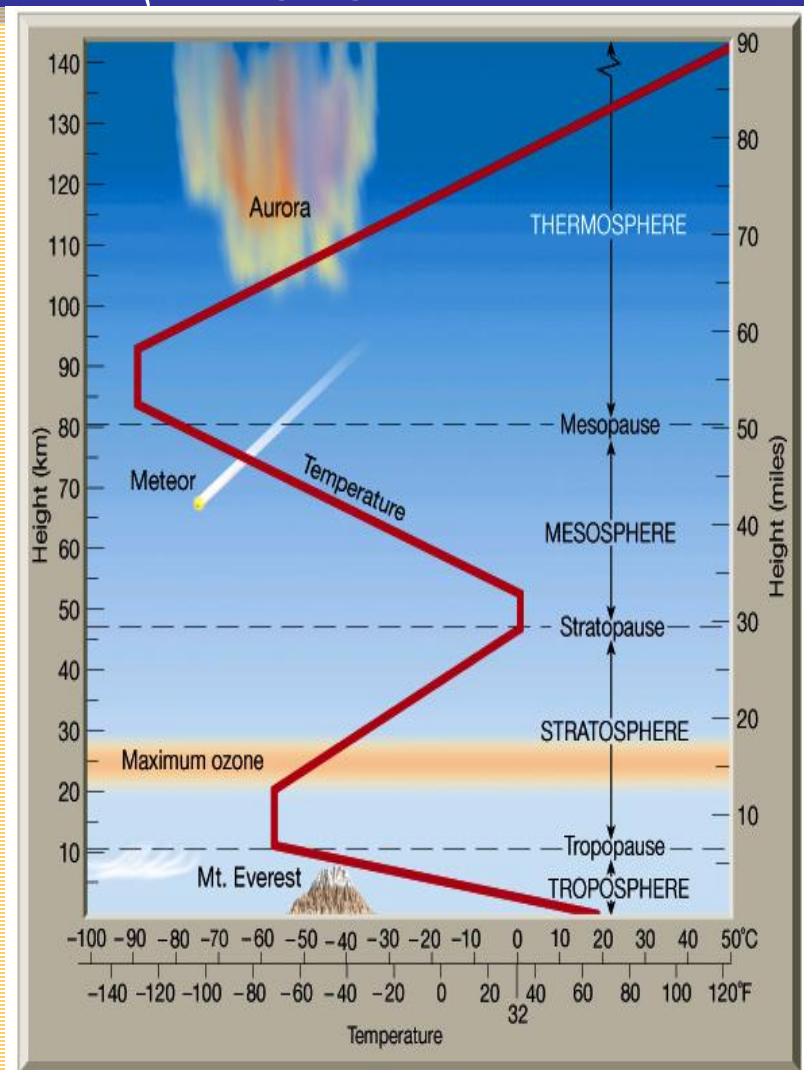




هوا و اقلیم شناسی

فصل دوم : ساختار اتمسفر

- این شکل تقسیم‌بندی حرارتی جو و همچنین نحوه تغییرات دما در هر یک از لایه‌های مذکور را نشان می‌دهد.





تروپوسفر (Troposphere)

- پائین‌ترین لایه اتمسفر از نظر حرارتی، تروپوسفر است. عمده پدیده‌های هواشناسی که از بسیاری جهات حائز اهمیت است، در همین لایه رخ می‌دهد. از مهمترین پدیده‌های این لایه می‌توان ابرها، باران، برف، رعد و برق و ... را نام برد که در این لایه تشکیل می‌شوند.
- در حالت کلی ضخامت تروپوسفر را 11 تا 12 کیلومتر در نظر می‌گیرند.



لایه تروپوسفر به دو قسمت تقسیم می‌شود:

(الف) لایه با تغییرات نامنظم: این لایه تا ارتفاع 2 کیلومتری را شامل می‌شود و به شدت تحت تأثیر پدیده‌های سطحی می‌باشد. در این لایه تغییرات دما با ارتفاع ثابت نبوده و متغیر است. گرادیان قائم دما در این لایه عدد ثابتی نمی‌باشد و متغیر است.

(ب) لایه با تغییرات منظم: این لایه از بالای لایه نامنظم تا ارتفاع حدود 12 کیلومتری را شامل می‌شود و از خصوصیات آن، این است که گرادیان قائم دما با ارتفاع، ثابت است.



استراتسفر (Stratosphere)

- لایه دوم اتمسفر که در بالای تروپوپاز قرار گرفته است، استراتسفر نام دارد و به طور متوسط تا ارتفاع 50 کیلومتری از سطح دریاها را شامل می‌شود.
- به طور کلی در لایه استراتسفر ابر قابل توجهی ندارد.
- یکی دیگر از ویژگی‌های بارز استراتسفر، تمرکز مقدار زیادی از نیتروژن در آن می‌باشد که در ارتفاع 16 تا 30 کیلومتری تجمع یافته‌اند.



برخی از دانشمندان این لایه را به سه بخش تقسیم نموده‌اند:

(الف) استراتسفر پائین: این لایه از سطح تروپوپاز تا ارتفاع 20 کیلومتری را شامل می‌شود. در این لایه معمولاً دمای هوا با افزایش ارتفاع تغییری نمی‌کند و ثابت می‌ماند.

(ب) استراتسفر میانی: از سطح بالای استراتسفر پائین تا ارتفاع 30 کیلومتری را استراتسفر میانی می‌نامند. در این لایه با افزایش ارتفاع، دما افزایش می‌یابد.

(ج) استراتسفر فوقانی: از ارتفاع 30 کیلومتری تا ارتفاع 50 کیلومتری را استراتسفر فوقانی می‌نامند در این لایه نیز با افزایش ارتفاع، دما افزایش پیدا می‌کند اما روند این افزایش نسبت به لایه قبلی بسیار شدیدتر است.



مزوسفر (Mesosphere)

- این لایه از ارتفاع متوسط 50 کیلومتری شروع شده و تا ارتفاع 85 کیلومتری ادامه دارد.
- از مشخصات بارز این لایه می‌توان کاهش دما با ارتفاع را نام برد. آهنگ کاهش دما در این لایه حدود 3 درجه در هر کیلومتر ارتفاعی است.
- از دیگر مشخصات این لایه، وزش بادهای با سرعت بسیار بالا است که گاهی سرعت آنها به 700 کیلومتر بر ساعت و بالاتر، می‌رسد. میزان بخار آب موجود در این لایه بسیار کم بوده و اگر هم بخار آبی وجود داشته باشد به خاطر دمای بسیار پائین این لایه به صورت کریستالهای یخی درمی‌آید.



ترموسفر (Thermosphere)

- در این لایه، با افزایش ارتفاع، افزایش دما را شاهد هستیم. شفق‌های قطبی و ابرهای نوکتولوسنت (Noctilucent) در این لایه تشکیل می‌شوند.
- اصطلاح ترموسفر به خاطر دمای بسیار بالای این لایه به آن اطلاق شده است. دما در این لایه گاهی به 1500 درجه کلوین می‌رسد (از نظر تئوری).
- در این لایه ملکول‌های بسیاری از گازها به اتم‌هایشان تجزیه می‌شوند. این کار توسط اشعه ماوراء بنفش و اشعه ایکس صورت می‌گیرد.



3- تقسیم‌بندی از دیدگاه پدیده‌های یونیزاسیون

- آن بخش از اتمسفر فوقانی که حاوی مقادیر زیادی ذرات باردار است، **یونسفر** نامیده می‌شود.
- این لایه از ارتفاع 60 کیلومتر به بالاتر را شامل می‌شود. این لایه در اثر فرایندهای یونیزاسیون ملکول‌ها و اتم‌های گازها توسط پرتوهای پرانرژی خورشیدی، شکل می‌گیرد. این پرتوها باعث شکسته شدن اتم‌ها و ملکول‌های گازهای مختلف به الکترون‌ها و پروتون‌ها می‌شود. از جمله مهمترین ویژگی‌های این لایه می‌توان قابلیت بسیار بالای انعکاس امواج راداری و رادیویی این لایه را نام برد.



لایه یونیسفر از زیربخشهایی به صورت زیر تشکیل شده است:

- **لایه D:** این لایه از ارتفاع 65 کیلومتری تا 80 کیلومتری را شامل می‌شود و از تجمع الکترونها و پروتون‌های حاصل از یونیزاسیون گاز ازت تشکیل می‌گردد.
- **لایه E:** این لایه در ارتفاع تقریبی 110 کیلومتری تشکیل می‌گردد و علت تشکیل آن، یونیزاسیون ملکول‌های اکسیژن است.
- **لایه F:** این لایه در ارتفاع 200 تا 400 کیلومتری، بر اثر یونیزاسیون اتم‌های اکسیژن به وسیله پرتوهای ماوراء بنفش خورشیدی، ایجاد می‌شود.



هوا و اقلیم شناسی

فصل سوم

تابش



تابشهای خورشیدی

- منبع اولیه انرژی که وارد زمین و اتمسفر آن می شود از خورشید است که به طور مستمر با تشعشع امواج الکترومغناطیس می درخشد و انرژی زیادی را وارد فضا می کند. این انتشار پایدار انرژی توسط خورشید بسیار مهم است زیرا که قسمت اعظم انرژی مورد نیاز زمین را تامین می کند به استثنای مقدار بسیار کمی که توسط تجزیه عناصر رادیواکتیو آزاد می شود.



طول موج تابشهای الکترو مغناطیس از رابطه زیر به دست می آید :

$$\lambda = \frac{C}{T}$$

• در این معادله

• T عبارت است از تواتر یا تعداد نوسانات بر ثانیه

• λ : طول موج که بنا به تعریف عبارت است از کوتاه ترین فاصله

بین دو نقطه مشابه متوالی در يك سلسله امواج (بر حسب cm)

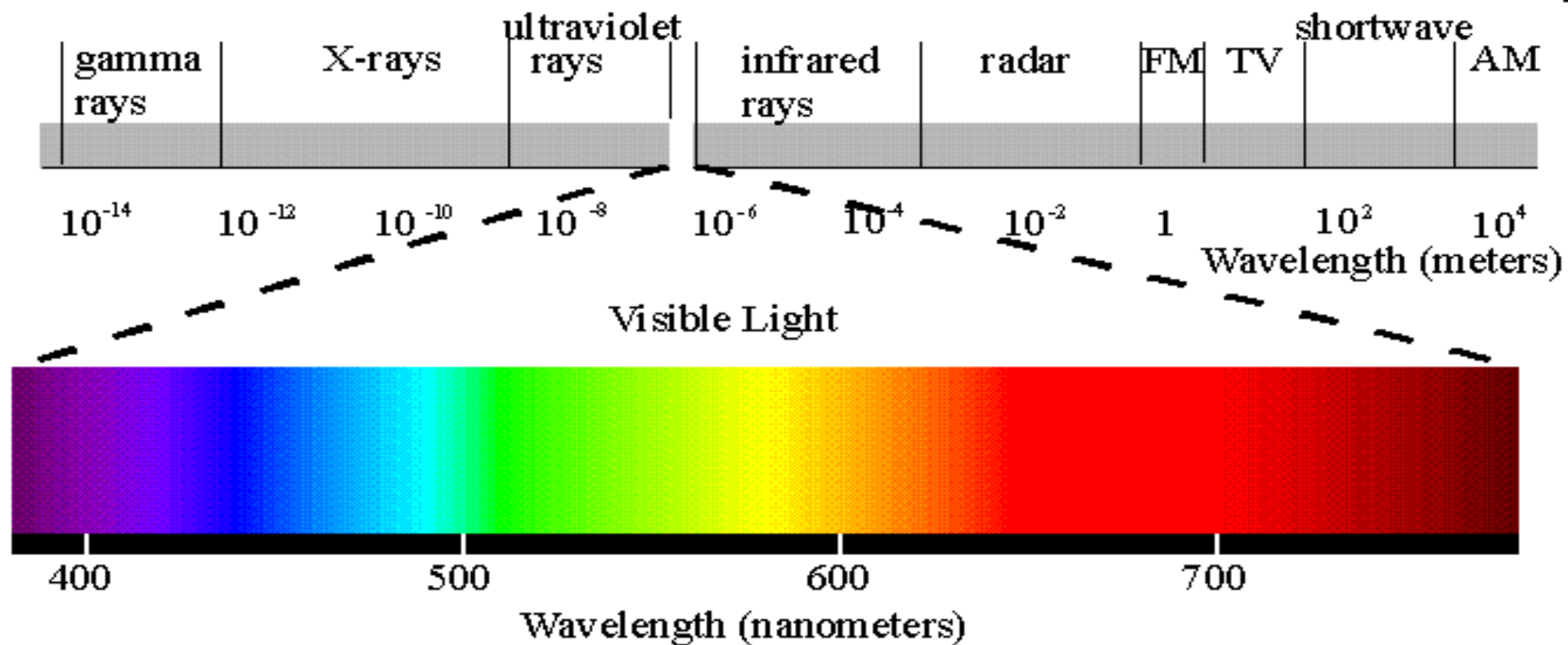
• C: سرعت حرکت نور می باشد که مقدار آن برابر است با :

$$C = 3 \times 10^{10} \text{ cm / s}$$



هوا و اقلیم شناسی

فصل سوم : تابش



خورشید با طول موجهای مختلفی ، امواج الکترومغناطیسی را به طرف زمین و فضا گسیل می‌کند که در آن ، انواع طول موجها (طول موجهای بسیار کوتاه مثل اشعه ایکس و گاما تا طول موجهای بسیار بلند مثل امواج الکتریکی) را شامل می شود.



فصل سوم : تابش هوا و اقلیم شناسی

به طور کلی تابش خورشیدی به هفت گروه، دسته بندی شده است که این گروهها در این جدول آمده اند .

نوع تابش	دامنه تغییرات تواتر (سیکل بر ثانیه)	دامنه تغییرات طول موج (cm)
امواج الکتریکی	$10^4 - 0$	$> 3 \times 10^{-6}$
امواج رادیویی	$10^{11} - 10^4$	$3/0 - 3 \times 10^{-6}$
زیر قرمز	$4 \times 10^{14} - 10^{11}$	$6/7 \times 10^{-5} - 3/0$
مرئی	$5/7 \times 10^{14} - 4 \times 10^{14}$	$4 \times 10^{-15} - 6/7 \times 10^{-15}$
بالای بنفش	$3 \times 10^{18} - 5/7 \times 10^{14}$	$10^{-8} - 4 \times 10^4$
اشعه ایکس	$3 \times 10^{22} - 3 \times 10^{14}$	$10^{-12} - 10^{-6}$
اشعه گاما	$3 \times 10^{21} - 3 \times 10^{18}$	$10^{-11} - 10^{-8}$



- بخش مرئی تابشهای خورشیدی که به رنگ سفید دیده می شود طیف کوچکی از تابشهای خورشیدی است که خود از چندین رنگ تشکیل شده است.





- مقدار انرژی دریافتی از خورشید توسط زمین ، در لحظه ای که تبدلی با اتمسفر ندارد تحت تاثیر چهار عامل می باشد که عبارتند:

1. انرژی خروجی
2. فاصله زمین تا خورشید
3. ارتفاع خورشیدی
4. طول روز



انرژی خروجی

- انرژی خورشیدی از مجموعه فعالیت‌های که در هسته داغ خورشید انجام می‌گیرد سرچشمه گرفته و به سطح خورشید انتقال داده می‌شود که این عمل توسط **تابش و کُنوکسیون هیدروژنی** انجام می‌گیرد.
- دمای هسته خورشید حدود $10^6 \text{ K} \times 16$ می‌باشد.
- تابش‌های قابل دید خورشیدی (طیف مرئی) از لایه بیرونی خورشید که **فتوسفر** نامیده می‌شود و دارای دمای 6000°K است ، ساطع می‌شود .



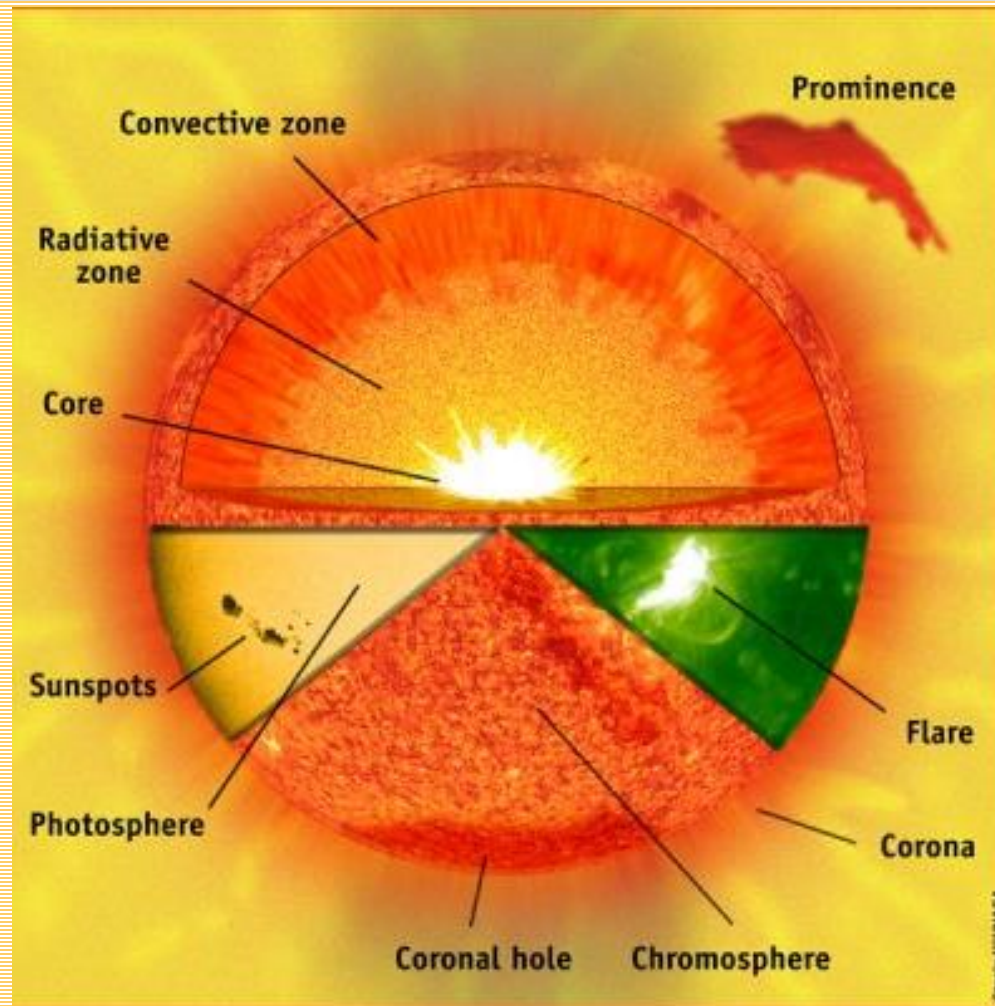
لایه های تشکیل دهنده خورشید عبارتند از

- **هسته مرکزی** که قسمت اعظم خورشید را شامل بوده و تمامی جرم خورشید را در بر می گیرد.
- **فتوسفر (شید سپهر)** لایه نیمه مایع نازکی به ضخامت 100-200 کیلو متر که تابش های خورشیدی از همین لایه به زمین میرسد .
- **لایه برگردان** ضخامت آن چند صد کیلومتر است که از بخار تشکیل شده است .
- **کروموسفر (فام سپهر)** لایه قرمز رنگی است که جو خورشید را تشکیل می دهد.
- **تاج یا خرمن خورشیدی** لایه سفید رنگی که آخرین لایه ای است که بالای خورشید است و شکل ظاهری آن تابع فعالیت های سطح خورشید می باشد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل سوم : تابش





- در خورشید جریانی از گازهای داغ (پلازما) وجود دارد که بر وجود بارهای خورشیدی دلالت می کند. سرعت این بارها به حدود $5/1 * 10^6 \text{ km / hr}$ میرسد که برهم کنش متقابل با میدان مغناطیسی زمین و اتمسفر فوقانی آن دارند. زمین هر دوتابشهای الکترومغناطیسی و ذرات پر انرژی ساطع شده از خورشید را در طول مدت روشنائی روز دریافت می کند.



مقدار انرژی که توسط يك جسم سیاه منتشر می شود را می توان با اندازه گیری مساحت زیر منحنی بدست آورد که مقدار آن توسط انتگرال گیری از رابطه پلانک بدست می آید که امروزه تحت عنوان قانون استفان بولتزمن شناخته می شود:

$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4} = \text{ثابت استفان بولتزمن}$$

T : دمای جسم بر حسب درجه کلوین .

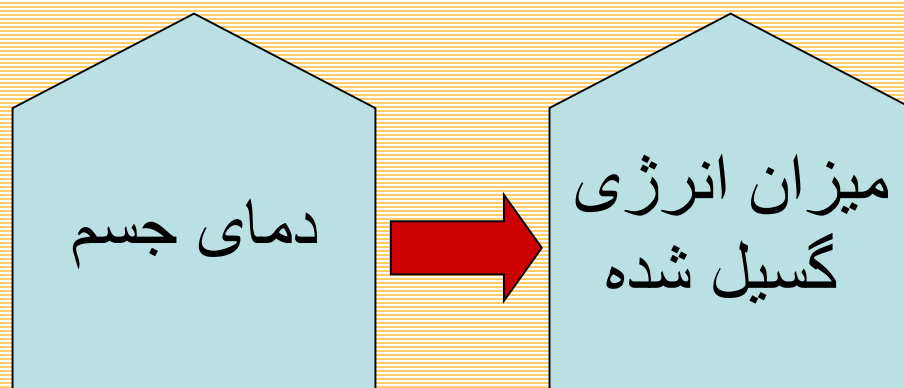
F : مقدار انرژی تابش شده برای جسم سیاه ،

$$F = \sigma T^4$$

ملاحظه می شود که مقدار انرژی تابیده شده (F) متناسب با توان چهارم دمای مطلق آن جسم (T) می باشد .



- میزان انرژی گسیل شده توسط يك جسم بستگی به مشخصات آن (مثلاً شکل و ترکیب ، نوع بافت سطحی و ...) دارد . میزان انرژی که در يك طول موج مشخص توسط هر جسم گسیل می شود ، تابعی از دمای آن است . هر چه دمای جسم بالاتر باشد ، میزان انرژی گسیل شده توسط آن بیشتر خواهد بود.

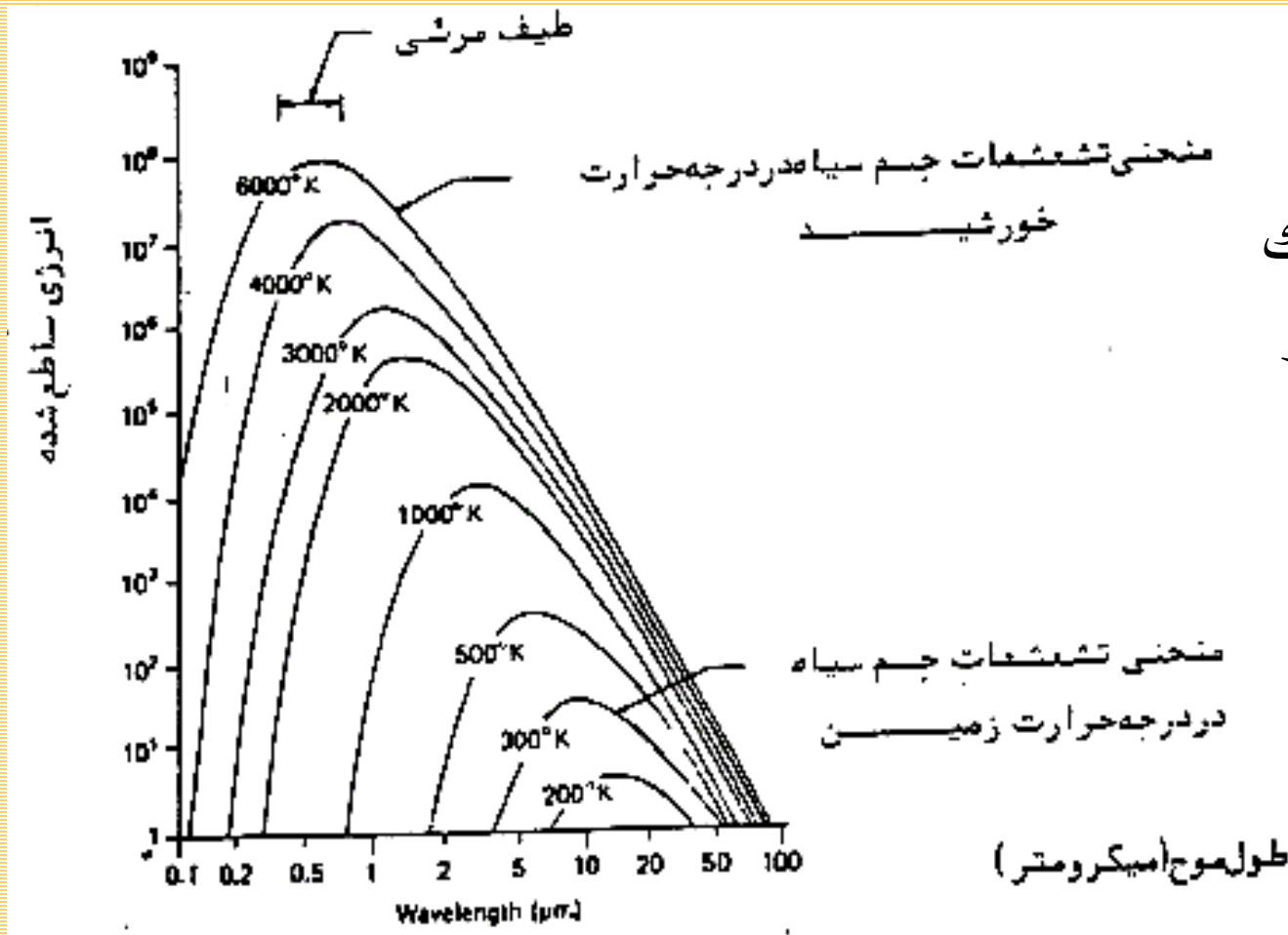




هوا و اقلیم شناسی

فصل سوم : تابش

- با توجه به این شکل پیدا است که حداکثر انرژی گسیل شده از یک جسم با افزایش دما، در طول موجهای کوتاهتر اتفاق میافتد.





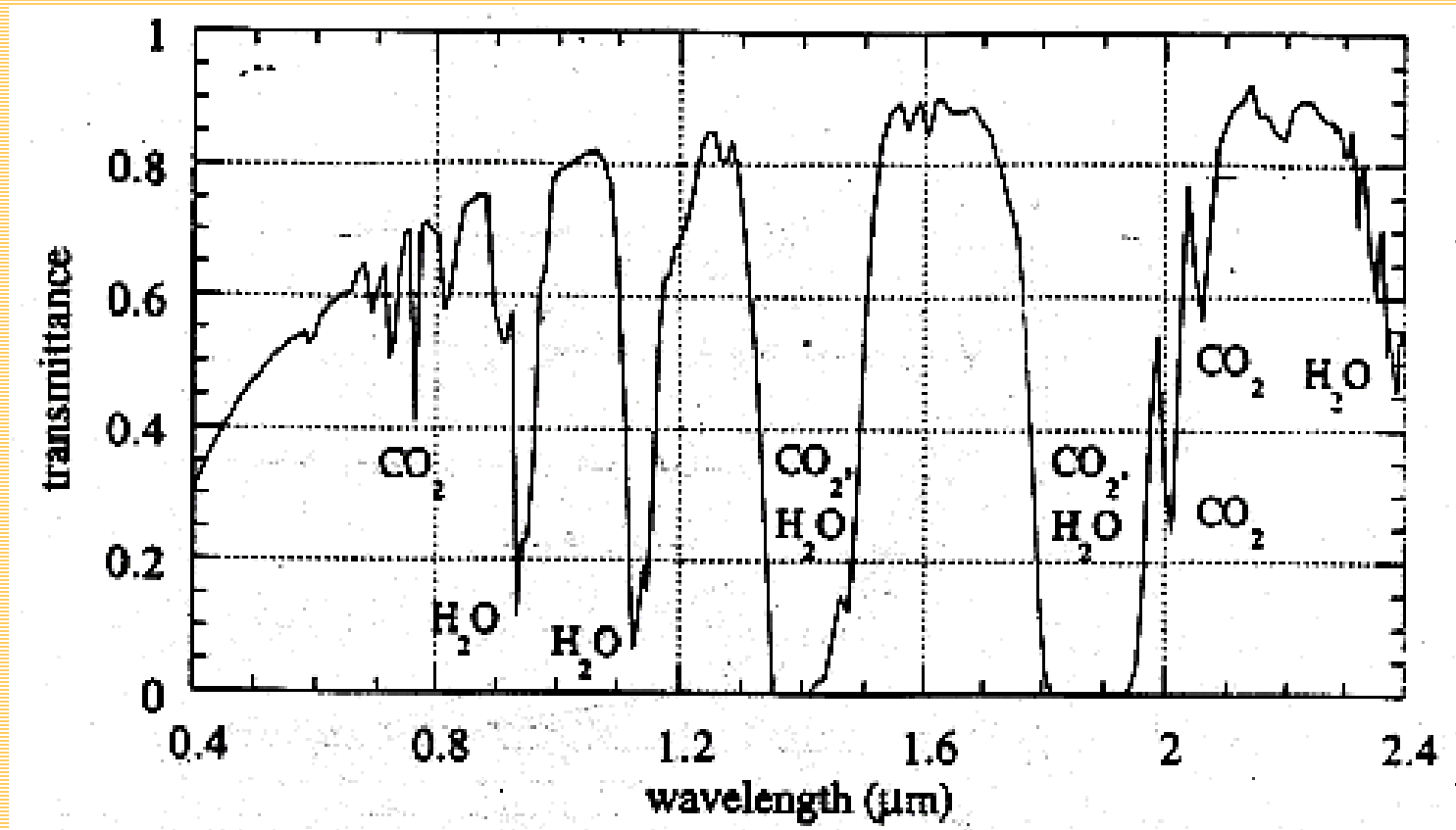
- همه انرژی تابشی خورشید توسط سطح زمین دریافت نمی شود بلکه بخشی از آن توسط گازهای اتمسفری از قبیل O_3 , CO_2 , H_2O , ... جذب می شود و تنها بخشی از امواج الکترو مغناطیسی خورشیدی به خوبی از اتمسفر زمین عبور می کند که این بخش تحت عنوان روزنه های اتمسفری شناخته می شود .



هوا و اقلیم شناسی

فصل سوم : تابش

- این شکل نشان دهنده باندهای جذب شده توسط اتمسفر زمین و گازهای موجود در آن می باشد .





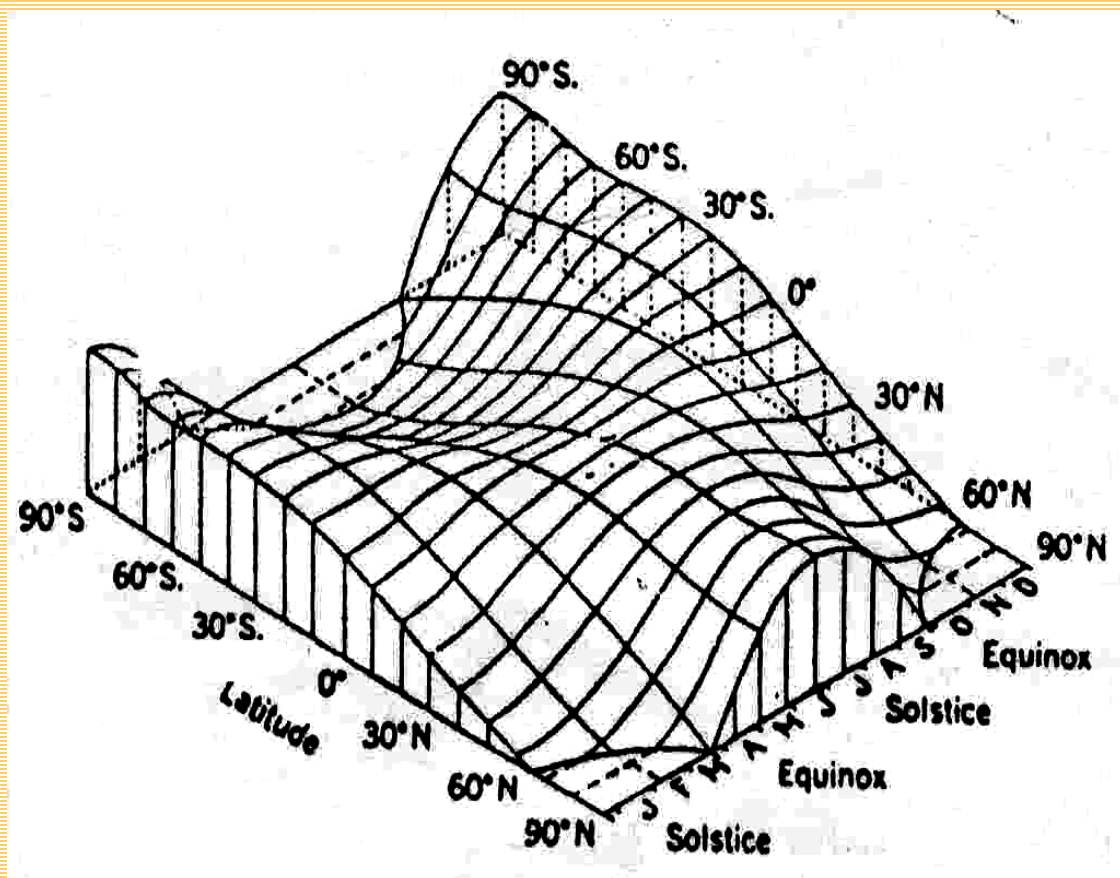
فاصله از خورشید

- تغییرات سالانه فاصله زمین تا خورشید باعث بوجود آمدن تغییرات فصلی در میزان انرژی خورشیدی می شود که ناشی از چرخش زمین به دور خورشید می باشد. در نتیجه این عامل می بایست که زمستانهای نیمکره شمالی گرمتر از نیمکره جنوبی و تابستان نیمکره جنوبی گرمتر از نیمکره شمالی باشند.
- گردش عمومی گرمای اتمسفری و تاثیرات قاره ای آن مانع از توزیع یکنواخت دما در جهان می شود که در نتیجه آن، تضاد فصلی در دونیمکره بوجود می آید.



هوا و اقلیم شناسی

فصل سوم : تابش



- این شکل شرح گرافیکی تغییرات فصلی انرژی دریافتی از خورشید را با عرض جغرافیایی نشان می دهد .



• مقادیر واقعی تابشهای دریافت شده در يك سطح افقی در بیرون اتمسفر در این جدول ارائه شده اند:

عرض جغرافیایی	$90^{\circ}N$	70	50	30	0	30	50	70	$90^{\circ}S$
تاریخ									
۲۲ دسامبر	۰	۰	۸۸	۲۳۳	۴۲۱	۵۲۰	۵۲۸	۵۴۰	۵۷۴
۴ فوریه	۰	۱۲	۱۴۴	۲۸۴	۴۳۸	۴۸۶	۴۵۴	۳۹۲	۴۰۴
۲۱ مارس	۰	۱۵۳	۲۸۷	۳۸۷	۴۴۷	۳۸۷	۲۸۷	۱۵۳	۰
۶ می	۳۸۶	۳۵۰	۴۳۳	۴۶۴	۴۱۸	۲۷۱	۱۳۸	۱۲	۰
۲۲ ژوئن	۵۳۸	۵۰۵	۴۹۴	۴۸۷	۳۹۸	۲۱۸	۸۲	۰	۰



مقدار تابش در يك سطح افقی (I_h) از رابطه زیر تعیین می شود:

$$I_h = I_0 \cdot \sin d$$

در این معادله :

- I_0 : ثابت خورشیدی
- d : زاویه بین پرتو تابش و سطح افقی
- I_h : مقدار تابش در يك سطح افقی



ارتفاع خورشیدی

- ارتفاع خورشیدی عبارت است از زاویه بین اشعه های خورشید و خط مماس بر سطح زمین در نقطه مورد نظر، که اغلب مقدار تابشهای خورشیدی دریافتی توسط سطح زمین را تحت تاثیر خود قرار می دهند. ارتفاع خورشیدی بالاتر باعث متمرکز شدن شدت تابش بر واحد سطح، در سطح زمین می شود.

- عوامل اساسی که تعیین کننده ارتفاع خورشیدی هستند عبارتند از: **عرض جغرافیایی منطقه ، زمان در شبانه روز و فصل .**



طول روز

- طول دوره روشنایی روز بر مقدار تابشهایی که توسط زمین دریافت می شوند تاثیر می گذارد. بدیهی است که بلندتر و طولانی تر شدن زمان تابش خورشید باعث می شود که مقدار بیشتری تابشهای خورشیدی به زمین برسد. در استوا طول روز در تمام ماهها حدود 12 ساعت است در حالیکه در قطبها مقدار آن متغیر بوده و بین 5 ساعت در زمستان ، تا حدود 24 ساعت در تابستان متغیر است .



روشهای انتقال انرژی

- انرژی به سه شکل عمده انتقال می یابد :

الف- تابش

ب- رسانایی

ج- همرفت



الف - تابش

- در این روش امواج الکترومغناطیسی انرژی (شامل نور و حرارت) را بین دو بخش بدون دخالت يك واسطه، با سرعت $300 \times 10^6 \text{ m/s}$ انتقال می دهند. انرژی خورشیدی به طور کامل به زمین نمی رسد و اتمسفر زمین فقط اجازه عبور تابشهایی با طول موجهای معین را داده و بقیه را جذب می نماید. بخشی از این تابشها توسط گازهای اتمسفر، در طول موجهای مشخص جذب می شوند. اغلب تابشهای طول موج کوتاه خورشیدی بدون جذب شدن از اتمسفر زمین عبور می نمایند.



ب - رسانایی

- در این مکانیزم ، گرما از میان مواد و از نقطه ای به نقطه دیگر توسط ارتعاش ملکولی ، از يك ملکول به ملکول مجاور منتقل می شود. از آنجا که هوا يك هادی ضعیف است از این نوع انتقال انرژی درمورد اتمسفر میتوان چشم پوشی نمود.



ج - همرفت

- این فرایند در مورد سیالاتی که قابلیت انتشارتوده ای دارند ، صادق است . این روش یکی از اصلی ترین راههای انتقال گرمای اتمسفری می باشد. پدیده همرفت به دو فرم انرژی را انتقال می دهد: اولی گرمای محسوس که مستقیماً توسط فرایند بالارفتن هوای گرم و مخلوط شدن آن با هوای سرد بالایی صورت می گیرد و فرم دوم انتقال انرژی ، شامل انتقال غیر مستقیم آن توسط فرایند گرمای نهان می باشد.



تأثیرات اتمسفر بر تابش دریافتی

- تابشهای خورشیدی عموماً دارای طول موجهای کوتاه هستند. حدود 18% از انرژی خورشیدی ورودی به اتمسفر توسط ازن و بخار آب جذب می شود.
- از باقیمانده انرژی ، بخشی از آن به صورت انعکاس بیواسطه به فضا منعکس می شود. ابرها و سطح زمین هم قسمتی از این تابشها و انرژی را دریافت و صرف گرم کردن زمین و اتمسفر آن می نمایند.



تأثیرات پوشش ابر بر تابش دریافتی

- پوشش ابری بطور آشکاری مقدار تابش دریافتی از خورشید را در يك محل کاهش میدهد .
- اثر تضعیفی ابرها بر حسب نوع ابرناکی فرق می کند، اگر ضخامت پوشش ابر به اندازه کافی باشد می تواند به عنوان یکی از مهمترین عواملی باشد که مانع نفوذ و خروج انرژی میشود.
- اینکه چه مقدار تابشهایی واقعاً منعکس و یا جذب می شوند بستگی به مقدار پوشش ابر و ضخامت آن دارد.



تأثیرات عرض جغرافیایی

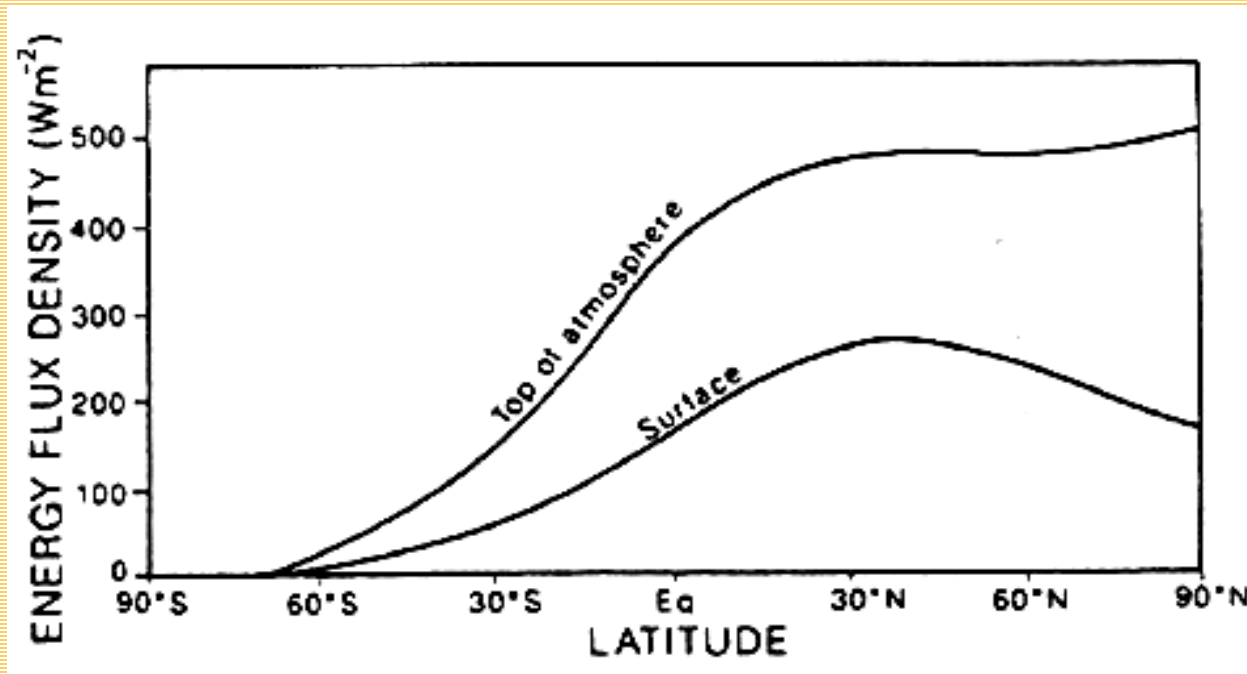
- بخش‌های مختلف کره زمین به میزان متفاوت تابش‌های خورشیدی دریافت می‌کنند در این زمینه یکی از فاکتورهای اساسی زمان سال می‌باشد. مثلاً در تابستان میزان انرژی دریافتی بیشتر است ، این امر به دلیل ارتفاع خورشیدی بالاتر و طول روز بلندتر می‌باشد و هر دو این فاکتورها می‌توانند به عرض جغرافیایی هم وابسته باشند زیرا که موقعیت جغرافیایی يك منطقه و نقطه است که تعیین کننده طول دوره روشنایی روز و نیز فاصله‌ای که اشعه های خورشیدی بایستی طی نمایند تا به سطح برسند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل سوم : تابش

- شکل زیر نشان می‌دهد که در اتمسفر فوقانی بر روی قطب شمال يك ماکزیمم محسوس و قابل توجهی در میزان تابشهای خورشیدی در انقلاب ژوئن دارید ولی فقط 30% آن توسط سطح جذب می‌شود. این مسئله به خاطر متوسط بالای ابر ناکی در طول تابستان در منطقه آرکتیک و نیز میزان انعکاس بالای برف و یخ در سطح می‌باشد.





تأثیرات خشکی ها و دریاها

- آب تمایل دارد تا گرمایی که به آن می رسد را ذخیره کند و از این لحاظ تفاوت آشکاری با خشکیها که به آسانی و سریعا گرما را به اتمسفر می دهند ، دارد. دلایل این امر این است که نسبت بزرگی از تابشهای خورشیدی ورودی به زمین بدون آنکه جذب شوند و سطح آنرا گرم نمایند به اتمسفر برگشت داده می شوند که این نسبت ، به نوع سطح بستگی دارد. اما سطح دریایی مقدار کمی از اشعه را منعکس می کند. تنها در حالتی که زاویه برخورد تابشها با سطح آب زیاد باشد امکان انعکاس امواج از سطح آب بالا می رود .



کاربردهای تابش خورشیدی در صنعت و کشاورزی

- تابش خورشیدی یکی از فاکتورهایی است که در بخشهای کشاورزی ، صنعت ، شهر سازی و... اهمیت خاصی دارد.
- در مورد کشاورزی به عنوان مثال ، روزنه ها در حضور نور باز می شوند و فعالیتهای حیاتی خود را ادامه می دهند همچنین برای محاسبه تبخیر و تعرق گیاهان یکی از فاکتورهای مورد نیاز در اکثر روابط ، تابش خورشیدی است.



اندازه گیری تابشهای خورشیدی

- درمورد تابشهای خورشیدی دو فاکتور اندازه گیری می شود:

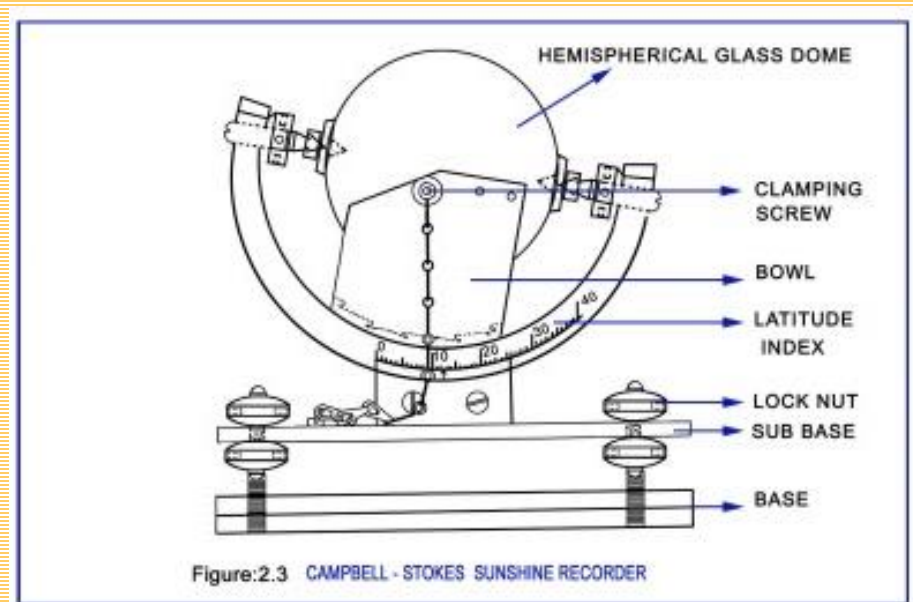
1- طول مدت تابش

2- شدت تابش



اندازه گیری طول مدت تابش

- برای این منظور از وسیله ای به نام آفتاب نگار استفاده میشود که شکل آن به صورت زیر است:





- به طور کلی آفتاب نگار از قسمتهای زیر ساخته شده است :
- عدسی کروی به قطر تقریبی 9 cm
- نیمکره فلزی ناقص به قطر حدود 14 سانتی متر که در داخل آن شیارهایی وجود دارد که کارتهای آفتاب نگار در آن قرار می گیرند.
- پایه ای به طول تقریبی 5/1 - 2/1 متر که مجموعه عدسی کروی و نیمکره فلزی روی آن سوار می شوند.
- يك تراز کروی روی دستگاه بمنظور اینکه کل مجموعه بصورت مناسب استقرار یابد.



- در روی نیمکره فلزی یکسری شیارهایی وجود دارد که کارتهای آفتاب نگار در داخل این شیارها قرار می گیرند. کارتهای آفتاب نگار از جنس بخصوصی ساخته می شوند که اولاً رطوبت را جذب نمی کنند در نتیجه خیس نمی شوند ، ثانياً چون رنگ آنها تیره (آبی تیره) است، اشعه خورشید را به راحتی جذب و در اثر آن يك رد سوختگی باقی می ماند. اثر سوختگی معمولاً به صورت خطی به پهنای حدود 1mm بر روی کارت ظاهر می شود. خود کارت بر حسب ساعت مدرج شده و کوچکترین تقسیم بندی روی آن 5/0 ساعت می باشد. باشمارش تعداد ساعتهایی که گراف سوخته است ، می توان تعداد ساعتهای آفتابی را در شبانه روز، به دست آورد.

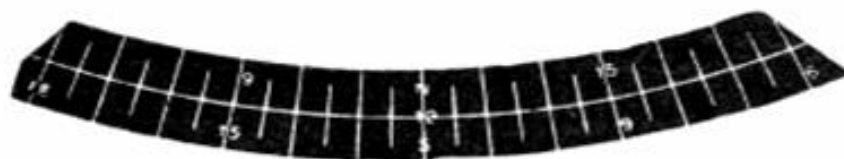


- گفتیم که سه سری شیار روی نیم کره فلزی آفتاب نگار وجود دارد، لذا سه سری کارت آفتاب نگار وجود دارد که در این شیارها قرار می گیرند. علت اینکه از سه سری شیار استفاده می شود این است که **زاویه تابش خورشید در فصول مختلف متفاوت است.**

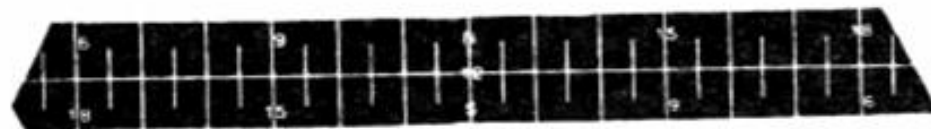


معمولا کارت خمیده بلند برای فصول تابستان ، کارت مستقیم برای فصول اعتدالین و کارت خمیده کوتاه برای فصول زمستان مورد استفاده قرار می گیرند

مخصوص فصل زمستان



مخصوص فصول اعتدال



مخصوص فصل تابستان





- طول مدت آفتابی بدست آمده (برحسب ساعت) از کارت ، **به دقت آن و شفاف بودن کره شیشه ای** بستگی دارد .
معمولا مقدار تابشی به میزان $2/0$ تا $4/0$ کالری بر سانتی متر مربع در دقیقه ، کاغذ را می سوزاند و با تابش کمتر از این مقدار ، هیچگونه ای اثری از سوختگی بر روی کاغذ برجای نمی ماند .



شرایط محل نصب آفتاب نگار

- محل نصب آفتاب نگار نباید در اثر وجود موانعی نظیر ساختمانها و درختان در هیچ زمانی از طول روز در سایه قرار گیرد. معمولاً دستگاه در ارتفاع $2/1$ متری روی يك پایه نصب می شود. به هنگام نصب دستگاه دقت زیادی باید به عمل آید تا موانعی مثل تپه ها و کوه در افق شرق و غرب موجود نباشد، گر چه گاهی این امر اجتناب ناپذیر است .



- در نصب آفتاب نگار پیروی از مراحل زیر ضروری است:
- صفحه اصلی باید به پایه بتونی به قطر تقریباً 30 cm متصل گردد. محور اصلی دستگاه در جهت شمال و جنوب و پایه اصلی تا حد امکان افقی باشد.
- صفحه بین صفحه اصلی و کاسه دستگاه (نیمکره فلزی) ، باید بوسیله پیچ های تنظیم تراز گردد. برای این منظور از يك ترازو کروی شیشه ای که روی این صفحه موجود است استفاده میشود.



اندازه گیری شدت تابش

- یکی از وسایلی که برای اندازه گیری شدت تابش استفاده میشود **شدت سنج یا اکتینوگراف** می باشد. این دستگاه تشکیل شده است از تیغه های فلزی که پشت يك نیمکره شیشه ای نصب شده اند. هریک از تیغه ها از پیرس نمودن دو فلز غیر همجنس تشکیل شده است که یکی از آنها آلیاژی از مس و روی و دیگری آلیاژی از آهن و نیکل است. معمولاً دوتای این تیغه ها سفید و یکی هم سیاه رنگ میباشد.



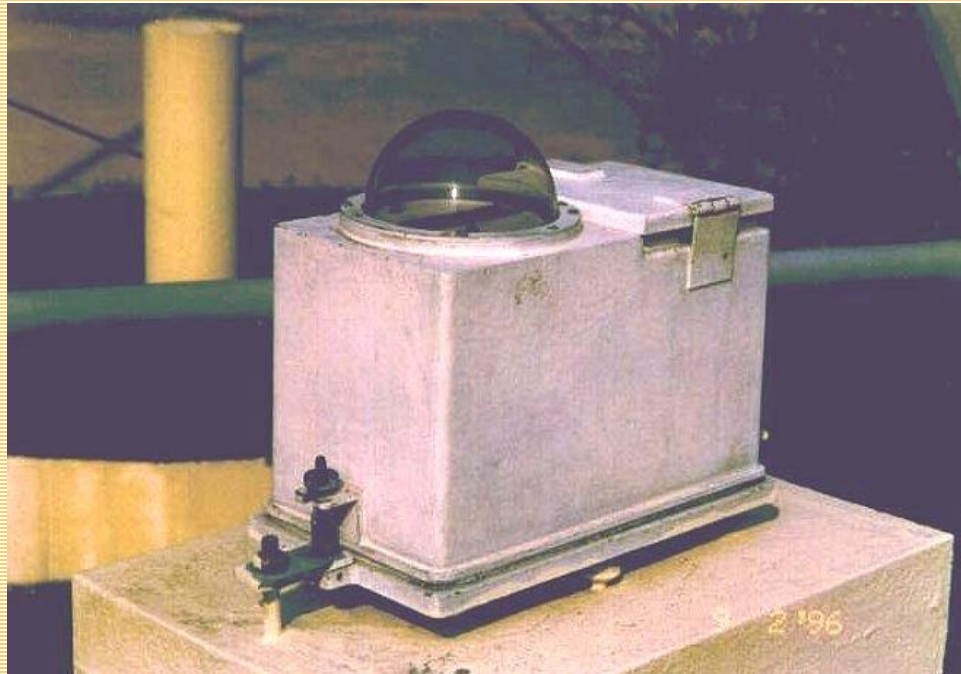
- شکل زیر نمای کلی این تیغه ها را نشان می دهد .



- تغییر تابش باعث تغییر دمای محیط شده و در نتیجه تغییراتی در شکل و اندازه تیغه ها پدیده می آید که این تغییرات توسط یکسری اهرمهایی بزرگ شده و به قلم ثبات منتقل می شود . قلم ثبات هم این تغییرات را بر روی گراف اکتینوگراف ثبت می کند.
- به گراف اکتینوگراف ، **اکتینو گرام** می گویند.



- يك نمونه اکتینوگراف که در ایستگاهها مورد استفاده قرار می گیرد. را نشان میدهد. گراف این وسیله به صورت هفتگی تعویض می شود.





- در ایستگاهها (ایستگاههای سینوتیک) معمولاً از سه نوع اکتینوگراف استفاده می‌شود:
- تابش مستقیم توسط **اکتینوگراف معمولی** اندازه گیری می‌شود.
- تابش پراکنده توسط وسیله ای به نام **نوار سایه افکن** (shading ring) اندازه‌گیری می‌شود که ساختمان آن مشابه اکتینوگراف است اما اطراف آن یک حلقه طوری قرار گرفته است که مانع از تابش مستقیم خورشید به بخش حساس دستگاه می‌شود.
- **زمینتاب** که برای اندازه گیری آن عنصر حساس دستگاه طوری نصب می‌شود که رو به زمین باشد تا سطح بازتاب کننده ، توسط آن دیده شود.



شدت سنج آراگو (Arago)

- تشکیل شده است از دو دماسنج که مخزن یکی از آنها دوده اندود بوده و مخزن دیگری سفید است . در اثر تغییرات شدت تابش ، چون این دودماسنج ، دماهای مختلفی را نشان می دهند ، با داشتن دمای دو دماسنج و استفاده از جداول تشعشع سنجی ، می توان شدت تابش را در لحظه مورد نظر محاسبه کرد. معمولاً این جداول را از روی فرمول استفان بولتزمن تهیه می نمایند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم

دمای هوا و خاک



مقدمه

- یکی از عوامل بسیار مهمی که در زندگی انسانها، حیوانات و گیاهات تأثیرات حیاتی دارد، دمای هوا و خاک است که اگر از يك مقدار آستانه تجاوز کند، حیات برای موجودات زنده غیر ممکن خواهد شد.
- به عنوان مثال، در مورد گیاهان سه نقطه دمایی مهم وجود دارد:
- دمای آستانه حداقل، دمای ایتیم و دمای آستانه حداکثر.



راه‌های انتقال انرژی در اتمسفر زمین به شکل زیر هستند:

1. انرژی تابشی که در حین عبور از اتمسفر زمین، مقداری از آن توسط گازهای موجود در آن جذب شده و باعث گرم شدن آن می‌شود.

2. گرم شدن از طریق همرفت یا کنوکسیون ، چه طبیعی و چه اجباری : بایستی توجه داشت که منظور از کنوکسیون اجباری، کنوکسیون در اثر اختلاط و حرکت باد می‌باشد.

3. گرمای نهان. این فاکتور بیشتر در مجاورت مخازن آبی، اقیانوس‌ها، دریاها و دریاچه‌ها اتفاق می‌افتد



عوامل مؤثر بر دما

1. میزان تابش رسیده به سطح
2. تأثیر جنس و رنگ سطح دریافت کننده انرژی
3. تأثیرات ناشی از ارتفاع
4. تأثیر ناهمواری‌ها و جهت شیب
5. باد
6. ابرناکی
7. جریانات آبهای گرم



1- میزان تابش رسیده به سطح

- اگر تأثیر سایر عوامل را ثابت در نظر بگیریم، هر چه میزان تابش رسیده به يك سطح بیشتر بوده و بیشتر در معرض تابش آفتاب قرار گیرد، بالطبع دمای آن هم بالاتر خواهد رفت. در نتیجه همین عامل است که دمای هوا در عرضهای پائین بالاتر بوده و نوسانات آن کمتر است زیرا که در این نواحی خورشید عموماً به صورت عمودی می‌تابد در نتیجه میزان انرژی دریافتی در این نواحی زیاد می‌باشد.



2- تأثیر جنس و رنگ سطح دریافت کننده انرژی

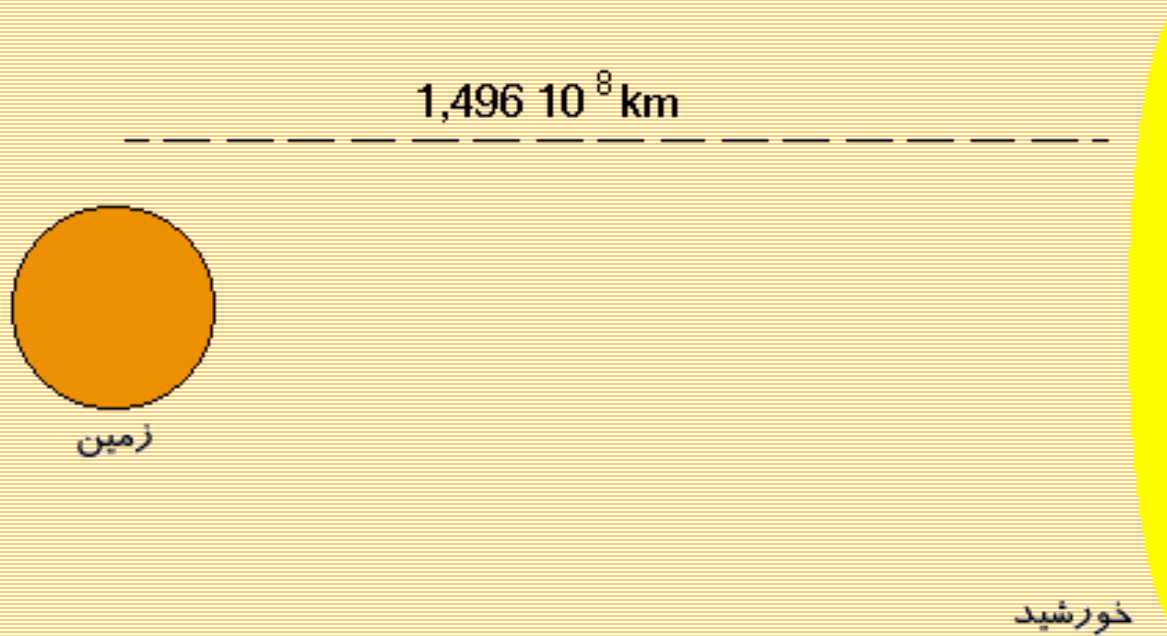
- تأثیر این فاکتورها بیشتر به صورت تأثیر در میزان اتلافات انرژی دریافتی می باشد. از مقدار انرژی که به سطح زمین می رسد مقداری از آن منعکس می شود که میزان این انعکاس به جنس سطح دریافت کننده انرژی و رنگ آن بستگی دارد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم: دمای هوا و خاک

- نسبت میزان انرژی بازتابش شده به انرژی ورودی به یک سطح یا جسم را آلبیدو می‌گویند که میزان آن برای سطوح مختلف، متفاوت است.

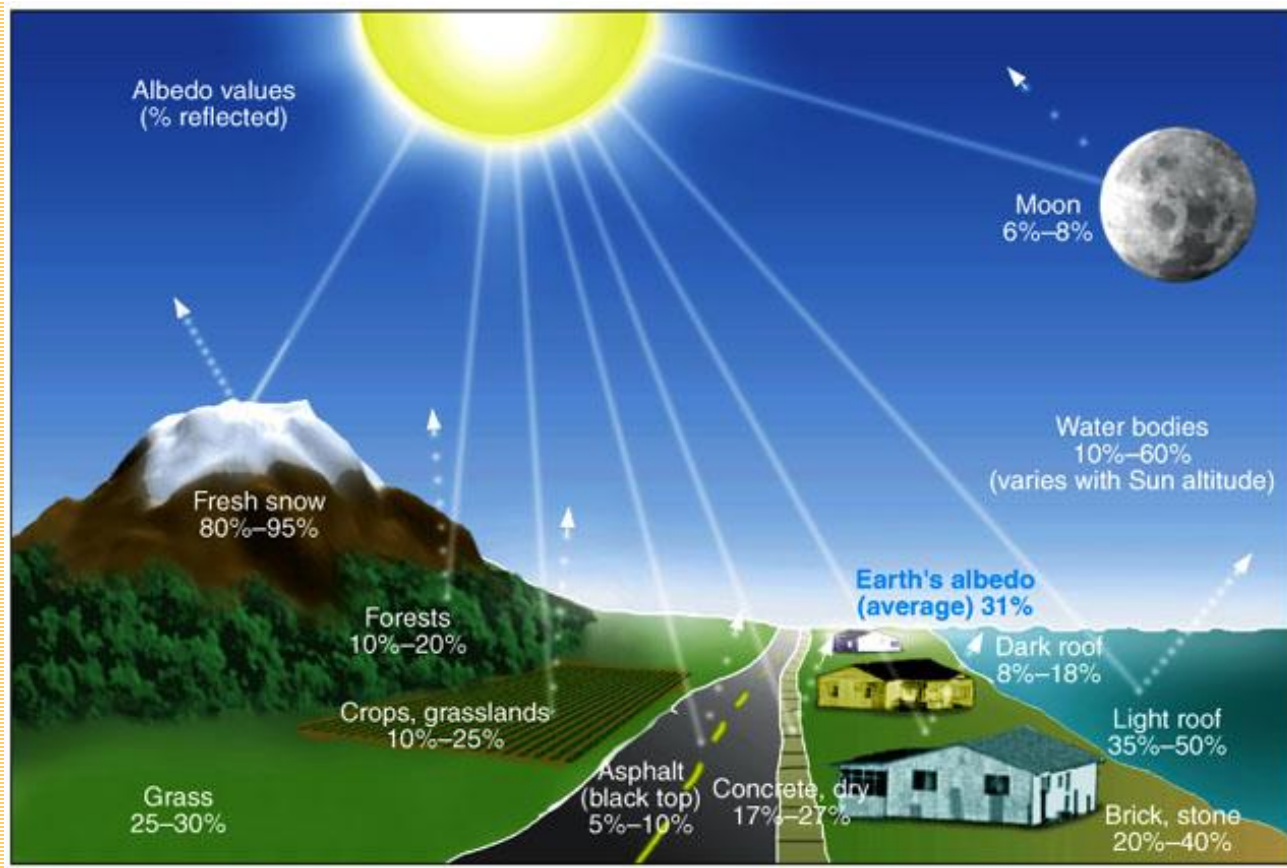




هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم: دمای هوا و خاک

در شکل زیر آلبیدوی تعدادی از سطوح آمده است.



برگشت به فهرست درس



3- تأثیرات ناشی از ارتفاع

- همانطور که در بخشهای قبلی هم بیان شد، عمده انرژی تابشی توسط سطح زمین دریافت و جذب می‌شود. در نتیجه طبیعی است که دمای لایه‌های نزدیکتر به سطح بالاتر از دمای لایه‌های بالایی باشند و هر چه از سطح دورتر شویم، دمای هوا کاسته می‌شود.
- میزان کاهش دما با ارتفاع را **افتاهنگ یا لاپسریت** می‌گویند که میزان آن به طور متوسط $5/0-6/0$ درجه سانتی‌گراد به ازای هر 100 متر می‌باشد.
- در برخی مواقع، میزان دما با افزایش ارتفاع، افزایش می‌یابد که این حالت را **وارونگی دمایی** می‌گویند.



4- تأثیر ناهمواری ها و جهت شیب

- شیب‌هایی که رو به جنوب هستند دارای دمای نسبتاً بالاتری نسبت به شیب‌های شمالی می‌باشند.
- در شیب‌های جنوبی چون خورشید عمودتر می‌تابد، عمده انرژی آن توسط سطح جذب شده و مقدار کمتری از آن منعکس می‌شود در حالیکه در شیب‌های شمالی این زاویه از حالت عمودی دورتر بوده و در قسمت بیشتری از انرژی رسیده به آن از طریق انعکاس به هدر می‌رود.



5- باد

- باد عامل مهمی در انتقال عمودی و افقی گرما از يك محل به محل دیگر به شمار می‌رود. در صورتی که هوا ساکن باشد، در طول روز دمای لایه نزدیک به سطح مرتباً افزایش می‌یابد ولی در صورت وجود باد، این لایه با لایه‌های بالاتر مخلوط می‌شود، همچنین در اثر حرکت به نواحی دیگر، با هوای آن مناطق آمیخته شده و طبیعتاً شاهد دمای متعادل‌تری در لایه‌هایی که باد در آن‌ها می‌وزد، خواهیم بود.



6- ابرناکی

- ابرناکی هم از طریق تأثیری که روی میزان انرژی ورودی و خروجی دارد، بر روی رژیم دمایی تأثیر می‌گذارد. در طول روزهای ابری، مقدار زیادی از انرژی ورودی توسط ابرها دریافت می‌شود (در صورتی که ضخامت ابرها به اندازه کافی باشد) و در نتیجه دما در طول روز زیاد بالا نمی‌رود



7- جریانات آبهای گرم

- این جریانات از طریق حمل آبهای گرم از يك منطقه به منطقه دیگر، سبب انتقال انرژی گرمایی می‌شوند. نمونه‌های بارز این نوع جریانات، جریان آب گرم گلف آستریم است که آبهای مناطق حاره را که گرمای بیشتری دریافت کرده و دارای دمای بالاتری هستند را به مناطق شمالی می‌برند و از این طریق باعث افزایش دمای در نواحی شمالی که این جریانات به آنها حمل شده‌اند، می‌شود.



مقیاسهای اندازه گیری دما

- معمولاً در اندازه گیری های دما سه نوع درجه بندی مصطلح است که عبارتند از:

1. درجه بندی سلسیوس یا درجه سانتی گراد

2. درجه بندی فارنهایت

3. درجه بندی کلوین



درجه بندی سلسیوس یا درجه سانتی گراد:

- در این مقیاس معمولاً برای مدرج ساختن دماسنج ها از **نقطه ذوب و جوش آب خالص در فشار استاندارد (1013mb)** استفاده می شود به این ترتیب که نقطه ذوب یخ را روی دماسنج علامت زده و صفر می نماییم و دمایی که در آن، آب شروع به جوشیدن می کند را علامت گذاری نموده و صد می نامیم و بین اینها را به صد قسمت مساوی تقسیم می کنیم.



درجه بندی فارنهایت:

- در این مقیاس هم از نقطه ذوب یخ و جوش آب استفاده می شود، با این تفاوت که نقطه ذوب یخ در فشار استاندارد 1013 میلی باری را علامت گذاری کرده و با عدد 32 مشخص می کنیم و دمای مربوط به نقطه جوش آب در فشار استاندارد را هم علامت گذاری نموده و به آن عدد 212 را نسبت می دهند و نهایتاً بین اینها را به 180 قسمت مساوی تقسیم بندی می نمایند.



درجه بندی کلوین (°K):

- این نوع مقیاس دمایی، يك مقیاس علمی است و در آن صفر دماسنج نقطه‌ای است که در آن دما، انرژی داخلی جسم، صفر باشد. معمولاً این دما را حدود $15/273$ - درجه سانتیگراد می‌گیرند.
- یکی از مهمترین محاسنی که دمای کلوین داشته و در کارهای علمی از آن استفاده می‌شود، این است که در آن دماهای منفی وجود ندارد و همواره دما بالاتر از صفر مطلق قرار می‌گیرد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

- علاوه بر این رابطه یکسری گرافها و نمودارهایی هم برای تبدیل اینها به هم وجود دارد که نمونه‌ای از آن در این شکل آمده است:

	Kelvin	Celcius	Fahrenheit
Our Sun	6000	5727	10445
Carbon Boils	5100	4827	8808
Carbon Melts	3825	3552	6490
Iron Boils	3023	2750	5032
A Cool Red Star	3000	2727	4990
Iron Melts	1808	1535	2823
Water Boils	373	100	212
Water Freezes	273	0	32
Oxygen Boils	90	-183	
Oxygen Melts	55	-218	
Absolute Zero	0	-273	-459
	Kelvin	Celcius	Fahrenheit



طبقه‌بندی دماسنج‌ها

- دماسنج‌ها را بر اساس مکانیزم‌هایی که برای اندازه‌گیری دما در آنها به کار می‌رود به گروه‌های زیر تقسیم‌بندی می‌کنند:

1. دماسنج‌های مایع در شیشه
2. دماسنج‌های مایعی با محفظه فلزی
3. دماسنج‌های تغییر شکل دهنده
4. ترموکوپل‌ها
5. دماسنج‌های الکتریکی
6. ترمسیتورها
7. دماسنج‌های با خاصیت تغییر فشار بخار در آنها



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

معمولاً در ایستگاه‌های هواشناسی از دو نوع دماسنج مایعی استفاده می‌شود.

الف) دماسنج‌های جیوه‌ای که می‌توانند محدوده دمایی -38 تا $+350$ درجه سانتیگراد را نشان دهند،

ب) دماسنج‌های الکلی که محدوده دمایی آنها از -115 تا $+70$ درجه سانتیگراد است.



عوامل اشتباه در اندازه‌گیری دما

مهمترین عوامل اشتباه در اندازه‌گیری دما با دماسنج‌های مایعی عبارتند از:

- تغییر ضریب انبساط حجمی جیوه،
- انبساط لوله شیشه‌ای دما سنج،
- تغییر صفر دستگاه،
- اختلاف دمای مخزن و لوله دماسنج،
- خطای پارالاکس
- خطای ناشی از اینرسی



- مهمترین انواع دماسنج‌های مایع در شیشه که هواشناسی و ایستگاه‌ها کاربرد دارند به صورت زیر هستند:

1. دماسنج خشک
2. دماسنج تر
3. دماسنج حداکثر
4. دماسنج حداقل
5. مجموعه دماسنج‌های خاک



دماسنج خشك

- ساده‌ترین نوع دماسنج در مجموعه دماسنج‌های هواشناسی، دماسنج خشك است که از آن برای اندازه‌گیری دمای لحظه‌ای استفاده می‌شود. این دماسنج در داخل پناهگاه هواشناسی به صورت عمودی روی پایه‌ای نگه داشته می‌شود. مایع درون این نوع دماسنج، جیوه است و دقت اندازه‌گیری دما در آن ممکن است بین $1/0$ تا $2/0$ درجه سانتیگراد باشد



دماسنج تر

- ساختمان این دماسنج کاملاً مشابه دماسنج خشک است و مایع درون آن جیوه می‌باشد. این دماسنج هم به صورت عمودی در پناهگاه قرار می‌گیرد. تنها تفاوتی که این دماسنج با دماسنج خشک دارد این است که اطراف مخزن آن پارچه‌ای از جنس موسلین پیچیده شده است و طرف دیگر این پارچه در داخل یک مخزن کوچک آب قرار می‌گیرد. حتی‌الامکان بایستی سعی نمود که منبع کوچک آب را با آب مقطر پر نمود.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک



- این شکل نمونه‌ای از دماسنج‌های تر و خشک را نشان می‌دهد.



دماسنج ماکزیمم

- این دماسنج نوعی دماسنج جیوه‌ای به حساب می‌آید که از آن برای اندازه‌گیری و تعیین حداکثر دمایی که در یک دوره زمانی رخ می‌دهد، استفاده می‌شود.
- ساختمان دماسنج حداکثر مشابه دماسنج خشک است منتهی قسمت انتهایی لوله موئین که نزدیک مخزن است بسیار باریک می‌باشد. در اثر افزایش دما، جیوه داخل مخزن انبساط یافته و باعث می‌شود که جیوه در داخل لوله دماسنج بالا برود اما وقتی دما کاهش می‌یابد جیوه داخل لوله نمی‌تواند به مخزن برگردد



دماسنج حداقل یا مینیمم

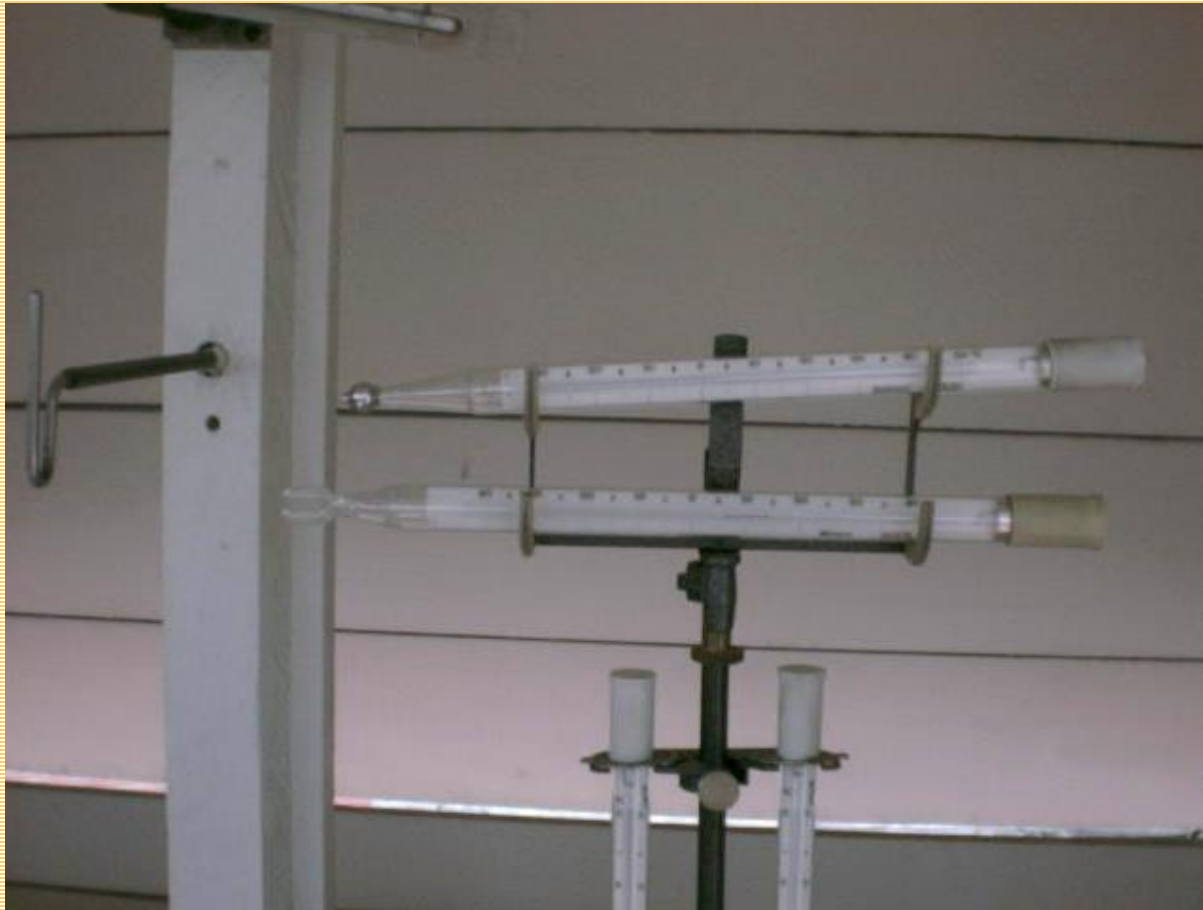
- این دماسنج برای اندازه‌گیری حداقل دمای که در يك دوره زمانی مشخص (معمولاً 24 ساعته) اتفاق افتاده است به کار می‌رود. مایع درون این دماسنج، الكل اتیلیك است.
- وقتی دما زیاد می‌شود، الكل به راحتی و بدون اینکه حرکتی به شاخص بدهد از کناره‌های آن رد شده و به سمت دماهای بالا صعود می‌کند اما موقعیکه دما کاهش یافته و الكل به شاخص می‌رسد، در اثر نیروی کشش سطح، شاخص را هم به سمت پائین حرکت می‌دهد. این وضعیت تا زمانی که دما در حال نزول است ، ادامه می‌یابد. به این ترتیب شاخص دمای حداقل را به ما نشان خواهد داد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

- این شکل نمونه‌ای از دماسنج‌های ماکزیمم مینیمم را نشان می‌دهد.





دمانگار

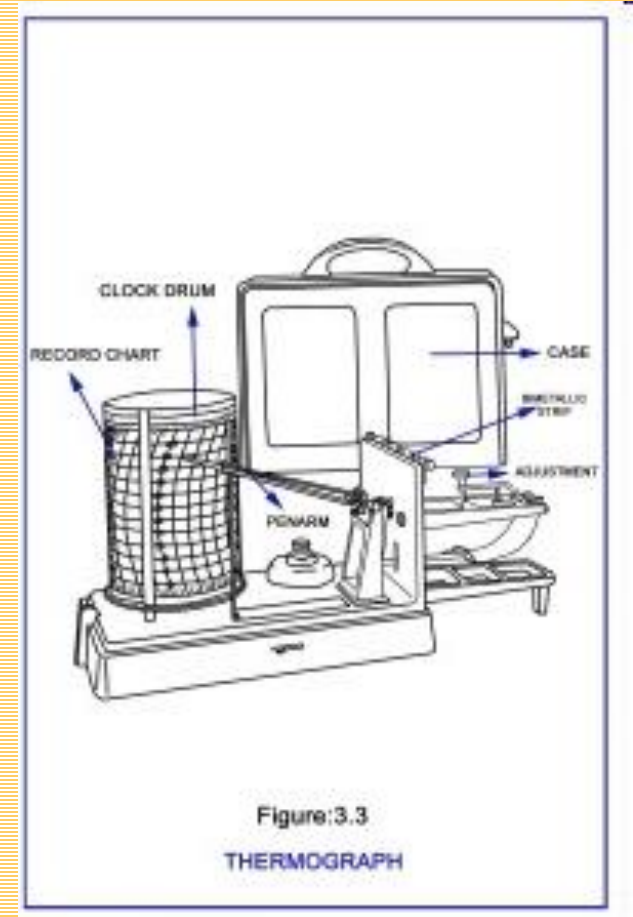
- وسیله‌ای که برای ثبت تغییرات دما به کار می‌رود را دمانگار می‌گویند. در این وسیله تغییرات لحظه به لحظه دمای هوای روی يك گراف ثبت می‌شود. گراف دمانگار طوری مدرج می‌شود که محور افقی آن زمان را نشان می‌دهد و روی محور عمودی آن ، دما قرار دارد. واحد زمان معمولاً بر حسب روز و ساعت مشخص شده است. گرافهای دمانگار را بسته به نوع دمانگار به صورت روزانه یا هفتگی تعویض می‌نمایند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

این شکل يك نمونه دمانگار دو فلزی را نشان می‌دهد.





اندازه‌گیری دمای هوا در سطوح فوقانی

- این نوع اندازه‌گیری‌ها در ایستگاه‌های جو بالا انجام می‌گیرد. عمده‌ترین وسیله‌ای که برای اندازه‌گیری دمای هوا در سطوح فوقانی استفاده می‌شود **رادیو سوند** است.



- رادیوسوند از چهار بخش تشکیل شده است:
 1. بالن حاوی هیدروژن
 2. منعکس کننده امواج راداری
 3. جزء اندازه‌گیری کننده
 4. مخابره کننده



ساختار حرارتی اتمسفر در مجاورت سطح زمین

- خورشید با طول موجهای مختلفی که از خود ساطع می‌کند باعث گرم شدن زمین و اتمسفر آن می‌شود. اما از آنجایی که اکثر تابشهای خورشیدی دارای طول موجهای کوتاه (کمتر از 4 میکرون) هستند که اتمسفر زمین نسبت به آنها عموماً شفاف بوده و جذب نمی‌کند لذا عمده انرژی توسط سطح زمین دریافت می‌شود. همین عامل سبب می‌شود که دمای زمین با لایه‌های فوقانی آن تفاوت داشته باشد.
- ساختار دمایی اتمسفر در مجاورت زمین (عمدتاً لایه‌های پائین‌تر از ارتفاع 2 متری از سطح) در طول روز و شب مورد بررسی قرار گیرند.



1- ساختار دمایی روزانه در مجاورت زمین

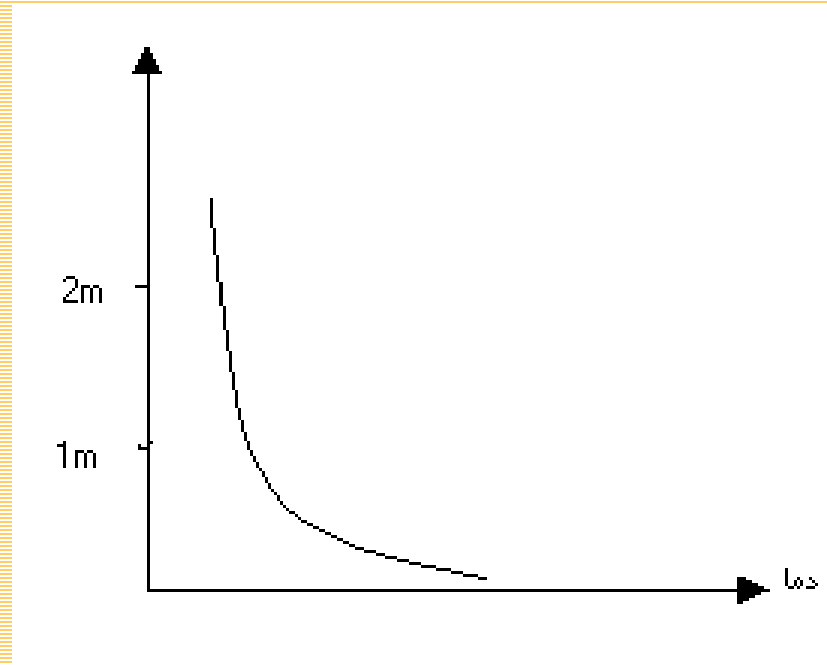
- در طول روز به علت دریافت تابشهای خورشیدی توسط سطح، دمای سطح زمین بالا می‌رود و لایه‌های هوایی که در مجاورت زمین قرار گرفته‌اند به تدریج گرم می‌شوند. این انتقال انرژی از سطح زمین به اتمسفر مجاور آن از طریق مجاورت و یا کنوکسیون صورت می‌گیرد که در این بین عمل اختلاطی باد هم می‌تواند بسیار مؤثر و کارساز باشد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم: دمای هوا و خاک

این مکانیزم باعث می شود که هر چه از سطح زمین به لایه های بالاتر حرکت می کنیم، دمای هوا کاسته شود. شکل زیر تغییرات دمای هوا با ارتفاع را در اتمسفر مجاور زمین نشان می دهد.





2- ساختار دمایی شبانه در مجاورت زمین

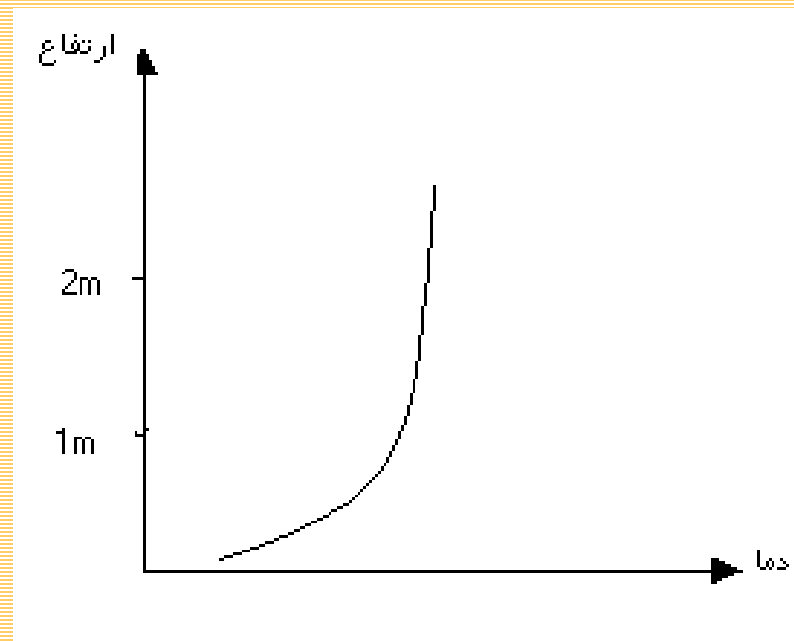
- هر جسمی که دارای دمای بالاتر از صفر مطلق باشد از خود انرژی گسیل می‌کند. سطح کره زمین نیز از این قاعده مستثنی نمی‌باشد و در طول شب ، انرژی توسط این عمل از زمین خارج می‌شود. منتها این انرژی ساطع شده در طول موجهای بلند انجام می‌گیرد. این عمل باعث می‌شود تا سطح زمین سرد شود. با گذشت زمان اتمسفر مجاوز زمین در اثر هدایت و کنوکسیون سرد می‌گردد .



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

- همین عامل باعث می‌شود تا نیمرخ دمایی در طول شب به صورتی باشد که سطح زمین سردترین بخش بوده و با افزایش ارتفاع بر میزان دما افزوده شود. شکل زیر نیمرخ دمایی اتمسفر را در طول شب و در مجاورت زمین نشان می‌دهد.





رژیم‌های دمایی

- تغییرات دما بر حسب زمان را **رژیم دمایی** گویند که یکی از فاکتورهای بسیار کاربردی در علم هواشناسی است. رژیم دمایی هوا، مشتمل بر رژیم های شبانه‌روزی یا سالانه و... می باشد.
- به عنوان مثال رژیم شبانه‌روزی دمای هوا به صورت زیر تعریف می‌شود :
- **رژیم دمایی شبانه‌روزی هوا** عبارت از تغییرات دمای هوا بر حسب زمان در طول يك شبانه‌روز (24 ساعت)، می‌باشد.



تغییرات شبانه‌روزی دمای هوا:

- اگر يك منحنی رژيم شبانه‌روزی را مورد بررسی قرار دهیم ملاحظه خواهیم کرد که دمای هوا در يك زمانی حداقل بوده و سپس رو به افزایش می‌گذارد تا اینکه به حداکثر خود رسیده و پس از آن رو به کاهش می‌گراید تا اینکه به حداقل شبانه‌روز بعدی برسد.



- حداکثر شبانه روزی را با T_{max} نشان می دهند که توسط دماسنج حداکثر اندازه گیری می شود. و حداقل دمای شبانه روزی را با T_{min} نشان می دهند که توسط دماسنج حداقل اندازه گیری می شود.
- اختلافات دمای حداکثر شبانه روزی با حداقل شبانه روزی را **دامنه تغییرات شبانه روزی دما** می نامند که از رابطه زیر به دست می آید:

$$a = T_{max} - T_{min}$$

- در این رابطه a دامنه تغییرات شبانه روزی دما است.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

دامنه تغییرات شبانه روزی دما تحت تأثیر فاکتورهاها زیر است:

- 1- عرض جغرافیایی
- 2- فصل سال
- 3- بری یا بحری بودن منطقه
- 4- ارتفاع
- 5- تأثیر پوشش سطحی
- 6- رطوبت هوا
- 7- باد
- 8- پوشش ابر



تغییرات سالانه دمای هوا

- تغییرات دمای هوا در طول سال را رژیم سالانه دمای هوا می‌نامند. برای ترسیم رژیم سالانه دمای هوا بایستی که مقادیر میانگین دمای ماههای مختلف را داشته باشیم و با توجه به آن رژیم سالانه دمای هوا به دست می‌آید.



يك رژيم دمايی کامل سالانه از 5 منحنی تشکیل یافته است که عبارتند از:

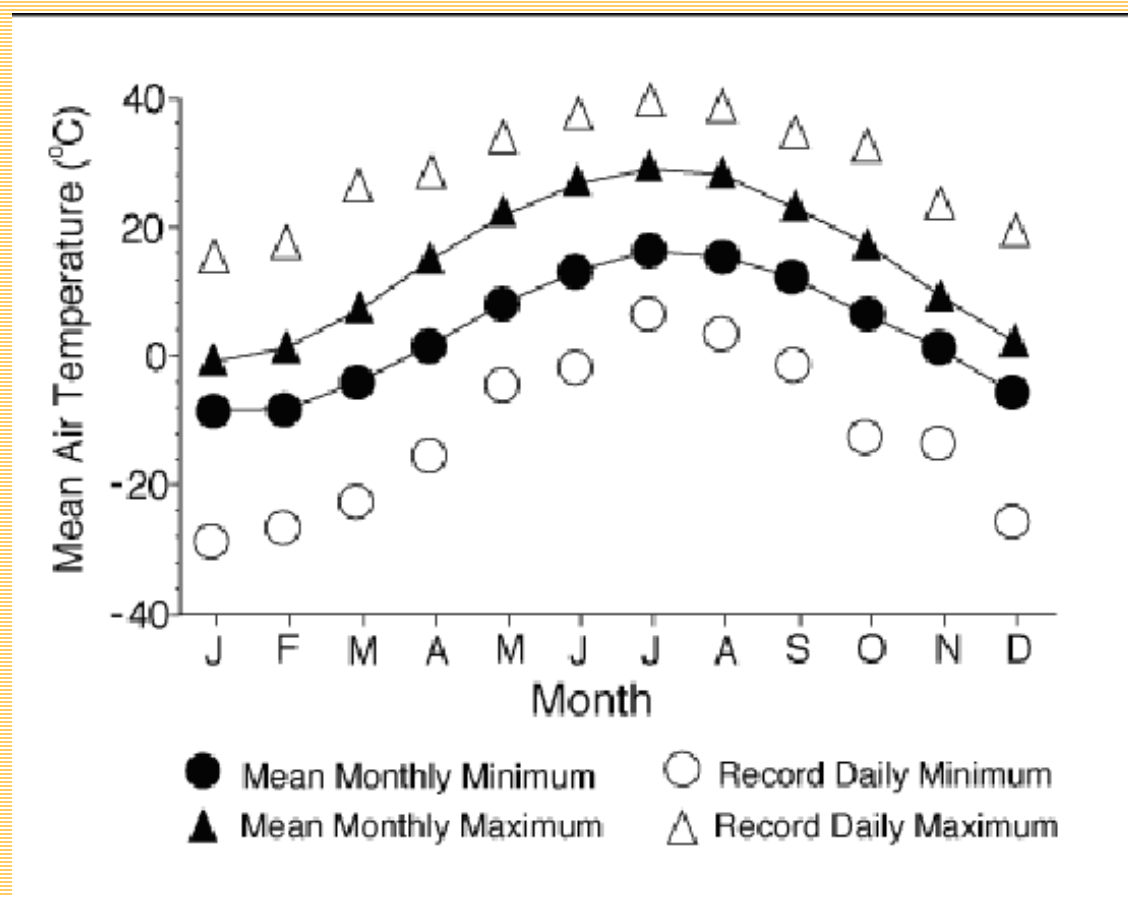
1. میانگین حداکثرها در ماههای مختلف
2. میانگین حداقلها در ماههای مختلف
3. میانگینهای ماهانه دما
4. حداکثر مطلق برای ماههای مختلف
5. حداقل مطلق برای ماههای مختلف



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

شكل زیر يك نمونه رژيم دمایی سالانه را نشان می‌دهد.





هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

اختلاف بین حداکثر و حداقل دمای سالانه را دامنه سالانه دمای هوا می‌نامند که از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$a = T_{\max} \text{ سالانه} - T_{\min} \text{ سالانه}$$

A : دامنه سالانه دمای هوا

$T_{\max}$: میانگین دمای گرمترین ماه سال

$T_{\min}$: میانگین دمای سردترین ماه سال



مقدار A تحت تأثیر عواملی به شرح زیر است:

- با افزایش عرض جغرافیایی میزان A افزایش پیدا می‌کند.
- با افزایش ارتفاع میزان A کاهش پیدا می‌کند که میزان این کاهش در اتمسفر آزاد بیشتر از مناطق کوهستانی است.
- میزان A در مناطق بحری کمتر از مناطق بری است.
- مقدار A در اعماق دره‌ها بیشتر از دشت و در دشتهای بیشتر از کوهستانها است.
- مقدار A در اقلیمهای مرطوب کمتر از اقلیمهای خشک است.



توزیع افقی دما

- برای نشان دادن توزیع افقی دما در يك منطقه، ابتدا خط ایزوترم یا همدمما (خطوطی که نواحی با دمای یکسان را به هم وصل می‌کنند) ترسیم می‌گردند. قاعدتاً اگر جنس سطح زمین یکی بود، می‌بایستی که این خطوط به صورت مستقیم و موازی و از جهت شرق به غرب به موازات مدارات زمین قرار می‌گرفته اما به دلیل اختلافی که در پوشش سطحی و سایر عوامل مؤثر در توزیع افقی دما وجود دارد باعث می‌شود که این خطوط موازی نبوده و دارای ناهماهنگی‌های بسیار زیادی باشند. این ایزوترمها از فصلی به فصل دیگر و از نیمکره‌ای به نیمکره دیگر تغییر می‌یابند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

به طور کلی از بررسی نقشه‌های ایزوترمال نتایجی به دست می‌آید که به صورت زیر است:

- توزیع افقی دما به پراکندگی دریاها و خشکیها وابستگی شدیدی دارد.
- اختلاف دمای بین قطبهای زمین و استوا در نیمکره جنوبی بیشتر است.
- قطب جنوب با داشتن دمای زمستانی حدود -60 درجه سانتیگراد و دمای -25 درجه سانتیگراد در تابستان، نسبت به قطب شمال سردتر است.
- استوای حرارتی زمین بر استوای جغرافیایی منطبق نبوده و با حرکت ظاهری خورشید در منطقه حاره جابجا می‌شود.
- جریان‌ات دریایی (جریان‌ات آبهای گرم و سرد) نقش بسیار مهمی در توزیع دما در زمین دارند.



توزیع قائم دما

- هر چه از يك كوهستان بالاتر می‌رویم هوا خنك‌تر می‌شود. این کاهش دما به دلایل زیر است:
- بدیهی است که هر چه از سطح زمین بالاتر برویم، چون زمان بیشتری طول می‌کشد تا دمای سطح به آن لایه ها برسد لذا، دمای هوا کاهش خواهد یافت.
- هر چه از سطح زمین به لایه‌های بالاتر برویم میزان بخار آب موجود در اتمسفر کاهش می‌یابد و با کاهش آن میزان دما کاهش خواهد یافت.
- فشار هوا با افزایش ارتفاع از سطح زمین کاهش پیدا می‌کند. در نتیجه انتقال حرارت کندتر صورت خواهد گرفت.



- هر چه از سطح زمین به لایه‌های بالاتر برویم میزان بخار آب موجود در اتمسفر کاهش می‌یابد و با کاهش آن میزان دما کاهش خواهد یافت.
- فشار هوا با افزایش ارتفاع از سطح زمین کاهش پیدا می‌کند. در نتیجه انتقال حرارت کندتر صورت خواهد گرفت.



- میزان کاهش دما با ارتفاع ثابت نبوده و بسته به شرایط مختلف، متغیر است. مقدار کاهش دما به ازای یک واحد افزایش ارتفاع را **گرادیان قائم دما** (Lapse rate) می‌نامند و معمولاً آن را با β نشان می‌دهند:
- معمولاً β را بر حسب واحد درجه سانتیگراد در هر کیلومتر نشان می‌دهند.

$$\beta = \frac{\Delta T}{\Delta Z}$$



وارونگی دما

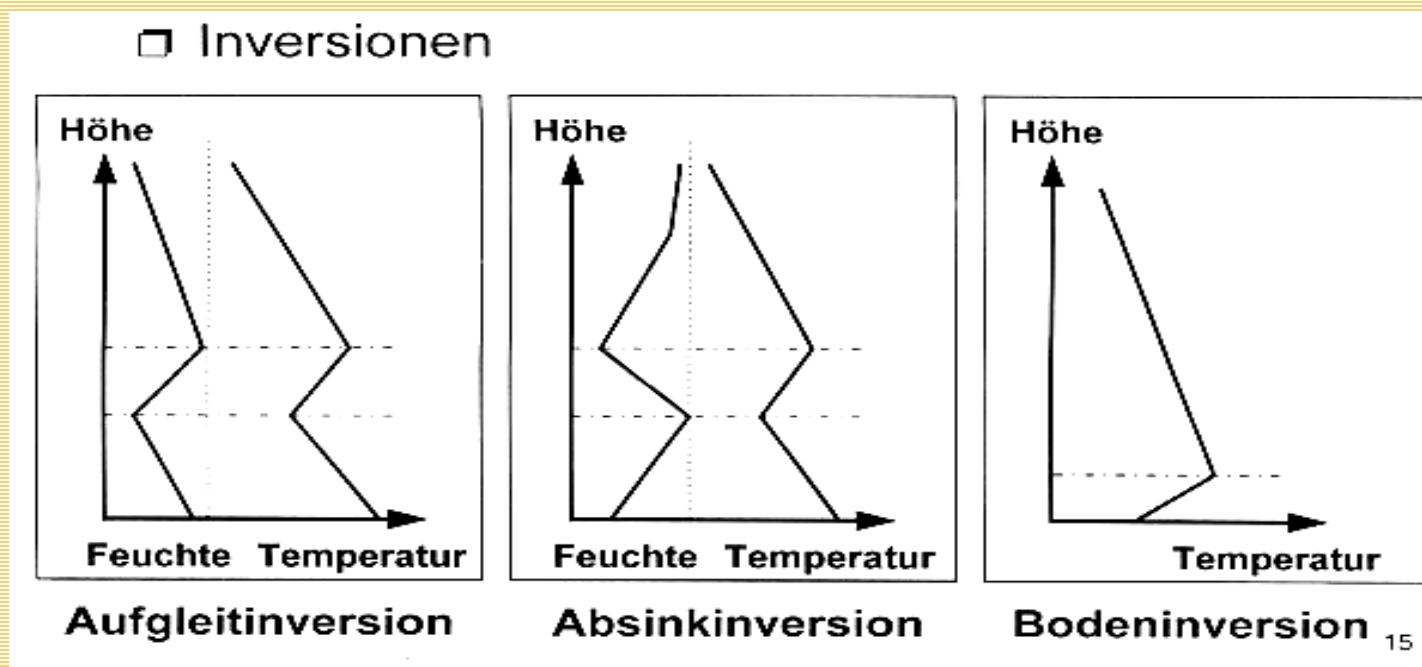
- در بخشهای قبلی ملاحظه گردید که در تروپسفر، با افزایش ارتفاع، قاعدتاً بایستی که دما کاهش پیدا نماید. اما بعضی مواقع حالاتی پیش می‌آید که این روند بر هم خورده و با افزایش ارتفاع در برخی لایه‌های اتمسفری (تروپسفر)، دما افزایش خواهد یافت. چنین حالتی را که در آن با افزایش ارتفاع، میزان دما افزایش پیدا می‌کند را **پدیده وارونگی** می‌نامند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم: دمای هوا و خاک

در شکل زیر نمونه‌هایی از حالات وارونگی دمایی نشان داده شده است.



(ج)

(ب)

(الف)

• حالت (الف) را وارونگی دمایی سطحی می‌نامند چرا که در نزدیکی سطح رخ می‌دهد. حالت (ب) را وارونگی دمایی در لایه‌های بالاتر گویند.



در طبیعت عوامل مختلف و متعددی باعث ایجاد لایه وارونگی می‌شوند که این عوامل و نوع وارونگی حاصل از آنها به شرح زیر است:

- وارونگی تشعشعی که در اثر تشعشع زمینی در طول شب شکل می‌گیرد.
- وارونگی دمایی که در اثر وجود گرد و غبار و یا ابرها شکل می‌گیرد.
- وارونگی که در اثر نزول توده‌ای از هوا شکل می‌گیرد.
- وارونگی توربولانسی که در اثر توربولانس مکانیکی، شکل می‌گیرد.
- وارونگی جبهه‌ای که در اثر جابجایی توده هوای سرد و گرم شکل می‌گیرد.
- وارونگی فرونشینی که در اثر اختلاف فشار لایه‌های بالایی و پائینی شکل می‌گیرد.



تأثیرات وارونگی دمایی

وجود لایه وارونگی دمایی در هر طبقه‌ای از جو باعث پایداری هوا در همان لایه می‌شود. بنابراین باعث ایجاد یکسری تأثیرات می‌گردد که عمده آنها به صورت زیر است:

- جلوگیری از انتشار عمودی ابرها و در نتیجه سقف ابر در زیر لایه وارونگی قرار می‌گیرد.
- شکست تشعشعات ورودی خورشیدی به زمین که در اثر اختلاف دانسیته لایه وارونگی با لایه‌های بالا و پائین ایجاد می‌شود.
- ایجاد اختلال در انتقال امواج رادیویی و راداری.
- تأثیر بر روی انتشار آلودگی‌ها و تجمع آنها.



دمای خاک

- یکی از عوامل مهم و موثر در خاک، دمای خاک است. دمای خاک از جهات زیادی در کشاورزی و مدل‌های اکولوژیکی مورد نیاز است. مواردی مانند: تاثیر دما بر جوانه زنی بذور، نرخ واکنش‌های بیوشیمیایی خاک، کاهش مصرف حشره کش ها و علف کش ها، تبدیل کودهای ازته و یخ زدن خاک.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

عواملی که دما را در هر عمقی از خاک کنترل می کنند عبارتند از:

1. مقدار مطلق گرمای داده شده به سطح
2. مدت گرمایش
3. ویژگیهای فیزیکی خاک



خصوصیات حرارتی خاک

- **گرمای ویژه (Specific Heat) : C_g یا گرمای**
مخصوص عبارت است از میزان گرمای لازم برای
افزایش دمای یک گرم خاک به اندازه یک درجه سانتی گراد.
واحد گرمای مخصوص کالری بر گرم بر درجه سانتیگراد
است. که میزان آن در خاکها بین $2/0$ تا $4/0$ کالری در
گرم است.



- **ظرفیت گرمایی خاک (Heat Capacity) C_v** یا ظرفیت گرمایی عبارتست از میزان گرمای لازم برای افزایش دمای یک سانتی متر مکعب خاک به اندازه یک درجه سانتیگراد که واحد آن کالری بر سانتی متر مکعب بر درجه است. ظرفیت حرارتی با حرارت مخصوص رابطه ای به شکل زیر دارد:

$$C_g \cdot \rho = C_v$$

- که در آن ρ چگالی خاک بر حسب گرم بر سانتی متر مکعب است. C_v در خاکها عموماً بین 3/0 تا 6/0 کالری در سانتی متر مکعب است.



هدایت حرارتی (Thermal Conductivity)

- K یا هدایت حرارتی خاک عبارت است از میزان حرارتی که در واحد زمان از واحد سطحی به ضخامت یک سانتی متر زمانی که اختلاف درجه حرارت بین دو انتهای آن یک درجه باشد عبور می کند. در شرایط مساوی هرچه هدایت حرارتی خاک زیادتر باشد تغییرات حرارت سطحی آن کمتر بوده و نقش آن به عنوان یک ذخیره کننده حرارت بیشتر است. هدایت حرارتی خاک به میزان تخلخل، رطوبت و مواد آلی وابسته است.



قابلیت انتشار حرارتی

- قابلیت انتشار حرارتی (α) عبارت است از خارج قسمت قابلیت هدایت حرارتی به ظرفیت حرارتی و واحد آن سانتی متر مربع بر ثانیه می باشد.

$$\alpha = \frac{K}{C_v} = \frac{K}{C_g \cdot \rho}$$



- نفوذ گرما به داخل زمین. قابلیت انتشار حرارتی خاک اندک و بطور قابل ملاحظه ای از قابلیت انتشار حرارتی هوای ساکن کمتر می باشد. بطور نظری دامنه دما در هر عمقی از خاک (با فرض اینکه توزیع ویژگی های خاک در اعماق خاک یکنواخت باشد) از رابطه زیر بدست می آید:

$$R_z = R_s \exp \left[-z \left(\frac{\pi}{\alpha P} \right)^{1/2} \right]$$

که در آن R_z و R_s به ترتیب دامنه های دما در عمق Z و سطح می باشد. الف قابلیت انتشار حرارتی و P دوره نوسان بر حسب ثانیه است.



انتقال حرارت از سطح به هوا

- انتقال حرارت در لایه مجاور سطح که به آن لایه آرام نیز می گویند بصورت جابجایی و انتشار مولکولی انجام می گیرد. اما در حالت همرفت حرارت هوای گرم به سمت بالا حرکت کرده و هوای سرد جایگزین آن می گردد.



درجه حرارت خاک

- درجه حرارت خاک یکی از ویژگی های عمده آن بوده و رشد و نمو گیاه و تکوین فرایندهای خاکسازی در گرو تغییرات آن می باشد. در دمای کمتر از صفر درجه سانتیگراد فعالیتهای زیستی موجود نبوده و آب به حالت مایع نمی تواند حرکت کند و جوانه زنی متوقف می گردد. دمای خاک در هر زمان و هر عمق متفاوت بوده و در طی روز و سال نوسان دارد. در اغلب موارد دمای خاک نسبت به دمای هوا از نظر اکولوژیکی برای گیاه مهمتر می باشد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل چهارم : دمای هوا و خاک

عوامل موثر بر دمای خاک عبارتند از:

1. ابرناکی
2. بارندگی
3. خصوصیات سطح زمین
4. نوسانات دمای خاک



- **ابرناکی** مقدار، نوع و ارتفاع ابر تاثیر مهمی بر تغییرات شبانه روزی دمای خاک دارد. هرچه میزان ابر بیشتر و ارتفاع آن کمتر باشد تاثیر بیشتری بر کاهش تغییرات دما دارد.
- **بارندگی**. بارندگی نیز بدلیل مرطوب کردن خاک و افزایش شدید قابلیت هدایت حرارتی دامنه نوسان دما را کاهش می‌دهد.



فصل چهارم : دمای هوا و خاک

هوا و اقلیم شناسی

- **خصوصیات سطح زمین:** شامل جنس، پوشش، پستی و بلندی و شیب و . . . می باشد. که هر در دمای خاک موثر هستند مثلاً دمای شیبهای جنوبی بیشتر از شیبهای شمالی است.
- **نوسانات دمای خاک:** دمای خاک در اعماق مختلف و در زمانهای مختلف (طی روز و سال) مقدار ثابتی نبوده و دارای تغییرات پریودیک می باشد. دامنه تغییرات دمایی خاک از سطح به عمق کاهش می یابد و این کاهش تا جایی ادامه می یابد که در آنجا دما برابر میانگین سالانه است که به این عمق، **عمق میرش یا عمق استهلاك** می گویند.



میانگین سالانه دمای خاک

- هر نوع خاکی دارای يك میانگین سالانه دما است که ضرورتاً در کلیه افقها و کلیه اعماق مختلف و زیرین خاک یکسان است. میانگین اندازه گیری شده دمای خاک بندرت در کلیه اعماق متوالی يك منطقه خاص یکسان است ولیکن این تفاوت های دمایی به قدری كوچك است که در نظر گرفتن يك مقدار واحد به عنوان میانگین سالیانه دمای خاک منطقی بنظر میرسد. عمق مبنا عموماً 50 سانتی متر می باشد.



رژیم حرارتی خاک

- رژیم حرارتی خاک معمولاً شامل جریان حرارتی در خاک، خصوصیات دمایی خاک و تبادل حرارتی بین خاک و هوا می باشد و معمولاً بر حسب دمای خاک بیان می شود. رژیم حرارتی خاک یکی از مهمترین عواملی است که فعالیت های بیولوژیکی و فرآیندهای در ارتباط با تولید گیاهان را کنترل می کند. این واقعیت به اثبات رسیده است که میزان تجزیه مواد آلی و معدنی شدن اشکال آلی نیتروژن با دما افزایش پیدا می کند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم

رطوبت



مقدمه

- آب در طبیعت به یکی از اشکال جامد، مایع و یا گازی شکل یافت می‌شود. بخار آب شکل گازی آب است که از طریق فرآیند تبخیر از سطوح مرطوب، وارد هوا می‌شود. میزان بخار آب موجود در اتمسفر، رطوبت هوا را تشکیل می‌دهد که مقدار آن با توجه به زمان و مکان، متغیر است. همانطور که در فصل مربوط به ترکیبات اتمسفری ملاحظه گردید، حداکثر بخار آب موجود در اتمسفر زمین، حدود 4 درصد بوده و حداقل آن هم اندکی بالاتر از صفر است. بنابراین میزان بخار آب اتمسفری بین صفر تا 4 درصد متغیر است و این تغییرات تابعی از زمان و مکان می‌باشند.



هوای اشباع (Saturation Air)

- هر بسته هوا ظرفیت معینی برای پذیرش بخار آب دارد و اگر میزان بخار آب موجود در يك بسته هوا از يك حدی فراتر رود، پدیده تراکم روی داده و رطوبت اضافی مجدداً تبدیل به مایع می‌شود. حداکثر رطوبتی که يك بسته هوا می‌تواند در خود جای دهد را ظرفیت آن بسته هوا برای جذب و پذیرش بخار آب می‌گویند. هر گاه يك بسته هوا به حد ظرفیت خود برای پذیرش رطوبت برسد، گوئیم آن بسته هوا به حالت اشباع رسیده است و چنین هوایی را **هوای اشباع** می‌نامیم.



- برای اینکه يك بسته هوا به حالت اشباع برسد، دو راه وجود دارد:

الف) افزایش میزان بخار آب آن بسته هوا تا نقطه اشباع

ب) کاهش دمای هوای آن بسته

- در طبیعت معمولاً حالت دوم اتفاق می افتد، یعنی بسته هوا به طریقی سرد شده و به حالت اشباع می رسد.



- میزان بخار آب موجود در هوا توسط یکسری فاکتورهایی سنجیده می‌شود که مهم‌ترین آنها عبارتند از:
- **فشار بخار آب (Water Vapor Pressure)**
- **فشار بخار اشباع (Saturation Vapor Pressure)**
- **نقطه شبنم (Dew Point)**
- **رطوبت مطلق (absolute humidity)**
- **رطوبت مطلق اشباع (Saturation absolute humidity)**
- **رطوبت ویژه (Specific Humidity)**
- **نسبت اختلاط (mixing Ratio)**
- **رطوبت نسبی (Relative Humidity)**
- **کمبود اشباع (Moisture Dificit)**



فشار بخار آب (Water Vapor Pressure)

- در بحث فشار گفته شد که هر يك از گازهای موجود در جو زمین فشار جزئی دارند که مجموع این فشارهای جزئی، فشار هوا را در هر نقطه تشکیل می‌دهد. از آنجایی که بخار آب نیز یکی از گازهای اتمسفری است، از این قاعده مستثنی نبوده و يك فشار جزئی ایجاد می‌کند که مقدار آن بسته به میزان بخار آب موجود در اتمسفر آن منطقه، متفاوت است. فشار جزئی مربوط به بخار آب موجود در اتمسفر را فشار بخار آب می‌گویند.



فشار بخار اشباع (Saturation Vapor Pressure)

- عبارت است از حداکثر فشار بخار آب در يك دمای معین که مقدار آن در هر دما، ثابت است. همانطور که قبلاً اشاره شد ظرفیت هوا برای جذب بخار آب محدود است و اگر میزان بخار آب موجود در هوا از يك حدی فراتر رود مازاد آن مجدداً تبدیل به مایع می‌شود، در نتیجه میزان فشار بخار اشباع نیز در هر دما، مقدار مشخص و ثابتی است. به عبارت دیگر می‌توان گفت که در حالت اشباع، بخار آب با سطح آب مجاور آن در حالت تعادل است و تعداد ملکول‌های هوایی که از سطح آب وارد هوا می‌شوند دقیقاً برابر تعدادی است که در اثر تراکم وارد آب می‌شوند. میزان فشار بخار آب در این حالت را فشار بخار آب اشباع می‌گویند.



نقطه شبنم (Dew Point)

- نقطه شبنم دمایی است که اگر يك بسته هوا را تا آن دما سرد کنیم، به حالت اشباع در می آید. پدیده شبنم نشینی عموماً در طول شب های صاف و آرام اتفاق می افتد. در طول چنین شب هایی سطوح اجسام در اثر تشعشع شبانه سرد می شود و در نتیجه هوایی که با آنها در تماس است ، به تدریج سرد می شود تا اینکه دمای آن به نقطه شبنم برسد و پس از این مرحله، فرایند شبنم نشینی رخ می دهد.
- برای به دست آوردن نقطه شبنم، کافی است که فشار بخار آب موجود در هوا را داشته باشیم.



رطوبت مطلق (absolute humidity)

- یکی از شاخص‌هایی که برای نشان دادن میزان بخار آب موجود در هوا به کار می‌رود، رطوبت مطلق است. رطوبت مطلق بنا به تعریف عبارت است از میزان (وزن) بخار آب موجود در يك متر مکعب هوا است و معمولاً بر حسب گرم بخار آب در يك متر مکعب هوا بیان می‌شود. میزان رطوبت مطلق يك بسته هوا ثابت نبوده و تابعی از دمای آن بسته هوا می‌باشد و با تغییر دما ، تغییر می‌یابد.



رطوبت مطلق اشباع (Saturation absolute humidity)

- حداکثر بخار آبی که در یک متر مکعب هوا می‌تواند وجود داشته باشد را رطوبت مطلق اشباع می‌گویند این فاکتور تابع دما بوده و بر حسب واحد گرم بر متر مکعب بیان می‌شود.
- واضح است که رطوبت مطلق اشباع در یک دمای معین، مقداری ثابت است.
- در مورد رطوبت مطلق، این نکته قابل ذکر است که میزان که میزان آن با افزایش عرض جغرافیایی، کاهش می‌یابد و با افزایش ارتفاع هم از میزان آن کاسته می‌شود. همچنین هر چه از سواحل دریاها به سمت خشکی‌ها پیش رویم از مقدار آن کاسته می‌شود.



رطوبت ویژه (Specific Humidity)

- از دیگر سنجه‌هایی که برای بیان میزان بخار آب موجود در يك بسته هوا به کار می‌رود، نم ویژه است. رطوبت ویژه (نم ویژه) بنا به تعریف عبارت است از وزن بخار آب موجود در هر واحد وزن از هوای مرطوب. این فاکتور نسبت به رطوبت مطلق از ثبات بیشتری دارد چرا که وزن بخار آب را در يك کیلوگرم هوای مرطوب نشان می‌دهد، چه اینکه این يك کیلوگرم، يك متر مکعب حجم داشته باشد و چه اینکه حجم آن چندین متر مکعب باشد.



• نسبت اختلاط (mixing Ratio)

- عبارت است از جرم بخار آب موجود در حجم معینی از هوا به جرم هوای خشک هم حجم آن. این نسبت عموماً بر حسب واحد گرم بخار آب بر کیلوگرم هوای خشک، بیان می‌شود.



• رطوبت نسبی (Relative Humidity)

- رطوبت نسبی بنا به تعریف عبارت است از نسبت فشار بخار آب موجود در هر حجمی از هوا به فشار بخار اشباع در همان دما. رطوبت نسبی را عموماً بر حسب درصد بیان می‌شود.

رطوبت نسبی =	فشار بخار آب موجود در هوا	$\times 100$
	فشار بخار اشباع	



کمبود اشباع (Moisture Dificit)

- این پارامتر همان طور که از اسم آن پیداست، نشان دهنده مقدار رطوبتی است که بایستی به يك بسته هوا اضافه شود تا بدون تغییر دما، به حالت اشباع درآید. اگر چنانچه بخواهیم مقدار کمبود اشباع را بر اساس فشار بخار آب پیدا کنیم، لازم است که فشار بخار هوا و فشار بخار اشباع در همان دما را از هم کسر نمائیم.



توزیع رطوبت در اتمسفر

الف) توزیع افقی رطوبت در هوا

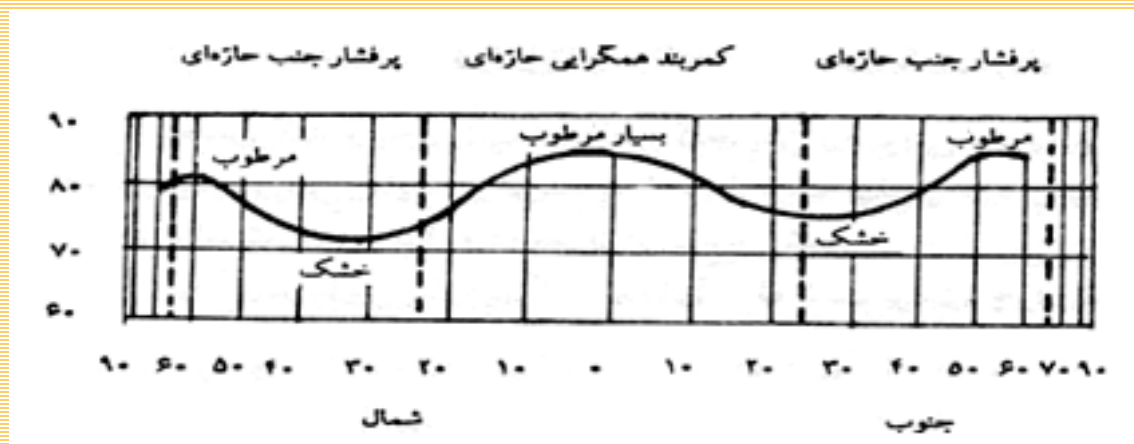
- توزیع افقی رطوبت هوا بستگی به دما و جنس سطح زمین دارد. میزان بخار آب در بخش‌های مختلف کره زمین با هم متفاوت است. توزیع بخار آب در درجه اول تابعی از دمای هوا است. از آنجایی که دمای هوا با افزایش عرض جغرافیایی، در هر دو نیمکره کاهش می‌یابد بخار آب موجود در آن، به طور ناهمسانی ضمن حرکت از استوا به قطب کاهش خواهد یافت.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم: رطوبت

- شکل زیر توزیع جغرافیایی رطوبت نسبی را بر حسب تغییرات عرض جغرافیایی نشان می‌دهند.



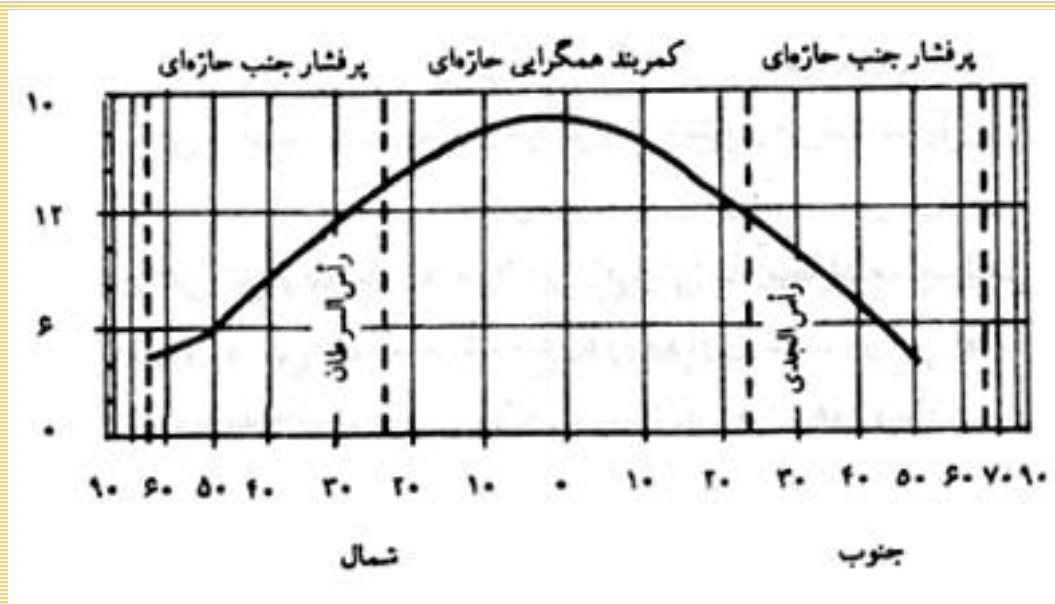
- رطوبت نسبی در استوا حداکثر مقدار را دارا بوده و با افزایش عرض جغرافیایی در هر دو نیمکره، تا حدود عرض‌های میانی مقدار آن کاسته می‌ود و سپس با ادامه افزایش عرض جغرافیایی، رطوبت نسبی افزایش می‌یابد تا اینکه مجدداً در قطب‌ها به حداکثر خود می‌رسد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم: رطوبت

- شکل زیر رطوبت ویژه را بر حسب تغییرات عرض جغرافیایی نشان می‌دهند.



- رطوبت ویژه نیز در استوا حداکثر مقدار خود را داشته و هر چه از استوا به سمت قطبین پیش می‌رویم، از میزان آن کاسته می‌شود به طوری که در قطب‌ها به حداقل خودش می‌رسد.



(ب) توزیع عمودی رطوبت

- جرم ملکولی بخار آب 18 و از آن هوا، 29 می باشد. با توجه به این مقادیر، انتظار می رود. که چون جرم حجمی بخار آب کمتر از هوای خشک است، بخار آب در لایه های بالا جو بیشتر از لایه های پایین تر باشد در حالی که در طبیعت این گونه نیست. بایستی توجه داشت که تغییرات میزان رطوبت موجود در لایه های مختلف جو با ارتفاع از روزی به روز دیگر متفاوت است اما در حالت کلی می توان اظهار داشت که با افزایش ارتفاع، از میزان رطوبت موجود در جو کاسته می شود.



مقدار بخار آب (%)	ارتفاع km
3/1	0
0/1	1
69/0	2
49/0	3
37/0	4
27/0	5
15/0	6
09/0	7
05/0	8

جدول زیر کاهش بخار آب با ارتفاع را در اتمسفر آزاد نشان می‌دهد.

همیشه میزان رطوبت با افزایش ارتفاع، کاهش نمی‌یابد. به عنوان مثال در روزهای ابری، میزان رطوبت لایه‌ای که در آن ابر وجود دارد حداکثر بوده و به سمت بالا و پایین، کاهش می‌یابد.



تغییرات شبانه‌روزی رطوبت هوا

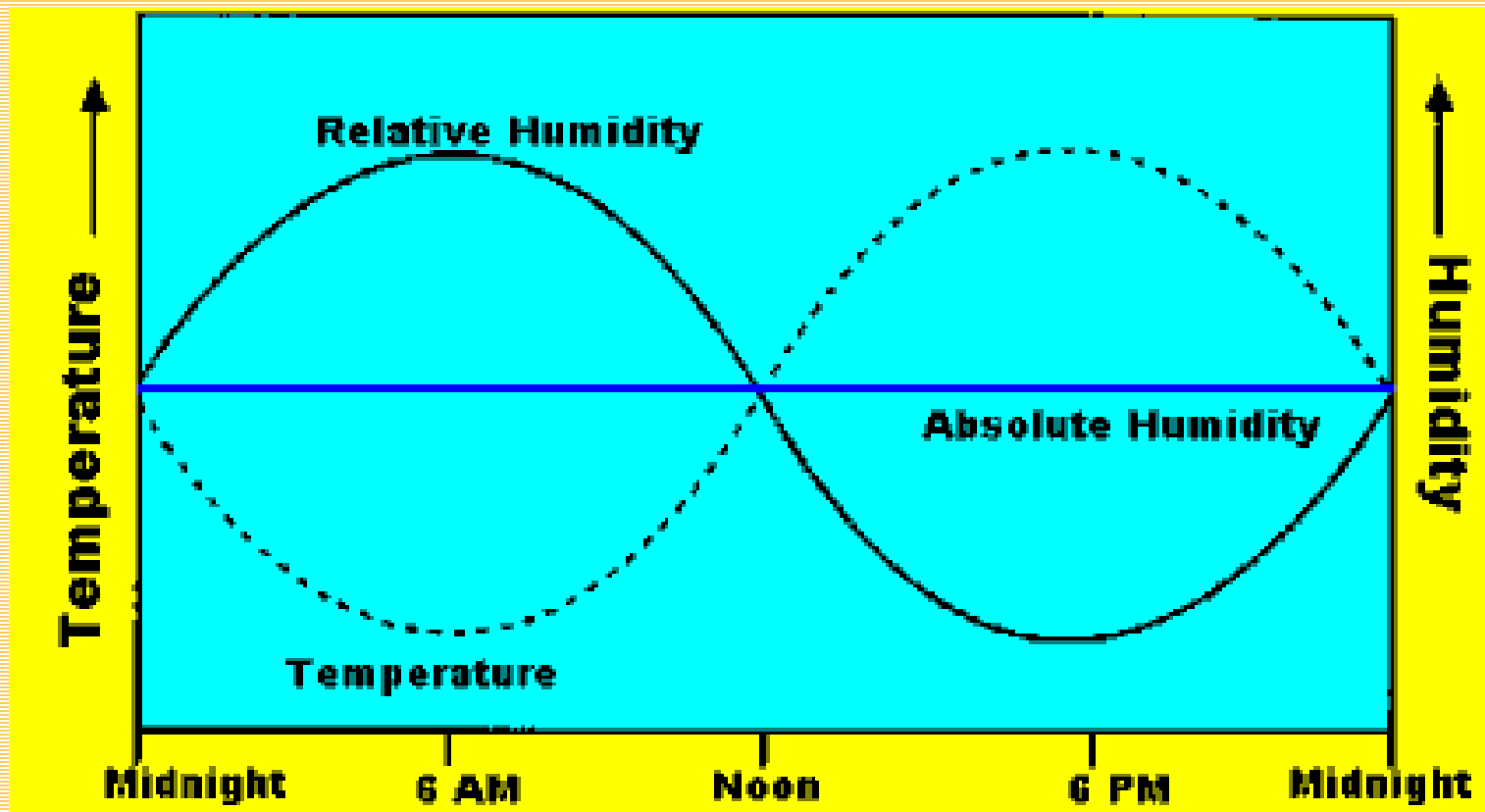
- میزان رطوبت هوا در طول شبانه روز، تغییرات چندانی ندارد و با نوسانات ناچیزی همراه است.
- تغییرات فشار بخار آب در طول شبانه‌روز بسیار کم است و اگر هم وجود داشته باشد به خاطر عواملی نظیر تبخیر سطحی و پدیده شب‌نم نشینی می‌باشد. تنها در يك حالت ممکن است تغییرات فشار بخار آب در طول شبانه روز زیاد باشد و آن موقعی است که يك توده هوای مرطوب به منطقه نزديك شود که در این حالت تغییرات فشار بخار در طول شبانه روز می‌تواند زیاد باشد.
- بر خلاف فشار بخار آب که در طول شانه روز تقریباً ثابت است، رطوبت نسبی از روند خاصی پیروی می‌کند که بستگی به دمای هوا دارد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم: رطوبت

شکل زیر روند تغییرات شبانه‌روزی دما و رطوبت نسبی را نشان می‌دهد.





تغییرات سالانه رطوبت

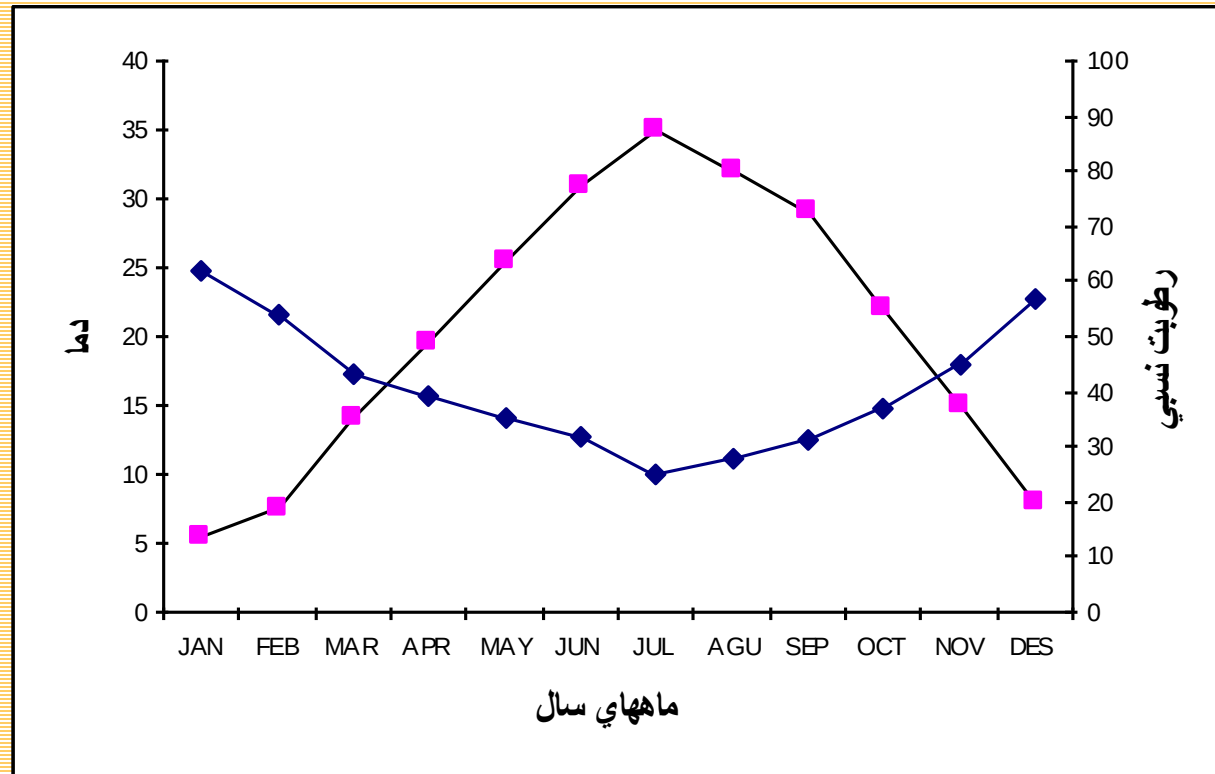
- تغییرات سالانه رطوبت نسبی، از روند سالانه تغییرات دما پیروی می‌کند به این صورت که حداکثر مقدار آن در ماهی رخ می‌دهد که حداقل دما اتفاق افتاده است و حداقل آن هم مربوط به ماهی است که حداکثر دما حادث شده است.
- در حالت کلی، میزان فشار بخار آب در گرم‌ترین ماه سال، بالا است که علت آن، بالا بودن ظرفیت پذیرش رطوبت و بخار آب است که باعث می‌شود در اثر فرآیندهایی مثل تبخیر و تبخیر و تعرق، میزان فشار بخار آب در هوا بالا رود. در طی سردترین ماه سال، به دلیل پایین بودن ظرفیت جذب و پذیرش بخار آب، میزان فشار بخار آب نیز پایین است.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم : رطوبت

- منحنی زیر تغییرات سالانه دما و رطوبت را در یک ایستگاه هواشناسی نشان میدهد.





اندازه‌گیری رطوبت هوا

- به طور کلی روش‌های اندازه‌گیری رطوبت موجود در هوا به شرح زیر هستند:

1- روش سایکرومتری یا ترمودینامیکی

2- روش هیگروسکوپی (Higroscopic)

3- روش جذب

4- روش الکترولیتی

5- روش تراکم (Condensation)



1- روش سایکرومتری یا ترمودینامیکی

- در این روش از اختلاف دمای دماسنج‌های تر و خشک برای اندازه‌گیری رطوبت استفاده می‌شود در حقیقت با توجه به قوانین ترمودینامیکی و روابطی که بین رطوبت و دمای دماسنج‌های تر و خشک وجود دارد، میزان رطوبت برآورد می‌شود.

2- روش هیگروسکوپی (Higroscopic)

- در این روش از تأثیر رطوبت روی مواد آلی، برای اندازه‌گیری رطوبت استفاده می‌شود. این مواد آلی می‌توانند، پوست، ناخن و ... باشند.

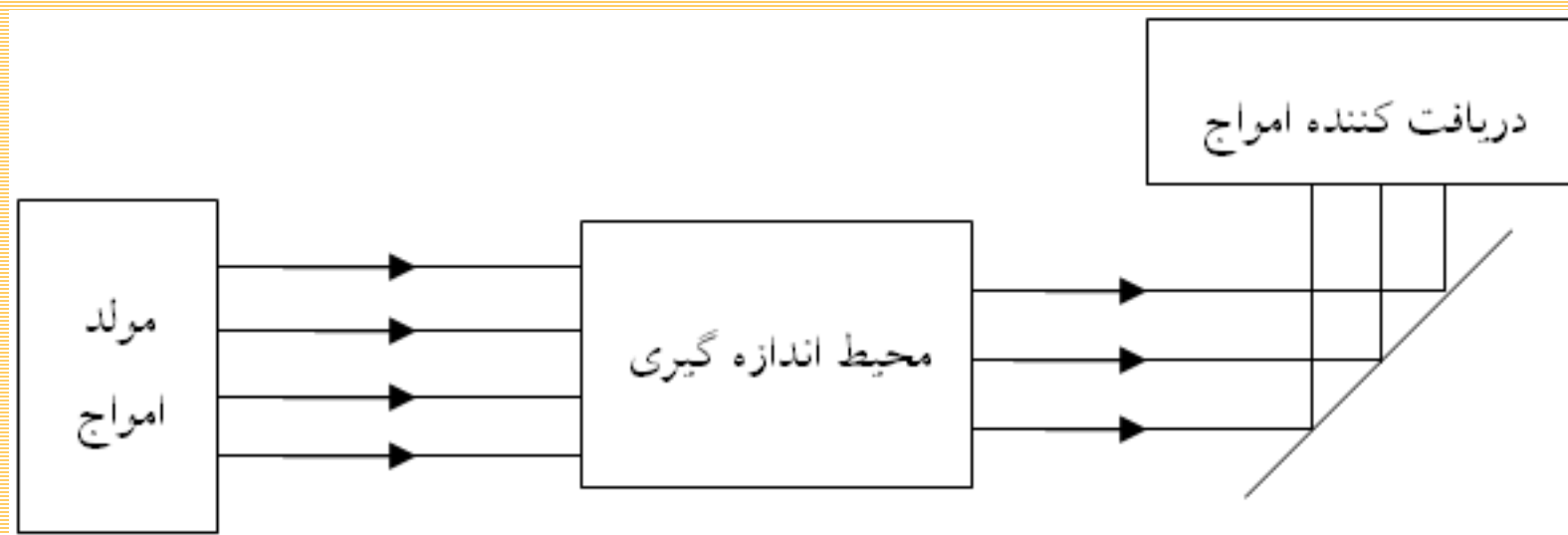


3- روش جذب

- در روش جذب از خاصیت جذب برخی طول موج‌ها توسط بخار آب ، برای اندازه‌گیری رطوبت استفاده می‌شود. برای اندازه‌گیری در این روش، ابتدا یکسری طول موج‌های مشخصی توسط يك مولد امواج تولید شده و از درون محیطی که رطوبت آن اندازه‌گیری می‌شود، عبور داده می‌شود . با اندازه‌گیری میزان امواج عبور کرده از این محیط، می‌توان میزان اشعه جذب شده را به دست آورده و از آن برای محاسبه رطوبت آن محیط استفاده نمود .



نمای کلی دستگاه اندازه گیری رطوبت در روش جذب اشعه





4- روش الکترولیتی

- بعضی از نمک‌ها این خاصیت را دارند که جاذب رطوبت هستند و میزان هدایت الکتریکی آنها با تغییر میزان رطوبت جذب شده توسط آنها، تغییر می‌کند.
- در روش الکترولیتی از این خاصیت برای اندازه‌گیری رطوبت هوا استفاده می‌شود. میزان هدایت الکتریکی این نمک‌ها با استفاده از یک سری روابطی به رطوبت ارتباط داده می‌شود. به این ترتیب با اندازه‌گیری هدایت الکتریکی این مواد، می‌توان میزان رطوبت محیط را به دست آورد. از جمله این نمک‌ها میتوان کلرورلیتیوم را نام برد.



5- روش تراکم (Condensation)

- در این روش، اساس کار بر اندازه‌گیری نقطه شبنم استوار است. روش کار به این صورت است که سطح صاف و شفاف يك سطح فلزی یا شیشه‌ای را سرد می‌کنند. دمای را که در آن دما بخار آب موجود در هوا روی جداره‌های ظرف شروع به متراکم شدن نمود ، یادداشت می‌نمایند . این دما معرف دمای نقطه شبنم است. با داشتن دمای نقطه شبنم و ارتباطی که بین دمای نقطه شبنم و فشار بخار آب موجود در هوا وجود دارد، می‌توان فشار بخار آب را به دست آورد.



سایکرومترها (Psychrometers)

- ساده‌ترین روش اندازه‌گیری رطوبت، استفاده از سایکرومترها است. ساختار سایکرومتر شامل دو دماسنج است که به موازات هم قرار گرفته‌اند و مخزن یکی از دماسنج توسط پارچه‌ای با سطح آب در تماس می‌باشد. واضح است که دمای دماسنجی که مخزن آن توسط یک پارچه خیس پوشیده شده است کمتر از دماسنج دیگر می‌باشد، چرا که از اطراف مخزن آن عمل تبخیر صورت می‌گیرد که یک فرآیند گرماگیر بوده و باعث می‌شود دمایی که دماسنج تر نشان می‌دهد پایین‌تر باشد.



رابطه سایکرومتری که برای اندازه گیری رطوبت به کار می رود به صورت زیر است:

$$e = e_s(t') - A(P) (t - t')$$

که در آن،

e : فشار بخار آب موجود در هوا،

$e_s(t')$: فشار بخار اشباع در دمایی که دماسنج تر نشان می دهد

A : ضریب سایکرومتری که مقدار آن بر حسب نوع سایکرومتر تغییر می کند

P : فشار هوا

t : دمایی که دماسنج معمولی نشان می دهد.



- انواع سایکرومترها مورد استفاده در هواشناسی عبارتند از:

الف) سایکرومتر ایستگاهی

ب) سایکرومتر آسمن (Assman Psychrometer)

ج) سایکرومتر فلاخنی (Sling Psychrometer)



الف) سایکرومتر ایستگاهی

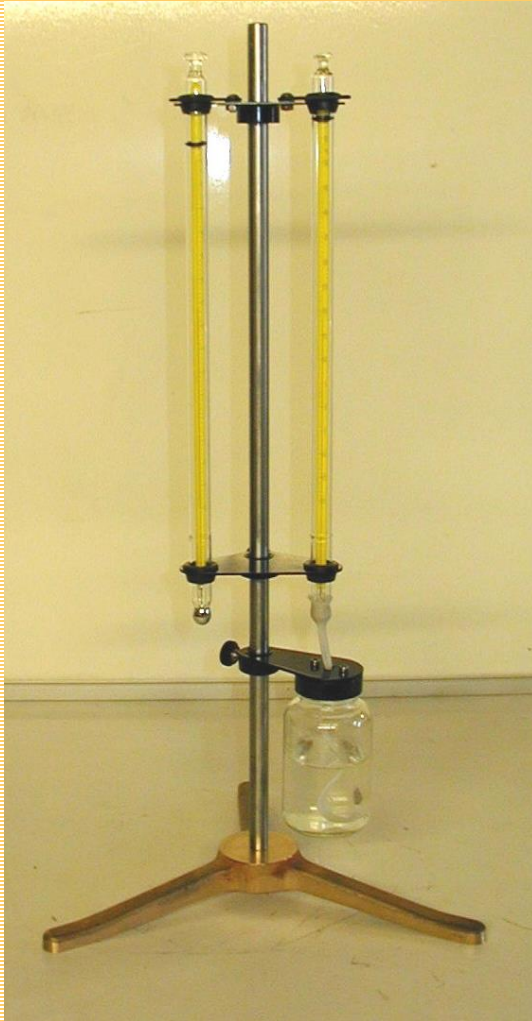
- این وسیله در واقع همان دماسنجهای تر و خشک هواشناسی است که در داخل پناهگاه هواشناسی نگهداری می شود . ساختمان این وسیله مرکب از دو دماسنج است که به صورت عمودی روی پایه ای قرار گرفته اند . اطراف مخزن دماسنج تر، فتیله ای از جنس موسلین پیچیده شده است که طرف دیگر این فتیله در داخل مخزن آبی قرار دارد.
- یکسری جداول و گراف‌هایی وجود دارند که با استفاده از آنها و داشتن دمای دماسنج‌های تر و خشک، می‌توان میزان رطوبت نسبی را محاسبه نمود.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم : رطوبت

- شکل روبرو يك نمونه از این سايكرومترها را نشان می دهد .





(ب) سایکرومتر آسمن (Assman Psychrometer)

- ساختمان آن مشابه سایکرومتر ایستگاهی است، منتها در این وسیله جریان هوا توسط يك بادبزن كوچك از روی مخزن دماسنجها عبور داده می‌شود. ضریب سایکرومتری در این حالت با سایکرومتر پناهگاهی فرق دارد. اگر سرعت تهویه هوا در اطراف مخزن دماسنجها 40 متر بر ثانیه باشد مقدار ضریب A برای حالتی که t' مثبت باشد 00062/0، و برای حالتی که t' منفی باشد 0054/0 خواهد بود. سایکرومتر آسمن برای اندازه‌گیری‌های مزرعه‌ای، وسیله مناسب به شمار می‌رود.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم : رطوبت

- شکل روبرو سایکرومتر آسمن را نشان می‌دهد.





(ج) سایکرومتر فلاخنی (Sling Psychrometer)

- این وسیله از دو دماسنج تشکیل شده که روی پایه‌ای قرار گرفته‌اند و خود پایه مجهز به يك دستگیره است که می‌تواند به راحتی حول محور افقی بچرخد. به این ترتیب تهویه هوا در این وسیله از طریق چرخش سایکرومتر به وجود می‌آید.
- قبل از استفاده از این وسیله برای اندازه‌گیری رطوبت ، بایستی که فتیله اطراف دماسنج تر را خیس نموده و سپس از آن استفاده کنیم. ضریب سایکرومتری در این وسیله برای حالتی که t' بزرگتر از صفر باشد برابر با 00065/0 و برای حالتی که t' فرض باشد برابر 00058/0 خواهد بود.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم : رطوبت

- شکل روبرو نمونه‌ای از ساینکرومترهای فلابخنی را نشان می‌دهد.





رطوبت‌نگار

- دستگاهی که برای ثبت تغییرات لحظه به لحظه رطوبت به کار می‌رود، رطوبت‌نگار نامیده می‌شود. متداول‌ترین نوع رطوبت‌نگارها، رطوبت‌نگار موئی است که از سه قسمت اساسی تشکیل شده است.

1- سنسور حساس: این قسمت از چند رشته تار مو ساخته شده است که این‌ها در اثر تغییرات رطوبتی، تغییر طول می‌دهند.

2- اهرم‌های رابط: این اهرم‌ها اسبابی هستند که تغییرات طولی را که در اثر نوسانات رطوبتی در رشته‌های مو ایجاد می‌شود، توسط یکسری مکانیزم‌هایی بزرگنمایی نموده و آن را به قلم ثبات منتقل می‌کنند.

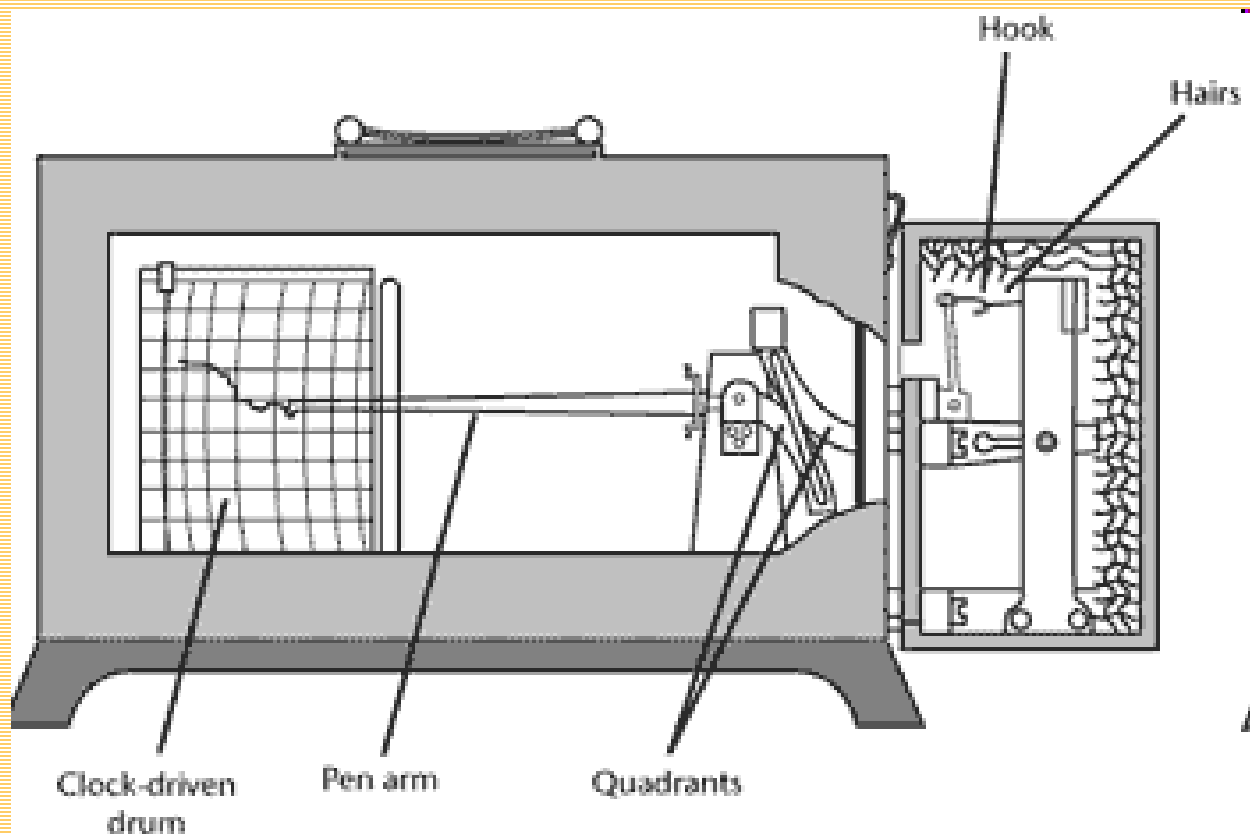
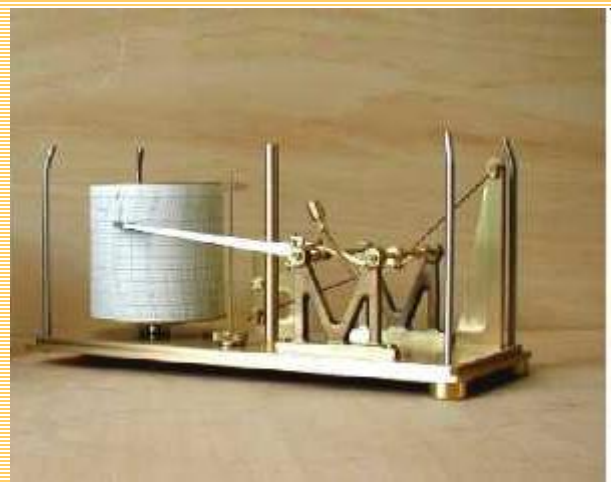
3- استوانه ثابت: شامل ساعتی است که وقتی كوك می‌شود، باعث چرخش یکنواخت آن می‌گردد. دور استوانه ثابت گرافیک قرار می‌گیرد که روی آن منحنی تغییرات رطوبت نسبی ثبت می‌گردد. محور افقی گراف درصد رطوبت نسبی و محور عمودی آن زمان را نشان می‌دهد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل پنجم : رطوبت

شکل زیر نمونه‌ای از رطوبت‌نگارهای موئی را نشان می‌دهد.





هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم

فشار



کلیات

- فشار که توسط يك جسم ایجاد می شود عبارت است از نیرویی که از طرف آن جسم وارد می گردد ، تقسیم بر مساحت سطح مقطع آن .
- اطراف کره زمین را هوا احاطه کرده است و هوا دارای وزن است و فشار ایجاد می کند . فشار هوا در هر نقطه از زمین برابر است با نیروی حاصل از وزن هوایی که بالای آن قسمت قرار گرفته است تقسیم بر سطح مقطع آن قسمت از زمین .

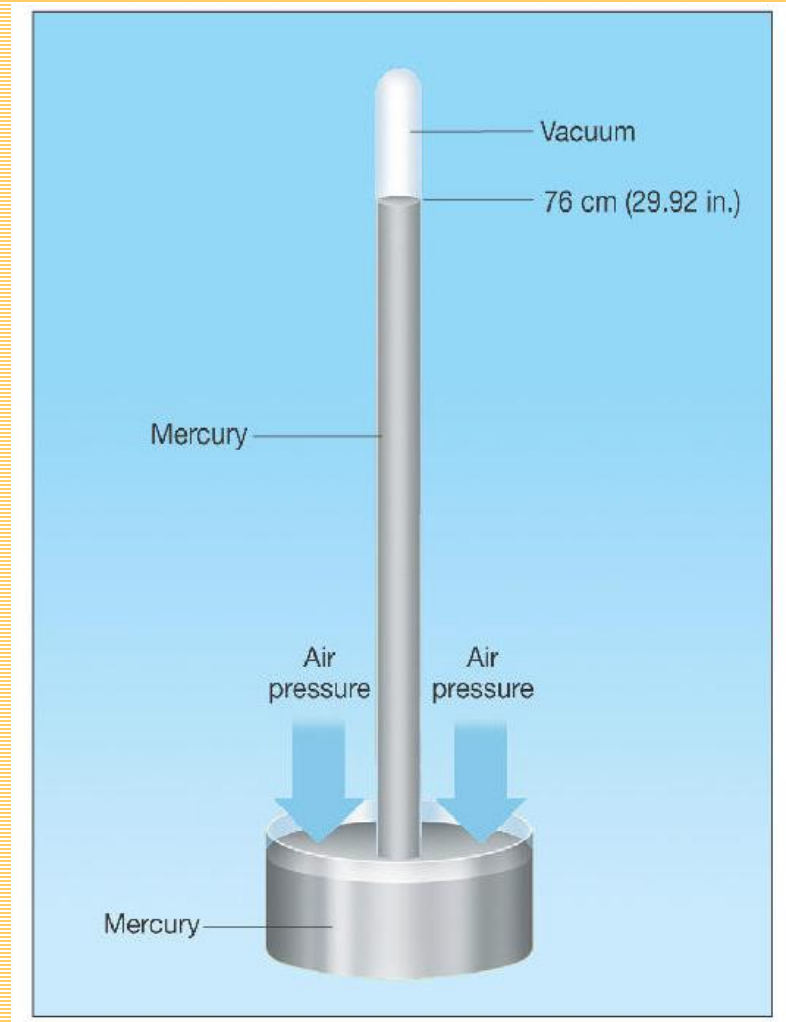


- نخستین کسی که موفق به اندازه گیری فشار هوا شد، توریچلی بود . او توسط يك آزمایش ساده ای موفق به اندازه گیری فشار هوا گردید. آزمایش وی از این قرار بود که او تشتی را پر از جیوه ساخت و سپس يك لوله شیشه که يك طرف آن مسدود بود ، از جیوه پر نموده و سپس طرف باز لوله را توسط دست یا چیز دیگر مسدود نگه داشته و آنرا در داخل جیوه تشت به صورت معکوس قرار دارد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار



برگشت به فهرست درس



- از آنجایی که طبق قوانین مکانیک سیالات فشار نقطه A و با هم برابر است خواهیم داشت :

$$PA = PA'$$

$$PA' = pgh = 13.6 \times 9.81 \times 760 \cong 1013mb$$

- PA در واقع همان فشار هوا می باشد که بر سطح جیوه داخل تشت وارد می شود و این فشار با فشار جیوه داخل لوله به تعادل رسیده است. توریچلی ملاحظه نمود که در این حالت ارتفاع ستون جیوه در سطح دریا حدود 760 میلی متر است و در نتیجه اعلام کرد که **فشار هوا در سطح دریا 760 میلی متر جیوه می باشد.**



واحدهای اندازه گیری فشار

- از جمله واحدهایی که برای بیان فشار به کار می رود ، طول ستون مایع است که معادل با نیرو در سطح مقطع مایع می باشد.
- معروفترین واحد از این گروه، فشار بر حسب طول ستون جیوه است که بر حسب میلی متر، سانتی متر و یا اینچ جیوه بیان می گردد. به عنوان مثال فشار اتمسفر در سطح دریا بر حسب میلیمتر جیوه برابر با 760 است.
- از دیگر واحدهای فشار ، میتوان میلی بار را نام برد که کاربرد زیادی در مباحث فشار دارد .



وسایل اندازه گیری فشار

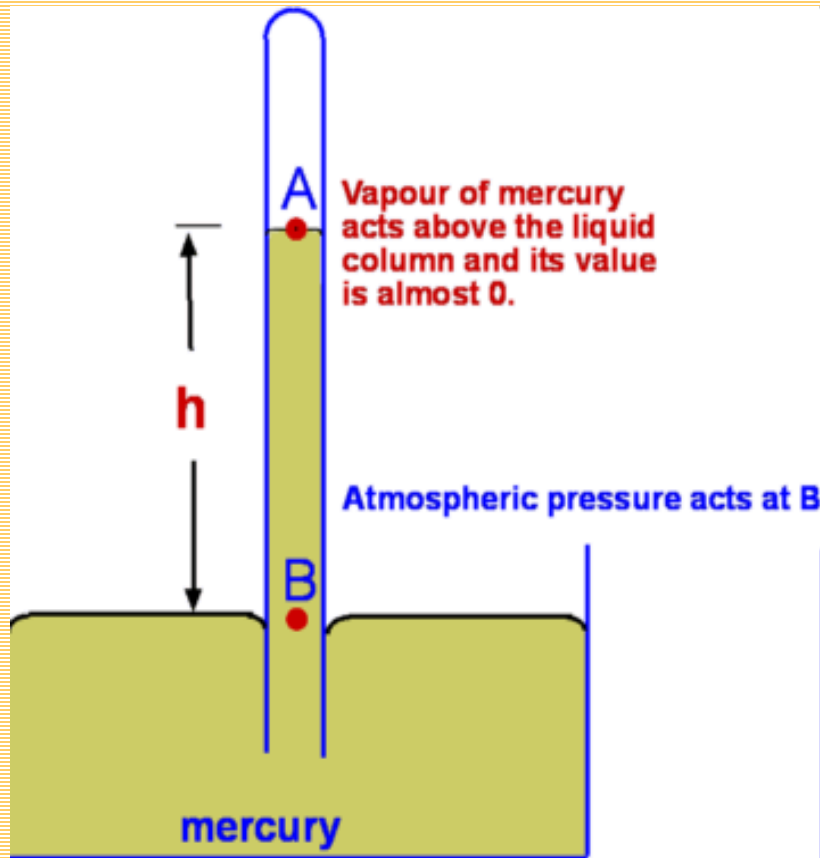
- وسایلی که برای اندازه گیری فشار هوا به کار می روند ، فشار سنج (Barometer) می گویند.
- فشارسنجها را میتوان به دو گروه فشارسنجهای **جیوه‌ای** **Mercury barometer** و **فلزی aneroid barometer** تقسیم نمود.
- فشار سنجهای جیوه ای بهترین و دقیقترین وسایل اندازه گیری فشار هوا می باشند .
- خود فشار سنجهای جیوه به دو گروه **فرتین (Fortin)** و **تونلو (Tonnelot)** تقسیم بندی می شود .



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار

- در فشارسنج‌های جیوه‌ای از رابطه اساسی هیدرواستاتیک استفاده می‌شود. با توجه به شکل داریم :



$$P_A - P_B = \rho gh$$

در این رابطه:

ρ جرم مخصوص جیوه
و g شتاب ثقل می باشد.



با توجه به اینکه فشار روی جیوه داخل لوله
 $P_B = 0$ صفر است،
 خواهیم داشت :

$$P_A = \rho \cdot h \cdot g$$

- فشار در نقطه A، همان فشار اتمسفر است که بر سطح جیوه مخزن دارد می شود به این ترتیب با اندازه گیری ارتفاع جیوه داخل لوله، خواهیم توانست فشار هوا را از رابطه بالا محاسبه نمائیم.



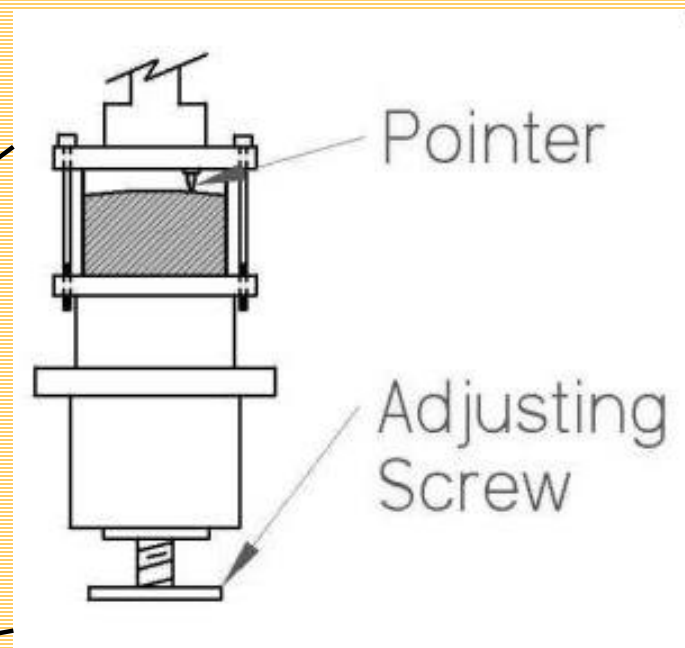
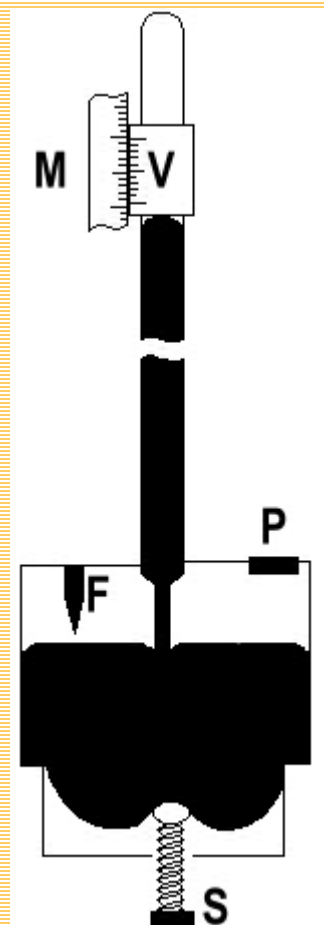
فشار سنج جیوه ای از نوع فرتین (Fortin)

- در این نوع فشار سنج ، کف مخزن جیوه از يك غشاء نرم (معمولا پوست بز کوهی) پوشانده می شود و از طریق يك محفظه متخلخل با هوا تماس دارد . قبل از قرائت ارتفاع ستون جیوه داخل لوله ، بایستی که سطح جیوه داخل مخزن را تنظیم نمود. مخزن این نوع فشار سنجها (دیواره جانبی) معمولا شیشه ای بوده و جیوه داخل مخزن قابل مشاهده است . برای تنظیم سطح جیوه مخزن ، بایستی پیچی را که به کف چرمی تشت متصل است را آنقدر بچرخانیم تا سطح جیوه داخل مخزن با نوک شاخصی که داخل مخزن تعبیه شده است تماس می گردد. چرخاندن پیچ ، باعث حرکت کف چرمی به سمت بالا و پایین و در نتیجه حرکت جیوه داخل مخزن می شود.



هوا و اقلیم شناسی

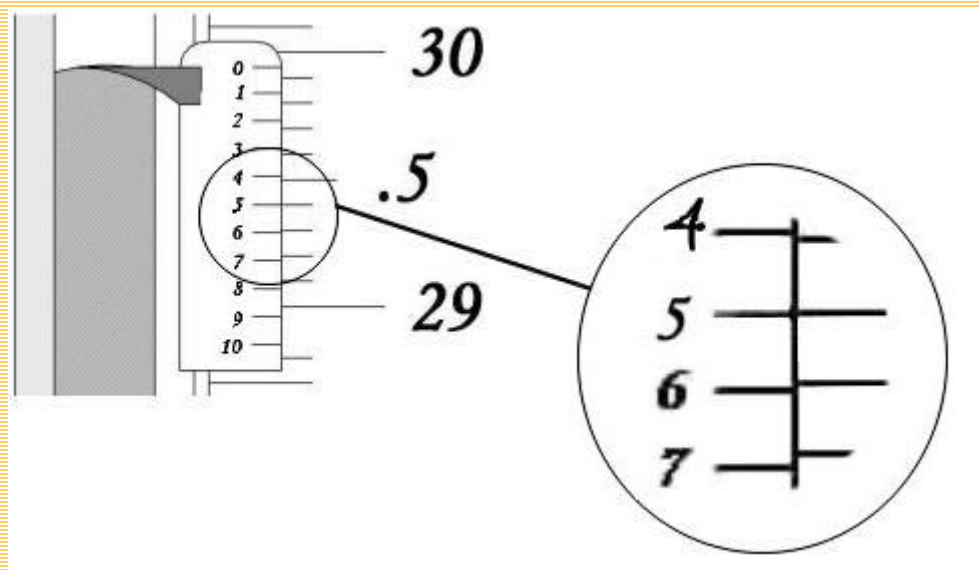
فصل ششم : فشار



برگشت به فهرست درس



- برای اندازه گیری فشار کافی است که قسمت پایین شاخصی را که روی لوله فشار سنج تعبیه شده است بر سطح جیوه داخل لوله مماس کنیم .



برای قرائت فشار ، ابتدا عدد روی خط کش فشارسنج را به عنوان رقم صحیح فشار و عدد روی ورنیه شاخص را به عنوان اعشار فشار ، قرائت می کنیم .



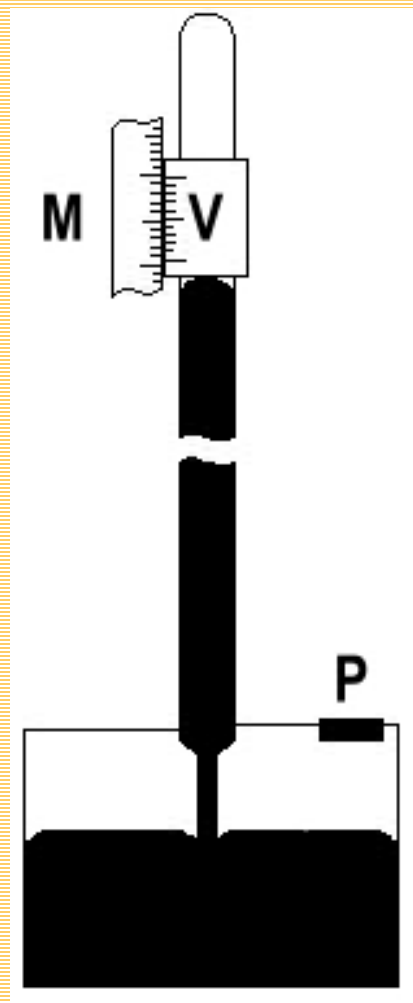
فشار سنج جیوه ای از نوع تونلو (Tonnelot)

- این نوع فشار سنج را فشار سنج کیو (Kew) هم می نامند. در این فشارسنج، کف مخزن جیوه ثابت بوده و خود مخزن از جنس فلزی ساخته می شود و جیوه داخل مخزن قابل رویت نمی باشد.
- با توجه به اینکه کف مخزن جیوه ثابت است در اثر نوسانات سطح جیوه داخل لوله، سطح جیوه در مخزن هم بالا و پایین خواهد رفت. لذا صفر خط کش اندازه گیری ثابت نخواهد بود. چون در اینجا تنظیم سطح جیوه را نداریم، بایستی عمل تنظیم را روی خط کش اندازه گیری انجام دهیم. به همین دلیل آنرا فشار سنج با مقیاس جبران شونده نیز می نامند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار





منابع خطا در فشار سنج های جیوه ای

- مهمترین عوامل ایجاد اشتباه در فشار سنجهای جیوه ای عبارتند از :

1. موئینگی
2. باد
3. دما
4. قائم نبودن فشار سنج
5. شتاب ثقل
6. اشتباه اندکس (index)



تصحیحات فشارسنجی

- فشار هوا پس از اینکه در مراکز هواشناسی و ایستگاههای سینوپتیک قرائت شد به مرکز مخابره می‌گردد. برای اینکه بتوان فشار مناطق مختلف را نسبت به هم مقایسه نمود، لازم است که این فشار را به یک استاندارد تبدیل نموده و سپس مناطق مختلف را از نظر فشاری باهم مقایسه کرد.
- طبق رابطه فشارسنجی داشتیم :

$$P = \rho . g . h$$

- پس بنابراین منابع تصحیح فشار در فشارسنجها h , g , ρ می باشند که باید اینها را به یک سطوح استاندارد، تصحیح نمود.



تصحیح مربوط به دما

- این تصحیح از آن جا ناشی می شود که جیوه درون فشار سنج در اثر افزایش دما، انبساط یافته و به میزان کمی در لوله، بالا میرود و متعاقباً با کاهش دما، انقباض و کاهش حجم در جیوه بوجود می آید که باعث ایجاد خطا در اندازه گیری فشار می گردد.
- دمایی که به عنوان دمای استاندارد در نظر گرفته می شود و تصحیحات نسبت به آن انجام می گردد، دمای صفر درجه سانتی گراد می باشد. اگر دما بالاتر از صفر درجه سانتی گراد باشد بایستی که میزان تصحیح را از فشار قرائت شده توسط فشار سنج کم کنیم و اگر دما پایین تر از صفر باشد، میزان تصحیح به مقدار قرائت شده توسط فشار سنج ، افزوده می شود. اگر دما صفر درجه باشد هیچ تصحیحی نسبت به دما انجام نمی گیرد.



- میزان تصحیح فشار نسبت به دما با استفاده از رابطه زیر بدست می آید:

$$C_t = \frac{0.0001634}{1 + 0.0001818t} H$$

در این رابطه داریم :

- C_t : میزان تصحیح فشار نسبت به دما (میلی متر جیوه)
 t : دمای هوا (درجه سانتی گراد)
 H : فشار قرائت شده توسط فشار سنج (میلی متر جیوه)



- به طور خلاصه برای تصحیح فشار نسبت به دما سه حالت خواهیم داشت:
- 1. اگر دما برابر با صفر باشد، میزان تصحیح برابر صفر خواهد بود. ($C_t = 0$).
- 2. اگر دما بالاتر از صفر باشد، میزان تصحیح، از فشار قرائت شده کم می شود ($C_t < 0$).
- 3. اگر دما پایین تر از صفر باشد میزان تصحیح بر فشار قرائت شده، اضافه می شود ($C_t > 0$).



تصحیح فشار نسبت به ارتفاع

- ارتفاعی که به عنوان مبنا برای اندازه گیری و تصحیح فشار در نظر گرفته می شود، سطح دریاهای آزاد است . هر چه از سطح دریاهای آزاد بالاتر برویم از فشار هوا کاسته می شود و فشار سنج، فشار کمتری را نسبت به سطح دریاها نشان می دهد. پس لازم است که میزان تصحیح فشار را از فشار قرائت شده توسط فشارسنج ، کم کنیم تا فشار تصحیح شده نسبت به سطح دریاها بدست آید .



- برای تصحیح فشار نسبت به ارتفاع از رابطه زیر استفاده می شود:

$$C_h = 196 \times 10^{-9} h.H$$

در این رابطه داریم :

- C_h : میزان تصحیح فشار نسبت به ارتفاع (mmHg)
- h : ارتفاع از سطح دریا در محل اندازه گیری فشار (متر)
- H : عدد قرائت شده توسط فشار سنج (mmHg)



تصحیح فشار نسبت به عرض جغرافیایی

- میزان شتاب جاذبه در قطبین بیشتر از عرضهای نزدیک استوا است . همین عامل باعث می شود که ستون جیوه درون فشار سنج در عرضهای بالاتر، بیشتر فشرده شده و میزان فشار را اندکی کمتر از مقدار واقعی آن نشان دهد. در نتیجه لازم است که یک تصحیحی نسبت به عرض جغرافیایی صورت گیرد.

- مبنای اندازه گیری فشار نسبت به عرض جغرافیایی، عرض 45 درجه می باشد، در عرضهای بالاتر از 45 درجه، میزان تصحیح مثبت بوده و بایستی آنرا به فشار قرائت شده توسط فشار سنج، اضافه نمائیم، اما در عرضهای پایین تر از 45 درجه، میزان تصحیح منفی بوده و بایستی از میزان فشار قرائت شده کم

گردد



میزان تصحیح فشار نسبت به عرض جغرافیایی از رابطه زیر به دست می آید :

$$C_{\Phi} = -0.0025H \cos 2\Phi$$

در این رابطه داریم :

C_{Φ} : میزان تصحیح فشار نسبت به عرض جغرافیایی (mmHg)

Φ : عرض جغرافیایی منطقه (درجه)

H : فشار قرائت شده توسط فشارسنج (mmHg)



فشار سنجهای فلزی (Aneroids)

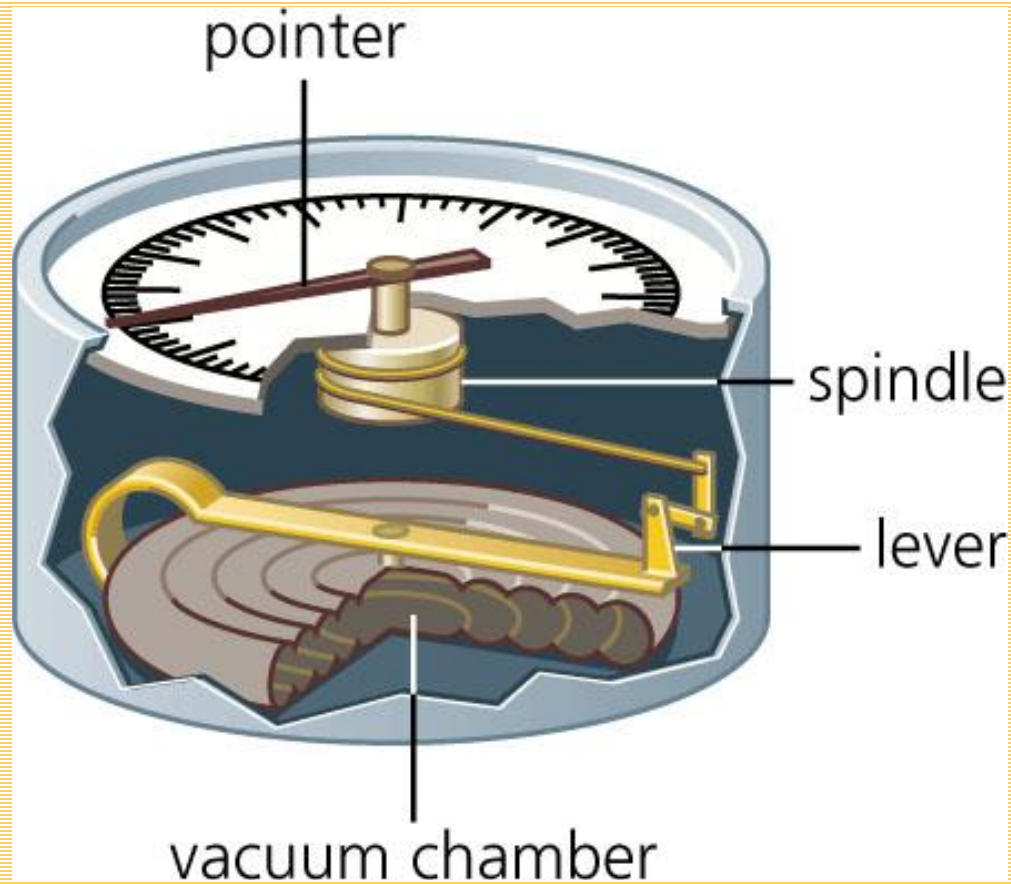
- فشار سنجهای فلزی از يك کپسول فلزی که سنسور حساس دستگاه را تشکیل می‌دهد و معمولاً به شکل مژگرس و موجودار است ساخته می‌شود. معمولاً داخل این کپسول را به طور کامل از هوا تخلیه می‌کنند که این کار باعث به هم چسبیدن صفحات بالا و پایین کپسول می‌شود. برای جلوگیری از این امر، در داخل آن يك فنر قرار می‌دهند که مانع از مچاله شدن و به هم چسبیدن صفحات کپسول گردد.
- در اثر تغییرات فشار، فاصله صفحات کپسول تغییر می‌یابد. به کمک یکسری اهرمها می‌توان این تغییر فاصله را بزرگنمایی نموده و آنرا به يك عقربه منتقل ساخت. عقربه هم با تغییر مکان خود فشار را در روی يك صفحه مدرج نمایش می‌دهد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار

- شکل زیر يك نمونه فشار سنج فلزی را نشان می‌دهد .





فصل ششم : فشار هوا و اقلیم شناسی

- مشخصات يك فشار سنج فلزی از نظر سازمان جهانی هواشناسی :
1. تغییر دما روی آن تاثیر چندان نداشته باشد. تغییر دمایی برابر با 30 درجه سانتی گراد، بایستی کمتر از 5/0 میلی بار تغییر در فشار خوانده شده ایجاد کند.
 2. (ب) حداکثر اشتباه در اندازه گیری فشار، 5/0 میلی بار (در هر فشاری) بوده و این اشتباه در طول يك دوره یکساله از این حد بالاتر نرود.
 3. (ج) اثر هیستریزیس تا حد امکان در آن از بین برده شود به طوری که تغییر فشاری به میزان 50 میلی بار و بازگشت مجدد آن به فشار قبلی، بیش از 5/0 میلی بار خطا نسبت به فشار اولیه نشان ندهد.



فشار نگار

- وسیله ای که برای ثبت تغییرات فشار نسبت به زمان به کار می رود ، فشار نگار (Barograph) گویند.
فشار نگار از سه بخش تشکیل یافته است :

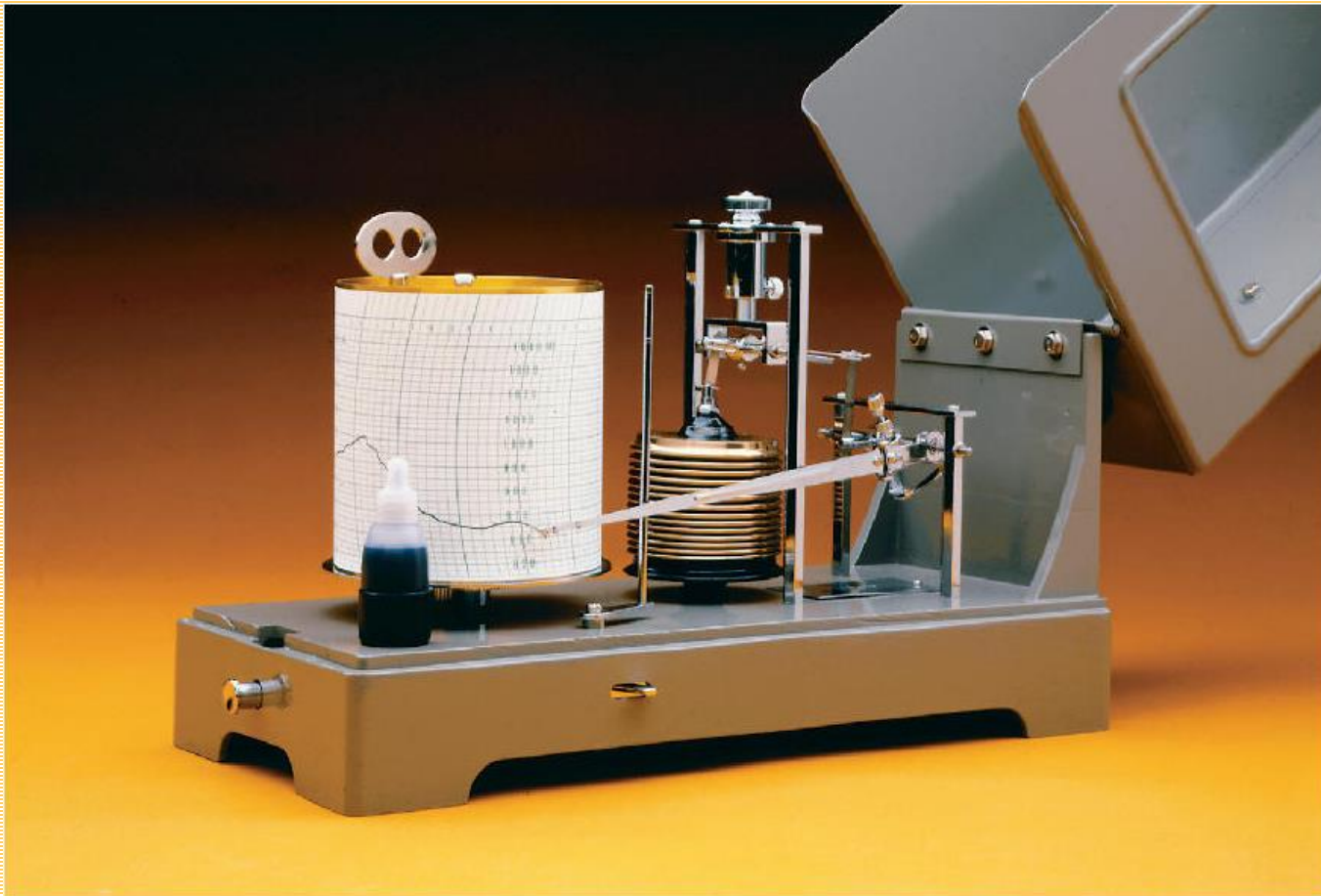
1. عضو یا سنسور حساس که مجموعه ای از کپسولهای آنروئید است که روی هم قرار گرفته اند و در اثر تغییرات فشار، ضخامت این مجموعه تغییر پیدا می کند.
2. اهرمهای رابط که تغییر ضخامت ایجاد شده در کپسولهای ویدی را بزرگتر کرده و آنرا به قلم ثبات منتقل می نمایند
3. استوانه ثبات که خود مجهز به ساعتی می باشد که با استفاده از آن استوانه به دور خود می چرخد .



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار

- شکل زیر يك نمونه فشار نگار را نشان می‌دهد.





هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار

میکروباروگراف

- ساختمان آن دقیقاً مشابه فشار نگارهای معمولی است منتها برای افزایش دقت و حساسیت آن ، تعداد کپسولها را به مقدار زیادی افزایش داده اند.





دقت و حساسیت فشار نگار

1. يك دستگاه فشار نگار دقیق بایستی بتواند تغییرات فشار را تا یکدهم میلی بار اندازه گیری و ثبت نماید.
2. فاصله هر ده میلی بار روی گراف ، معادل 15 میلی متر باشد.
3. در اثر تغییر درجه حرارت، تغییر فشار آن، ناچیز باشد.
4. خطای اندازه گیری با آن در اثر تغییر فشاری در حدود 50 میلی بار، از يك میلی بار کمتر باشد.
5. هرگاه بوسیله انگشت دست، قلم و یا قسمت حساس دستگاه را حرکت دادیم ، قلم می بایست به محض برداشتن انگشت دست به نقطه اولیه خود بازگشت نماید بدون اینکه اختلافی از نظر نمایش فشار بر روی گراف بوجود آمده باشد .



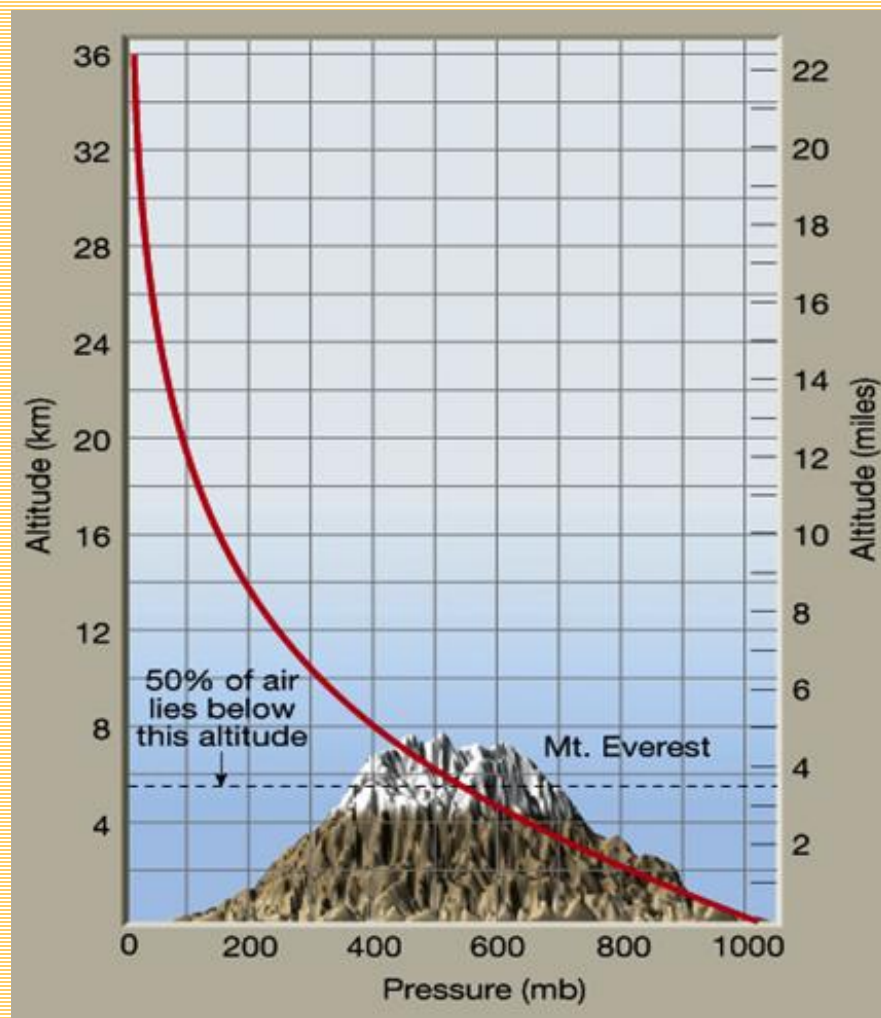
تغییرات عمودی فشار

- در مباحث قبلی گفتیم که فشار هوا در هر نقطه از سطح زمین عبارت است از وزن ستون هوایی که روی آن قسمت از زمین قرار گرفته است تقسیم بر مساحت سطح مورد نظر . با توجه به تعریف، ملاحظه می شود که میزان فشار در سطح زمین حداکثر مقدار خود را داشته و هر چند از سطح به طرف ارتفاعات بالاتر حرکت می کنیم، از فشار هوا کاسته می شود چراکه با افزایش ارتفاع، وزن ستون هوایی که روی نقطه مورد نظر قرار گرفته است، کاهش می یابد و در نتیجه طبیعی است که فشار هوا نیز با افزایش ارتفاع، کاهش یابد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار



- شکل زیر تغییرات فشار با ارتفاع را در مختصات دکارتی نشان می دهد.



توزیع افقی فشار

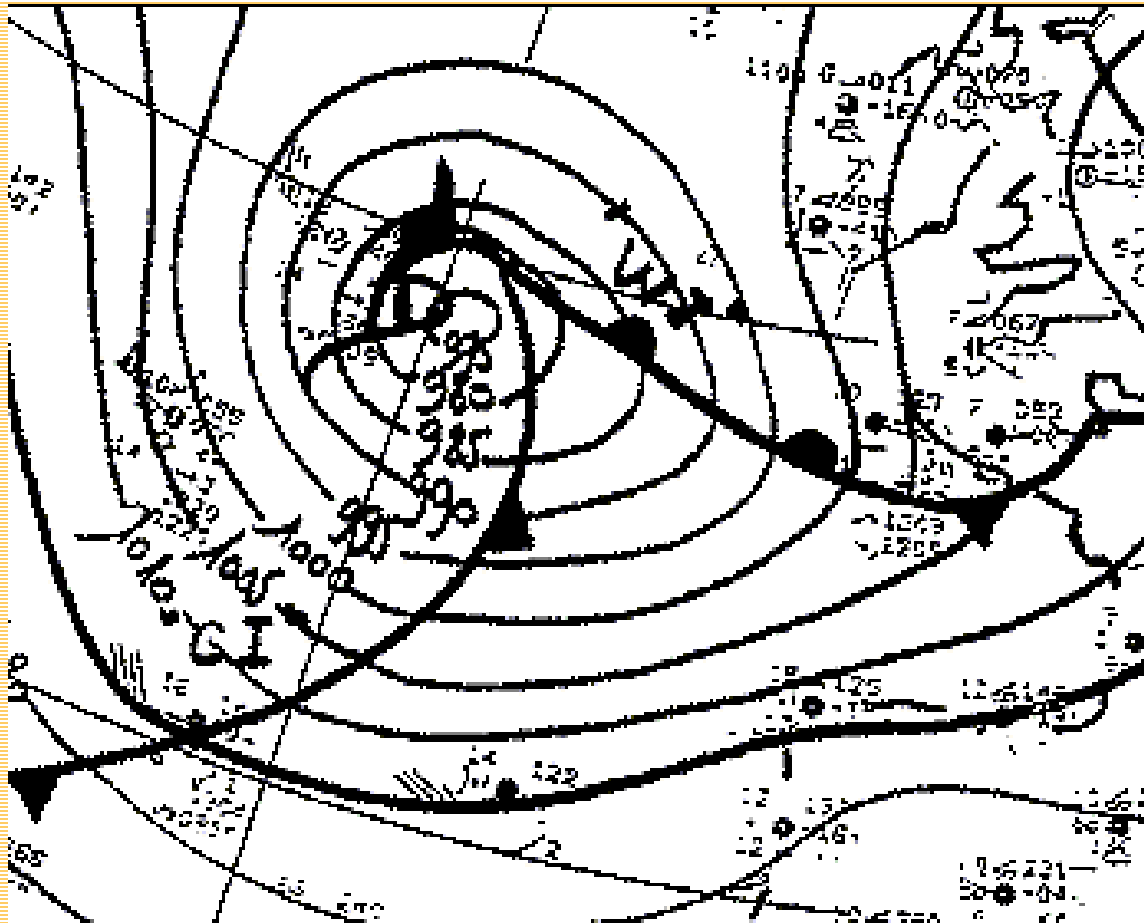
- برای اینکه بتوانیم توزیع افقی فشار را بررسی کنیم، از **خطوط همفشار (Isobar)** استفاده می کنیم .
- خطوط همفشار، مکان هندسی نقاط از يك سطح افقی هستند که فشار در سرتاسر آنها با هم برابر است. از آنجا که در منطقه ایستگاههای با ارتفاعات مختلف وجود دارد ، بایستی که ابتدا فشار آنها را به سطح دریاها تبدیل نموده و سپس خطوط همفشار برای منطقه ترسیم گردند. مجموعه منحنی های همفشار را **میدان فشار** یا **نقشه توزیع فشار** می گویند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار

در شکل زیر نمونه ای از يك نقشه توزیع فشار (توزیع افقی فشار) نشان داده شده است.



برگشت به فهرست درس



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار

تغییرات زمانی فشار

الف) تغییرات شبانه روزی فشار

ب) تغییرات سالانه فشار



الف) تغییرات شبانه روزی فشار

- منحنی تغییرات فشار در طول شبانه روز دارای دو نقطه اوج و دو نقطه قعر می باشد، به این ترتیب که فشار هوا از ساعت 4 به وقت محلی تا ساعت 10 صبح افزایش می یابد و بعد از آن میزان فشار تا ساعت 16 کاهش یافته و پس از آن دوباره روند صعودی به خود می گیرد و تا ساعت 22، میزان فشار افزایش پیدا می کند. مجدداً از ساعت 22 تا 4 صبح روز بعد، روند نزولی خود را طی می کند.



ب) تغییرات سالانه فشار

- تغییرات سالانه فشار از نقطه ای به نقطه دیگر فرق می کند. برای عرضهای میانه می توان گفت که در روی خشکیها میانگین فشار در تابستان کم و در زمستان زیاد است در حالیکه در مورد دریاها عکس قضیه صادق است .



پرفشارها و کم فشارها (Anticyclone and cyclone)

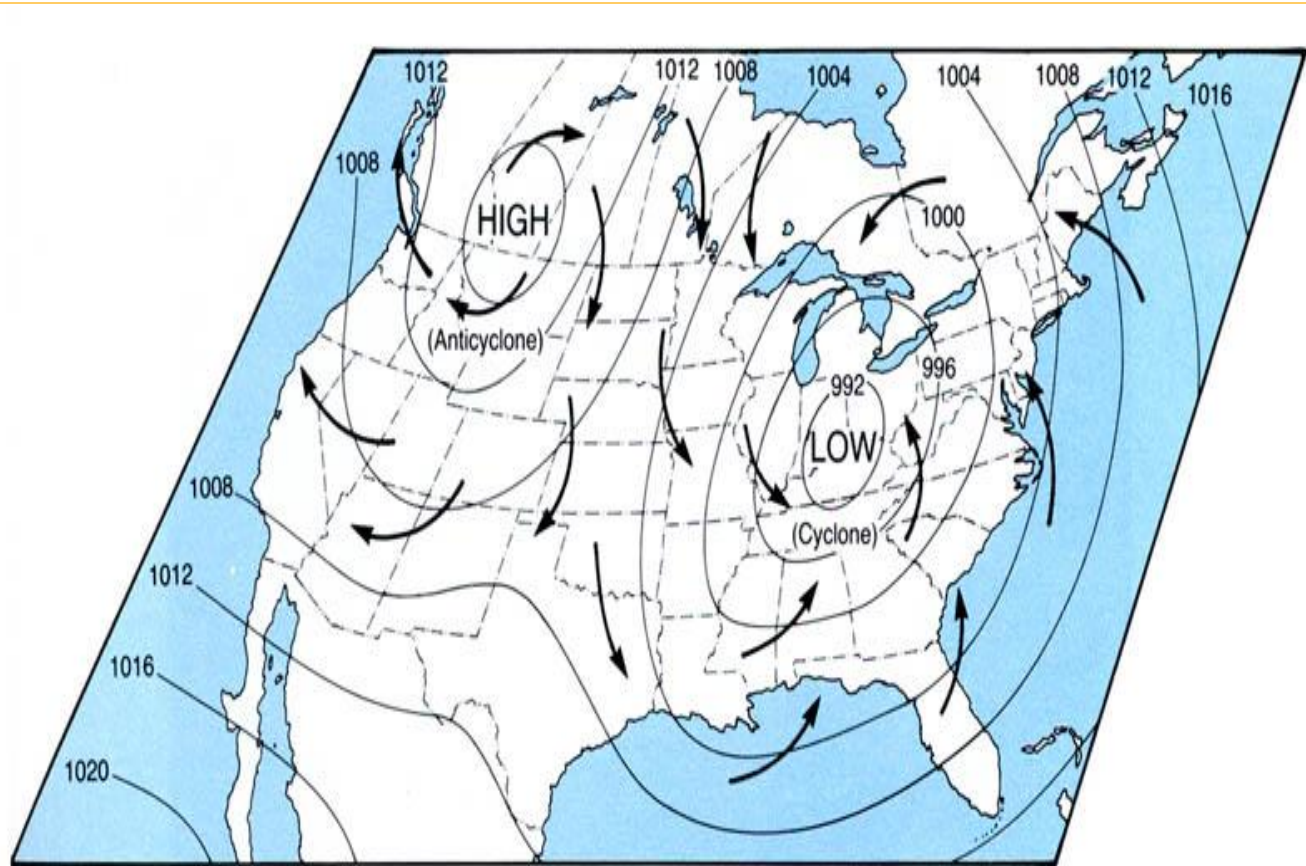
- هرگاه منحنیهای هم فشار به صورت منحنی های بسته ای (شبییه دایره یا بیضی و....) در آیند که در آنها فشار ضمن حرکت از داخل سیستم به خارج آن افزایش یابد، در اینصورت یک کم فشار یا سیکلون خواهیم داشت که روی نقشه های هواشناسی با حرف L مشخص می شود.
- هرگاه خطوط همفشار به صورت منحنی های بسته ای باشند که در آنها فشار از خارج به داخل افزایش پیدا کند ، چنین میدان فشاری را پر فشار یا آنتی سیکلون می گویند. پرفشارها را روی نقشه ها ی هواشناسی با حرف H نشان می دهند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار

شکل زیر یک نمونه پرفشار و کم فشار را نشان می دهد.



برگشت به فهرست درس



ترسیم خطوط هم فشار روی نقشه های سطح زمین

- ترسیم خطوط هم فشار بر روی نقشه های سطح زمین یکی از مهمترین عملیات مقدماتی تحلیل نقشه های هواشناسی است . ترسیم این خطوط تصویر روشنی از قانون مندی توزیع فشار بر سطح دریا و موقعیت کم فشارها و پرفشار ارائه می دهد و اصول مهم سازو کار گردش جو را آشکار می سازد.



پراکندگی فشار در سطوح فوقانی

- توزیع فشار در سطوح فوقانی به علت از بین رفتن اثرات عوارض طبیعی زمین در پراکندگی فشار، به طور قابل ملاحظه ای با پراکندگی آن در سطح زمین تفاوت دارد. معمولاً در پیش بینی وضع هوا از اطلاعات جو بالا به میزان بسیار زیادی استفاده می شود. در مورد نقشه های جو بالا، به جای بررسی وضع هوا در سطوح هم ارتفاع، وضع هوا در سطوح هم فشار بررسی می شوند.



کمربندهای فشاری در جهان

- کره زمین توسط یکسری کمربندهای فشاری احاطه شده است که موقعیت آنها در اثر تغییرات با دو درجه حرارت که خود تابعی از تابش خورشیدی و زمان است ، در فصول مختلف تغییر می کند.

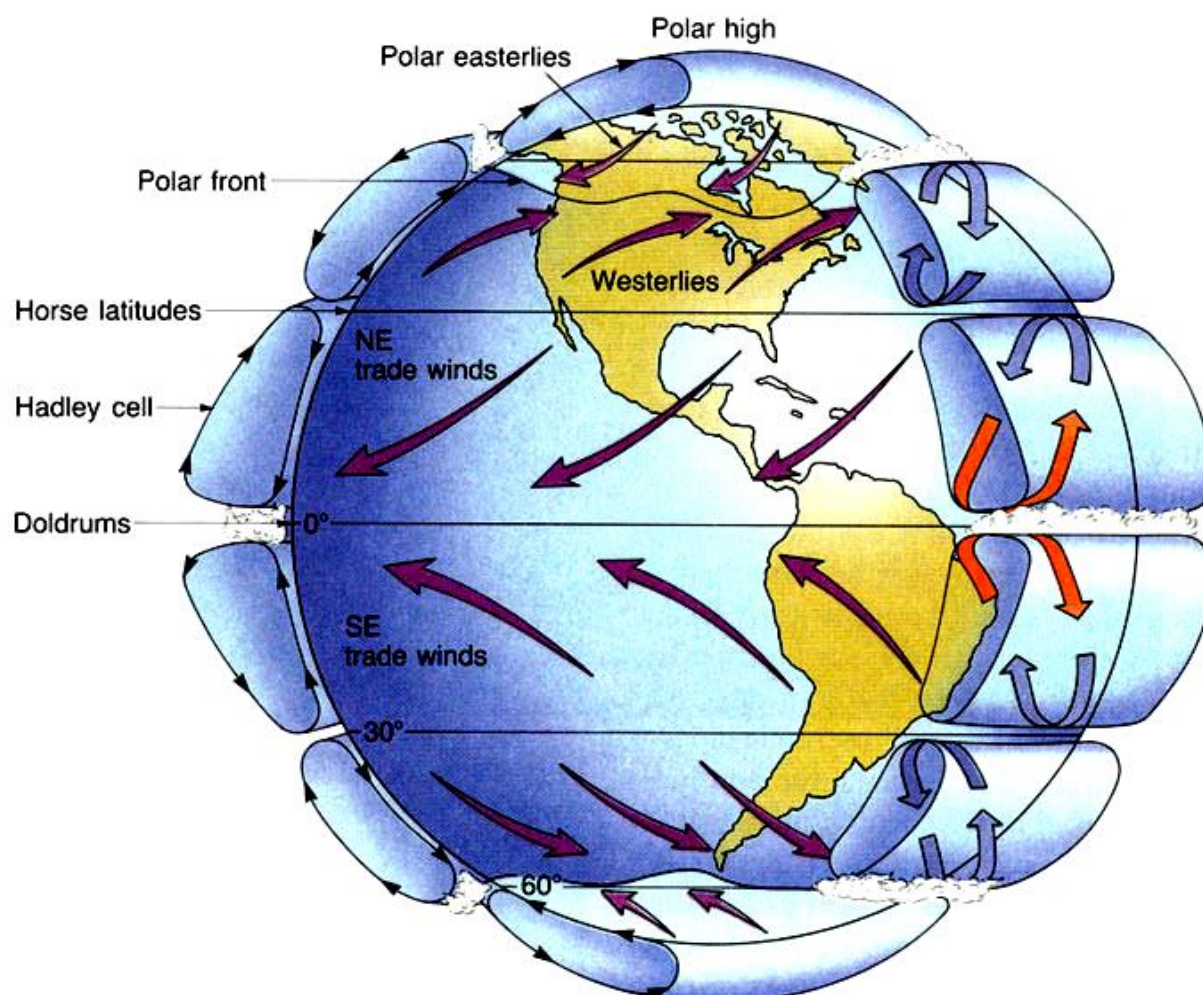
به طور کلی مهمترین کمربندهای فشاری که کره زمین را احاطه کرده اند به شرح زیر می باشند:

1. آرامگان استوایی
2. پرفشارهای جنب حاره (عرضهای اسبی)
3. کم فشارهای جنب قطبی
4. پرفشارهای قطبی



هوا و اقلیم شناسی

فصل ششم : فشار



- این شکل توزیع فشار و کمربندهای فشاری و همچنین بادها در سطح کره زمین نشان می دهد.



آرامگان استوایی

- در این ناحیه بادهای تجارتی از سمت جنوب شرقی و شمال شرقی ، به صورت همگرا می وزند. در این ناحیه غالباً هوای ساکن حاکم است و صعود هوای مرطوب باعث پیدایش ابرهای کومولوس و کومولونیمبوس می شود که منشاء بارانهای رگباری شدید در این منطقه می باشند. این پدیده ها در فصولی که آفتاب در سمت الراس باشد، شدیدتر هستند.
- این منطقه را از آن جهت **آرامگان** گویند که سطح دریاها در این منطقه به صورت صاف و براق است و عمده حرکات هوا در این ناحیه قائم ولی با بادهای سبک و متغیر همراه است.



پرفشارهای جنب حاره (عرضهای اسبی)

- این کمربند پرفشار در عرضهای حدود 30 درجه، در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی دیده می شود. پرفشارها در این ناحیه در نتیجه نزول هوایی که به صورت بی درروگرم می شود، ایجاد می شوند. از خصوصیات این ناحیه می توان هوای صاف و آفتابی همراه با رطوبت نسبی پایین را نام برد.
- در نتیجه نزول هوای گرم و خشک است که باعث پیدایش بیابانهای بزرگ در این ناحیه گردیده است.



کمربند کم فشارهای جنب قطبی

- در عرضهای نزدیک قطب و در هر دو نیمکره ، کم فشارهایی وجود دارند که هنگام زمستان عمدتاً در اقیانوس آرام شمالی و اقیانوس اطلس شمالی بسیار بارز بوده و به نامهای آئوسن و ایسلند معروفند.
- این مراکز فشار تابستان ها ضعیف می شوند تا آنجا که کم فشار آئوسن تقریباً از بین می رود و کم فشار ایسلند نیز فوق العاده ضعیف می گردد. مراکز کم فشار در نیمکره جنوبی به دلیل غلبه اقیانوسها، تغییرات کمتری را نشان می دهند.



کلاهک های پرفشار قطبی

- این کلاهک ها شامل مراکز پرفشاری است که در منطقه قطبی و در هر دو نیمکره حاکم هستند. این مراکز پرفشار طی فصول مختلف تغییر می نمایند و به عبارتی تابع فصول سال هستند. علت نامگذاری اینها به نام کلاهک پرفشار، به دلیل میانگین فشار بالای این مناطق است.



هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم

باد



مقدمه

- باد عبارت است از جریان افقی هوا از يك منطقه به منطقه دیگر. این جریان افقی هوا نقش بسیار مهمی در زندگی همه موجودات روی کره زمین، بازی می‌کند.
- عامل اصلی که باعث انتقال جریان هوا از يك منطقه به منطقه دیگر می‌شود، اختلاف فشار بین نواحی مختلف است به طوری که هوا از مناطقی که فشار زیادتری دارند به نواحی با فشار کمتر، جریان می‌یابد.



عوامل مؤثر در تشکیل باد و حرکت آن

- مهم‌ترین عاملی که باعث ایجاد باد می‌شود، توزیع غیریکنواخت دما و فشار در نواحی مختلف می‌باشد. وقتی هوای موجود بر روی يك سطح گرم می‌شود، به تدریج سبك شده و به سمت بالا جریان می‌یابد و یا اینکه در امتداد افقی به ناحیه‌ای که دارای دمای کمتری است حرکت می‌کند. این حرکت و جریان هوا از يك منطقه به منطقه دیگر همان باد است که ضمن این حرکت، باعث تغییراتی در هوای منطقه‌ای که باد به آنجا می‌وزد، خواهد شد.



- حرکت هوا از يك منطقه به منطقه دیگر تحت تأثیر یکسری نیروها است که عمده‌ترین آنها عبارتند از:

1. نیروی گرادیان فشار
2. نیروی کوریولیس
3. نیروی اصطکاک سطح



1- نیروی گرادیان فشار

- همان طور که در فصل فشار ملاحظه شد، گرادیان فشار عبارت است از اختلاف فشار بین دو نقطه تقسیم بر فواصل افقی همان دو نقطه. از این عبارت پیداست که نیروی گرادیان فشار در مکان‌هایی که خطوط هم‌فشار نزدیک هم هستند قوی‌تر از نقاطی است که این خطوط از هم فاصله بیشتری دارند .
- نیروی باد و حرکت آن نیز با گرادیان فشاری نسبت مستقیم دارد. به عبارت دیگر هر چه نیروی گرادیان فشار شدیدتر و بزرگتر باشد، باد قوی‌تر خواهد بود.



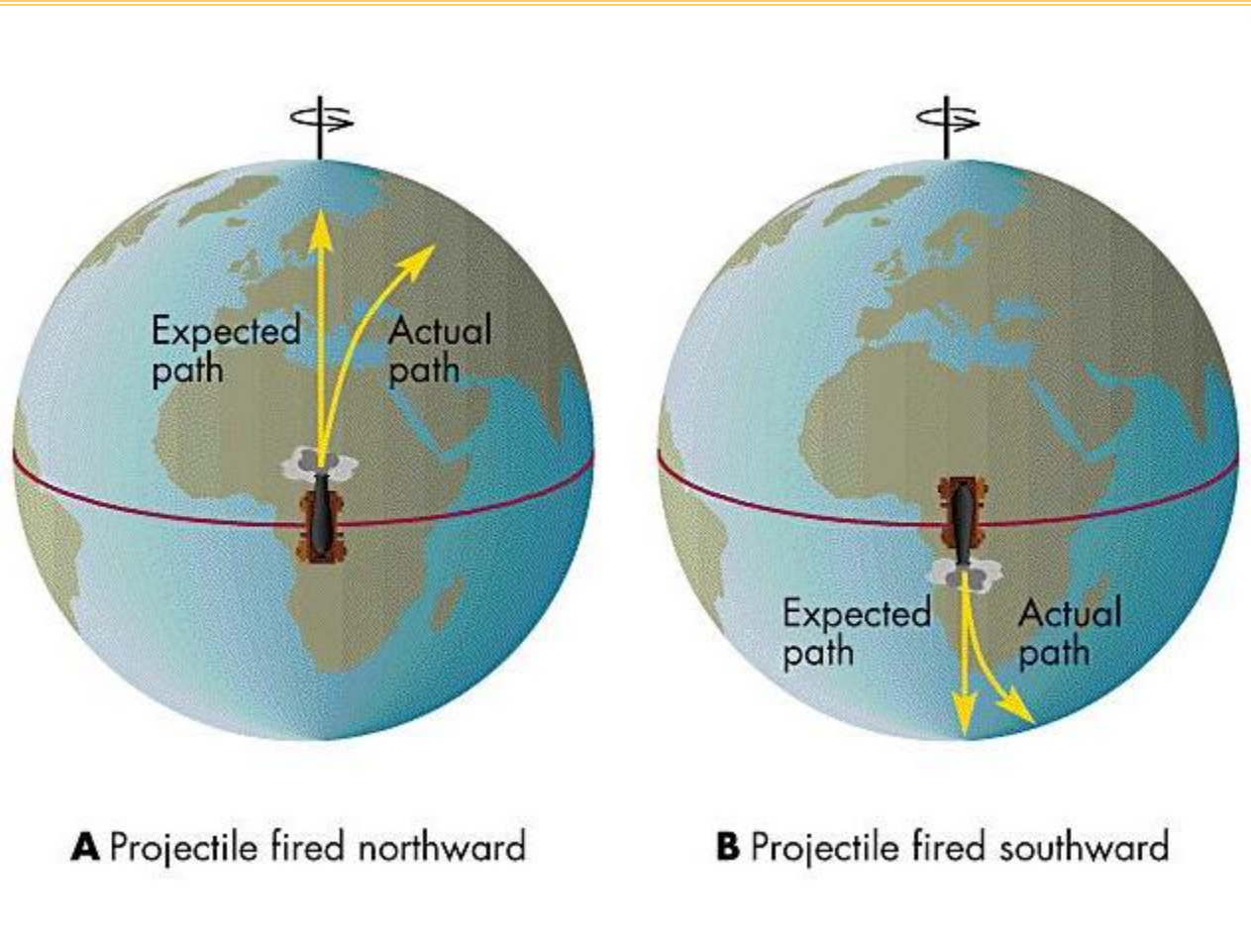
2- نیروی کوریولیس (Coriolis)

- این نیرو در اثر چرخش زمین به دور خودش ایجاد می‌شود. اگر ما یک بسته هوا داشته باشیم که حال حرکت باشد و مسیر حرکت آن کروی باشد، این بسته ضمن حرکت به سمت راست خویش منحرف شده و ادامه مسیر خواهد داد. چنانچه بخواهیم آن را در امتداد مسیر کروی نگه داریم، بایستی بر آن نیروی وارد نمائیم که این نیرو مانع از انحراف بسته هوا از مسیر کروی آن شود.
- نیرویی را که باعث می‌شود تا بسته هوا از مسیر خودش خارج شود را نیروی کوریولیس می‌نامند. این نیرو در اثر حرکت دورانی زمین ایجاد می‌شود.



هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد





- يك مركز كم فشار را در نظر بگيريد. نیروی گرادیان در این مرکز کم فشار، به این صورت است که از سمت فشار زیاد به سمت فشار کم بوده و در جهت عمود بر خطوط هم فشار وارد می شود. از طرفی نیروی کوریولیس نیز باعث انحراف بسته هوا به سمت راست در نیمکره شمالی خواهد گردید. در نتیجه بردار برآیند این دو نیرو (گرادیان و کوریولیس) باعث می شود که جریان هوا با يك زاویه ای به سمت مرکز ناحیه کم فشار جریان یابد .

- نتیجه این خواهد شد که جریان هوا در نزدیکی مرکز کم فشار در نیم کره شمالی، حالت همگرایی پیدا نمایند و جهت حرکت بسته های هوا در **جهت خلاف عقربه های ساعت** باشد.



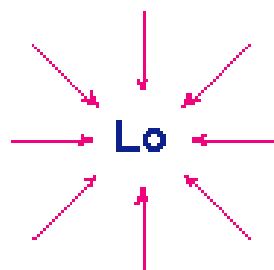
- در مورد حرکت پرفشار قضیه به این صورت است که بردار گرادیان از سمت داخل به خارج است. نیروی کوریولیس در نیمکره شمالی باعث انحراف بسته متحرك به سمت راست آن می‌گردد. ماحصل اینها این خواهد بود که جریان هوا حالت واگرایی پیدا نموده و جهت حرکت هم **در جهت عقربه‌های ساعت** باشد. در مورد نیمکره جنوبی، واگرایی **در جهت خلاف عقربه‌های ساعت** صورت می‌گیرد.



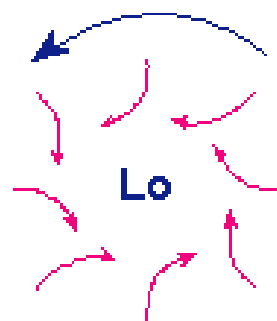
هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد

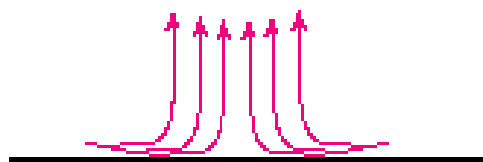
Top View:



Counterclockwise
Wind Flow

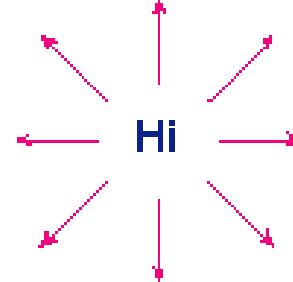


Side View:

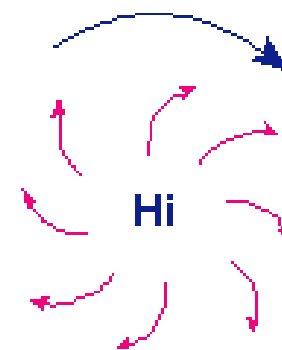


With Coriolis
Effects

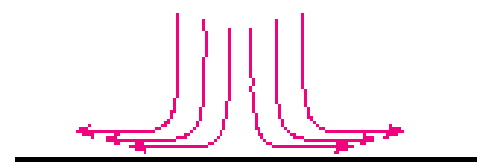
Top View:



Clockwise
Wind Flow



Side View:



With Coriolis
Effects



3- نیروی اصطكاك

- این نیرو در اثر تماس بسته هوای متحرك با سطح زمین به وجود می‌آید. همان طور که می‌دانیم سطح زمین، يك سطح ناهموار است و جریان هوا ضمن برخورد با این سطح ناهموار، تا حدودی از سرعت آن کاسته می‌شود. هر چه از سطح زمین بالاتر برویم، چون تأثیر ناهمواری‌ها بر جریان هوا کاهش می‌یابد، نیروی اصطكاك نیز کاهش خواهد یافت به طوری که از ارتفاع يك كيلومتر به بعد تأثیر آن بسیار کم شده و می‌توان از آن صرف نظر نمود.



مشخصه‌های باد

- از آنجایی که باد يك كمیت برداری است، مانند هر كمیت برداری دیگری با دو فاکتور سنجیده می‌شود:

1- جهت باد : سمتی است که باد از آن سمت می‌وزد. به عنوان

مثال وقتی می‌گوییم جهت باد شمال غربی است یعنی اینکه باد از سمت شمال غرب به سمت جنوب شرق جریان دارد .

2- سرعت باد : مشخص کننده میزان حرکت بسته‌های هوا است و

اینکه این بسته‌ها با چه سرعتی در حال حرکت هستند .



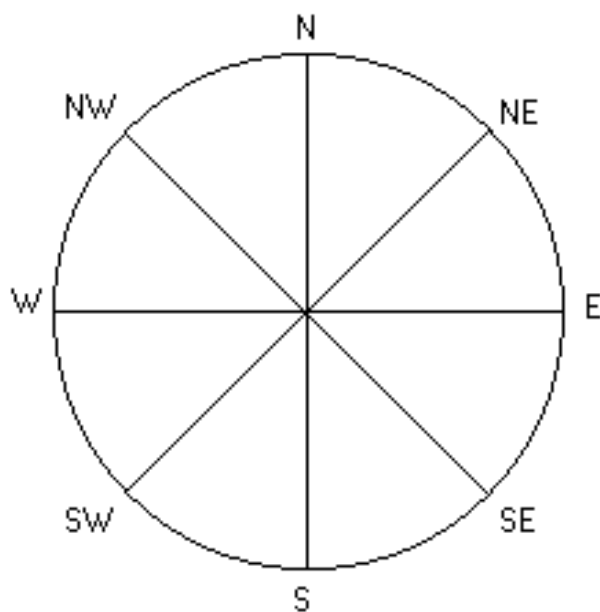
مقیاس‌ها و واحدهای اندازه‌گیری باد

- برای مشخص کردن جهت باد، می‌توان از **سیستم حرفی** یا **رقومی** استفاده نمود.
- در سیستم حرفی، از حروف انگلیسی برای مشخص کردن جهت باد استفاده می‌شود. خود این مقیاس می‌تواند به صورت 8 قسمتی یا 16 قسمتی باشد. در سیستم 8 قسمتی، 360 درجه به 8 قسمت تقسیم شده و هر قسمت با یک سری حروف مشخص خواهد شد. برای این منظور ابتدا چهار جهت اصلی یعنی شمال، شرق، جنوب و غرب را مشخص می‌نمایند و این‌ها را بترتیب با حروف N ، E ، S و W مشخص می‌نمایند.



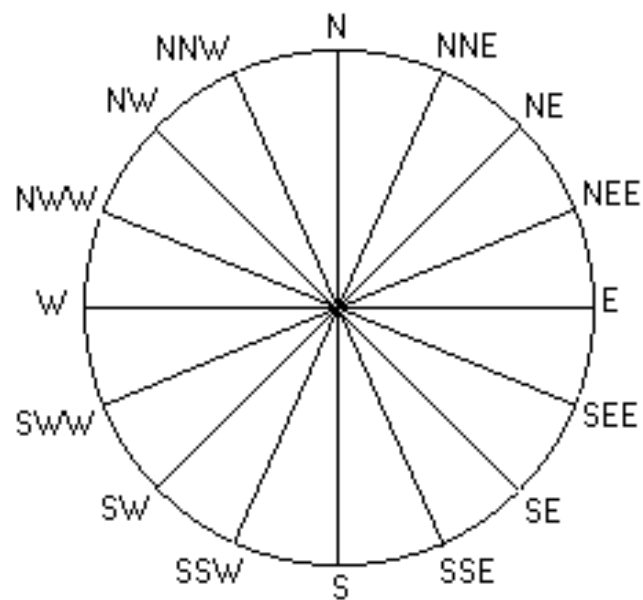
هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد



[الف]

سیستم 8 قسمتی



[ب]

سیستم 16 قسمتی



- در سیستم رقمی، جهت باد با يك عدد دو رقمی نمایش داده می‌شود. برای این منظور، جهت وزش باد را بر 10 تقسیم نموده و حاصل را گرد می‌نمایند و به صورت دو رقمی گزارش می‌کنند.
- جهت باد شمال را در این سیستم با عدد 36 مشخص می‌کنند و در صورتی که وزش باد نداشته باشیم با رقم صفر گزارش می‌شوند.



- برای مشخص کردن سرعت باد از واحدهای مختلفی استفاده می‌شود که مهم‌ترین آنها عبارتند از:

1. متر بر ثانیه
2. کیلومتر بر ساعت
3. کیلومتر بر روز
4. نات یا گره دریایی (Knot)



مشخص کردن باد در نقشه‌های هواشناسی

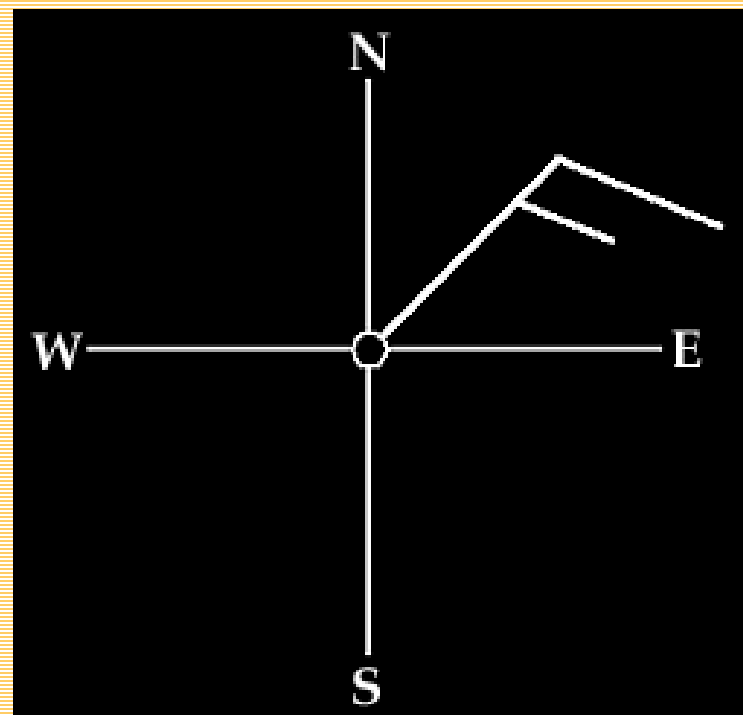
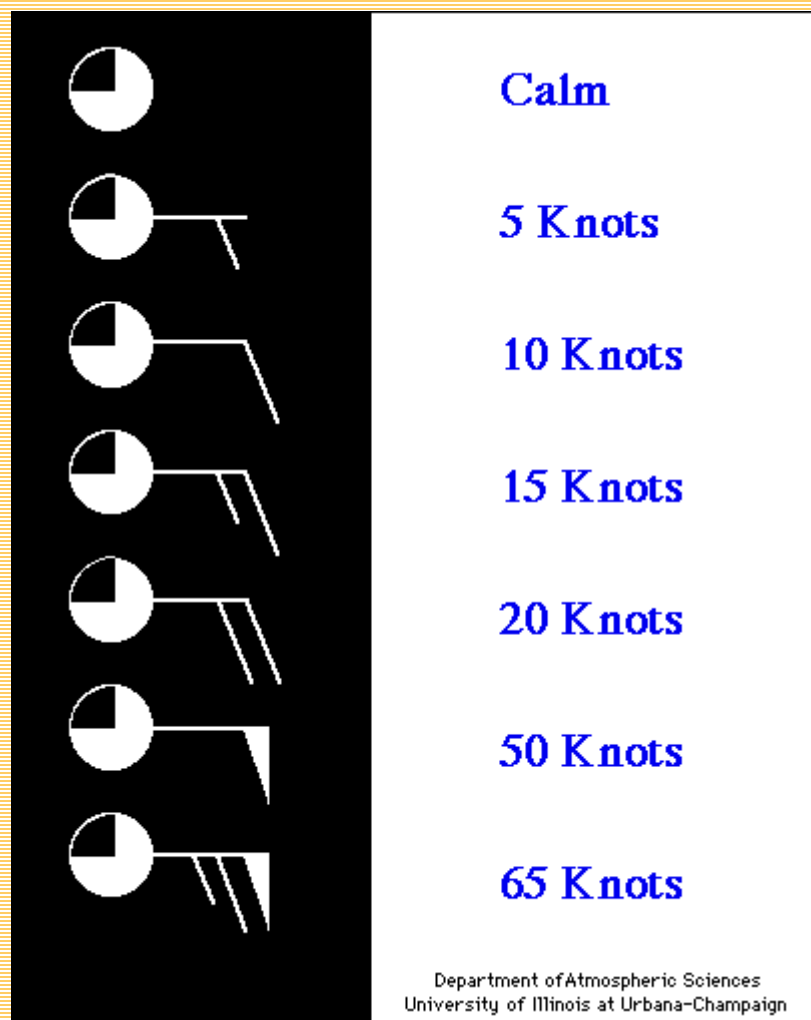
- در روی نقشه‌های هواشناسی، هر يك از ایستگاه‌های هواشناسی توسط دایره‌ای مشخص می‌شوند و سپس خطی در امتداد باد غالب آن ایستگاه ترسیم می‌گردد که این خط مشخص کننده جهت باد غالب منطقه یا ایستگاه می‌باشد. سرعت باد هم توسط يك سری خط و نیم‌خط‌ها و مثلث‌هایی بر روی خط جهت، مشخص می‌گردد. هر خط معرف 10 نات، هر نیم معرف 5 نات و هر مثلث معرف سرعت باد 50 ناتی می‌باشند. جهت باد از سمتی که خط ترسیم شده است به سمت ایستگاه می‌باشد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد

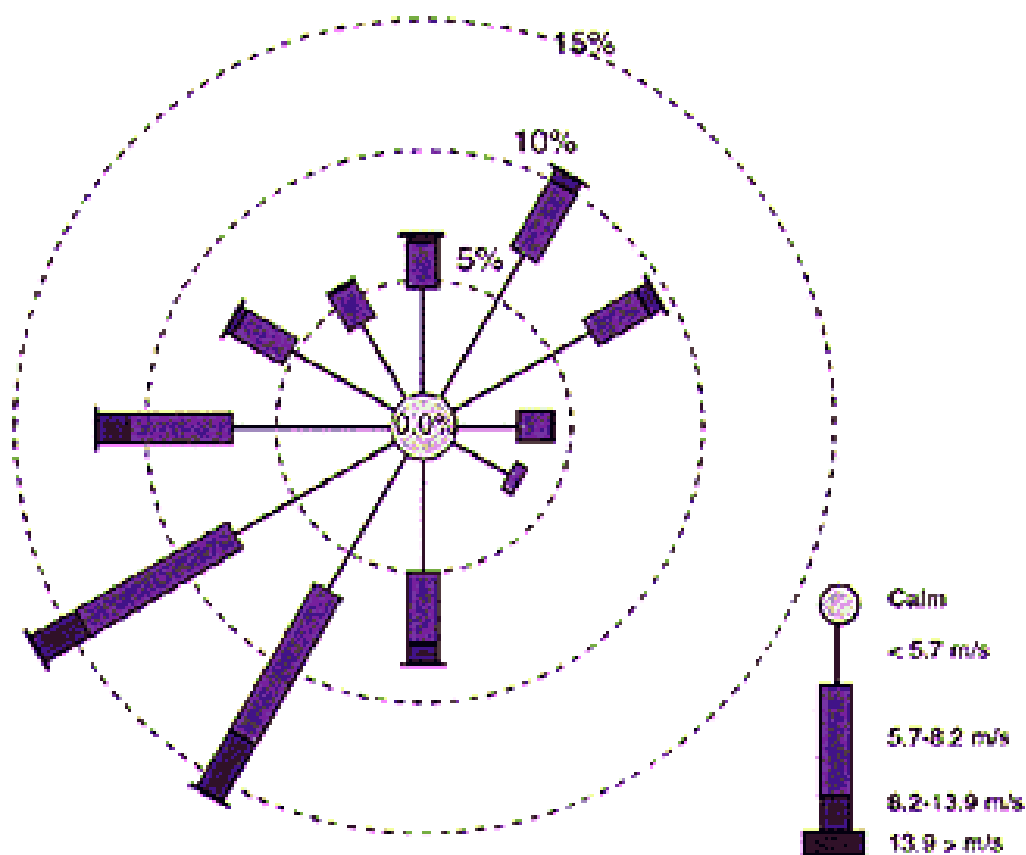
- شکل زیر يك ايستگاه را به عنوان نمونه نشان می‌دهد.





هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد



- به منظور تحلیل اقلیمی بادهای، از **گل‌بادهای فراوانی** استفاده می‌شود.
- شکل روبرویک نمونه گل‌باد فراوانی‌ها را نشان می‌دهد.



رژیم شبانه روزی باد

- تغییرات سرعت باد در طول شبانه روز را **رژیم شبانه روزی سرعت باد** می گویند. سرعت باد پس از طلوع آفتاب شروع به افزایش می کند. این امر به این دلیل است که هوای مجاور زمین با دریافت انرژی خورشیدی گرم شده و به تدریج صعود می کند و در نتیجه صعود هوا، باد تشکیل می شود. به مرور که دمای هوا افزایش پیدا می کند، سرعت باد نیز روند صعودی یافته ، تا اینکه در حوالی بعد از ظهر که دما به حداکثر خود رسید، سرعت باد نیز به حداکثر خودش می رسد. پس از آن با سرد شدن هوا، میزان صعود هوا نیز کاهش می یابد و به این ترتیب سرعت باد نیز تا اوایل صبح کاهش خواهد یافت.



بادهای محلی

- این بادهای محلی در مقیاس كوچك و به صورت محلی اتفاق می افتند و در مقیاس قاره ای و وسیع آنها را نخواهیم داشت. عامل اصلی که باعث ایجاد این بادهای محلی می شود **اختلاف دما یا اختلاف فشار بین دو نقطه** است که باعث جریان هوا از منطقه با فشار زیاد به منطقه با فشار کمتر می گردد.
- اختلاف فشار بین دو نقطه ممکن است ناشی از جنس و طبیعت سطح و یا توپوگرافی باشد.

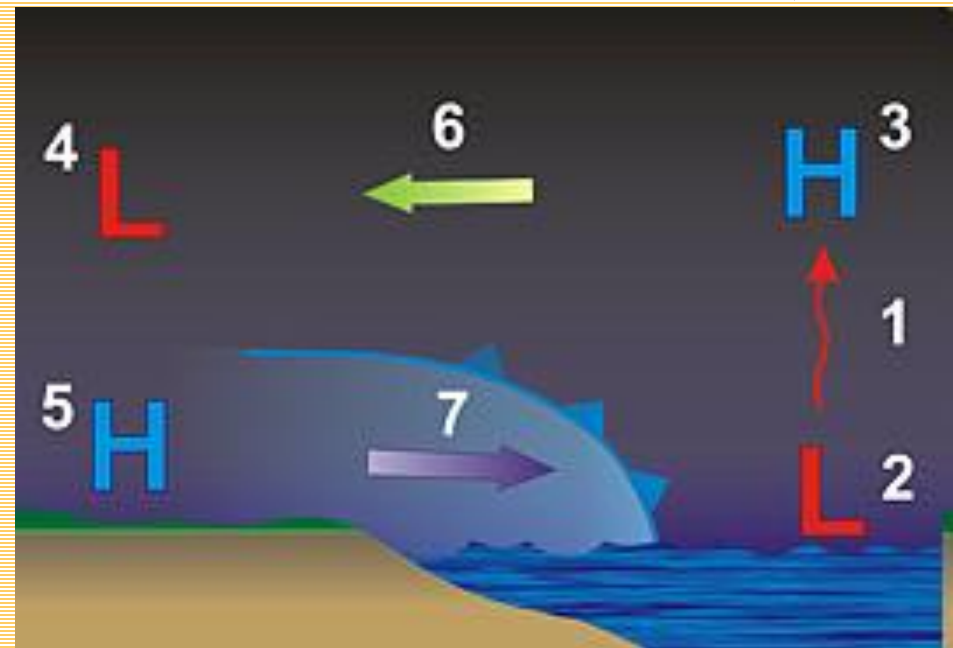
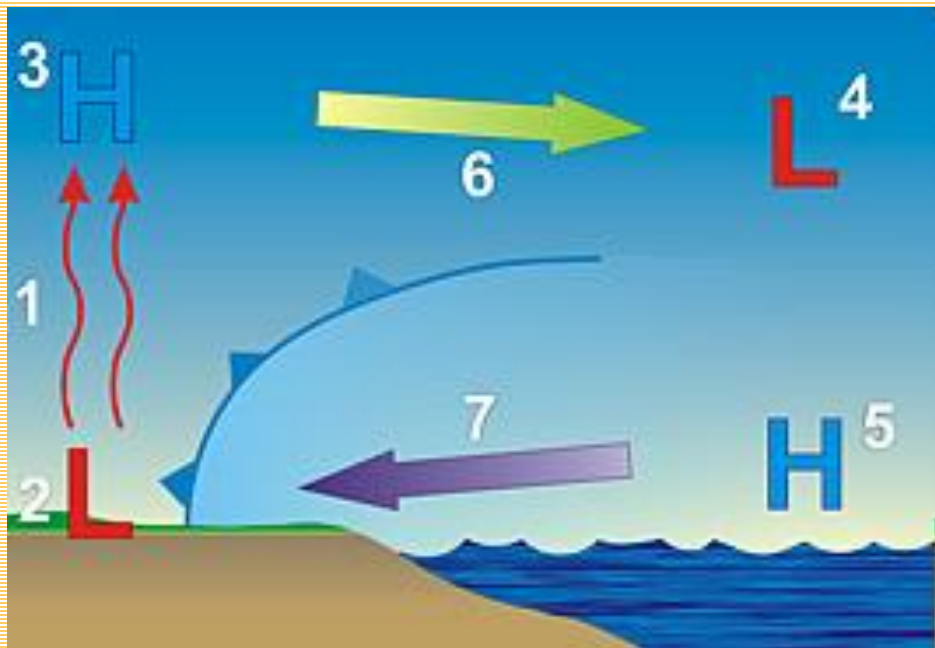


هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد

نسیم خشکی و دریا

این پدیده در اثر اختلاف دما و فشار بین دریا و خشکی به وجود می‌آید. نسیم دریا در صول روز جریان دارد و نسیم خشکی به عکس نسیم دریا ، در طول شب جریان دارد.





باد کوه و دره (Katabatic and Anabatic)

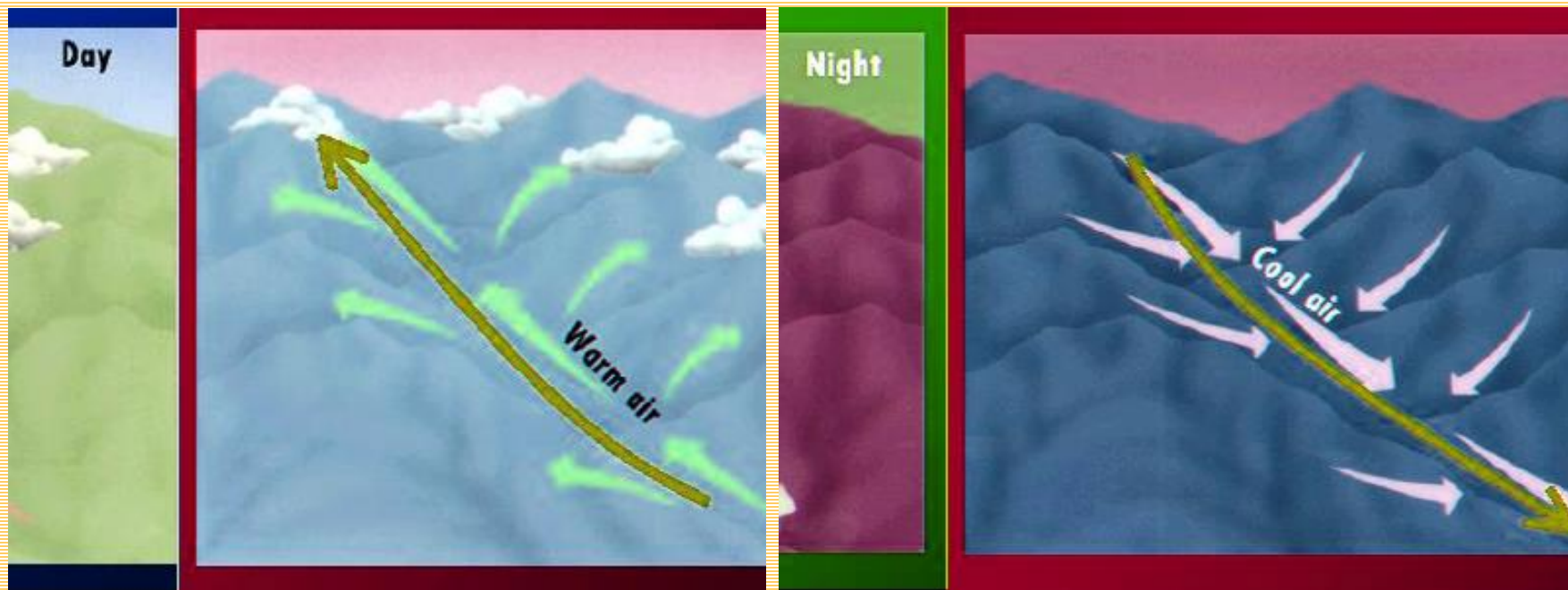
- این باد ، جریان هوایی است که بین کوه و دره برقرار است و جهت آن در روز و شب معکوس می‌گردد.
- جریان شبانه هوا از کوه به سمت دره به نام باد کوه (کاتاباتیک) معروف است.
- جریان روزانه هوا از دره به سمت کوه به نام باد دره (کاتاباتیک) معروف است.



هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد

نمایش نسیم کوه و دره





بادفون (Foehn)

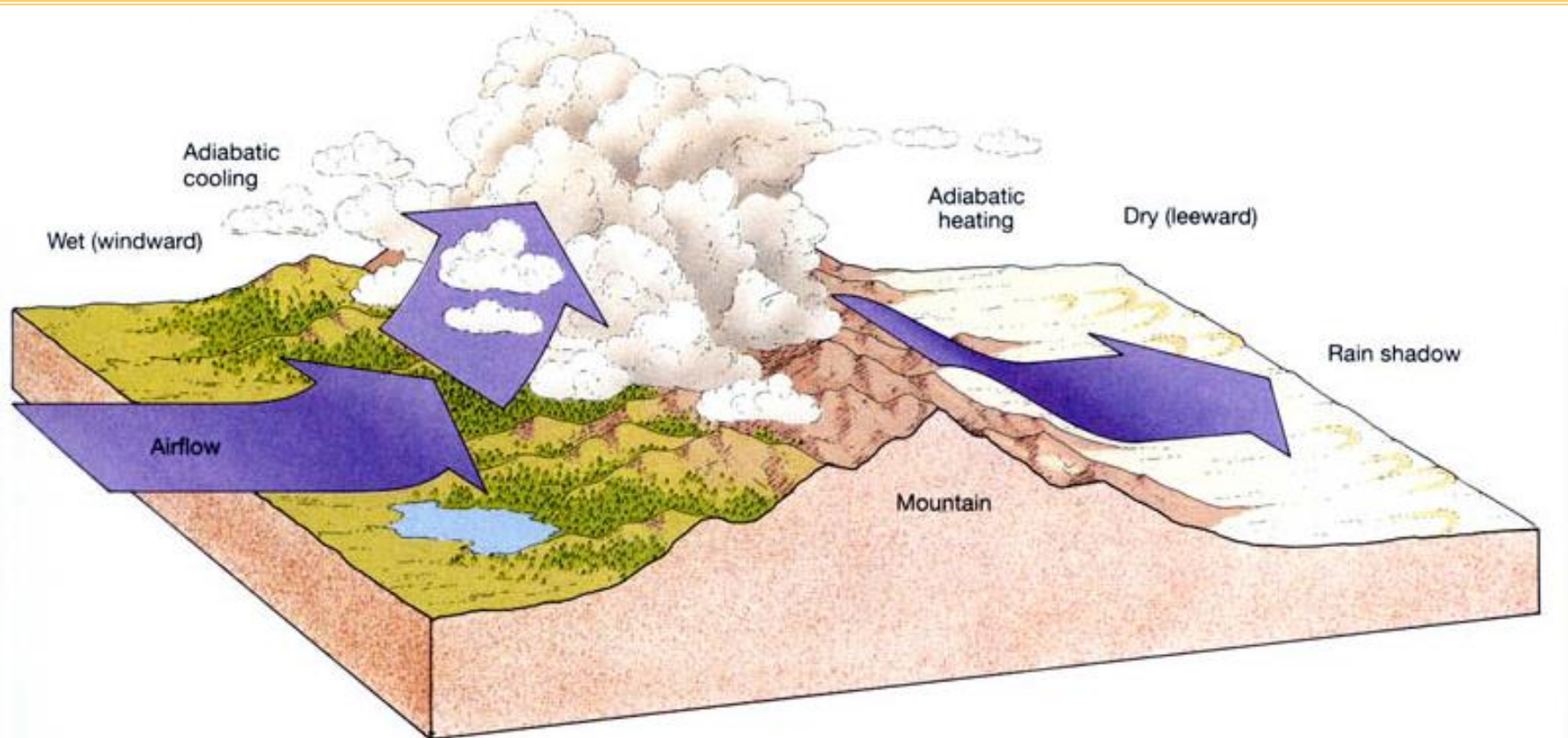
- این پدیده در سمت پشت به باد کوه‌هایی که در آنها هوا مجبور به صعود شده است، مشاهده می‌گردد. از جمله این بادهای می‌توان بادهایی که در سمت شمالی کوه‌های آلپ می‌وزند را نام برد.
- پدیده فون عامل مهمی در ذوب شدن برف‌ها، تبخیر آب از سطح خاک و درخشك شدن سطح خاک و مزارع بوده و می‌تواند عامل مهمی در آتش‌سوزی جنگل‌ها به شمار آید.



هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد

• شکل زیر پدیده فون را نشان می‌دهد.





اندازه‌گیری جهت باد

برای اندازه‌گیری جهت باد از وسیله‌ای به نام بادنما استفاده می‌شود .

- بادنماها را می‌توان بر اساس تعداد صفحاتی که در ساختمان آنها به کار رفته است، تقسیم بندی نمود. از این دیدگاه سه نوع باد نما خواهیم داشت:

1. الف) بادنمای يك صفحه‌ای

2. ب) بادنمای دو صفحه‌ای

3. ج) بادنمای کیسه‌ای



نکات مهم در مورد ساختمان بادنما

- رعایت نکات زیر در ساختمان بادنما ضروری است:
- بادنما می‌بایست کاملاً به طور قائم قرار گیرد تا قسمت افقی آن به راحتی حول محور عمودی حرکت کند.
- بادنما بایستی به راحتی حول محور عمودی دوران نماید به عبارت دیگر اصطکاک بین محور افقی بادنما و محور عمودی آن، حداقل باشد.
- وزن بادنما در دو طرف محور عمودی، بایستی با هم برابر باشد.
- سطح فلش را کوچک‌تر از سطح صفحات آن انتخاب کنیم تا به راحتی در جهت باد قرار گیرد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل هفتم : باد

در شکل روبرو نمونه‌هایی از بادنماها مشاهده می‌شوند.





اندازه‌گیری سرعت باد

- اندازه‌گیری سرعت باد توسط وسیله‌ای به نام بادسنج (Anemometer) انجام می‌گیرد. بادسنج‌ها خود به گروه‌های زیر تقسیم می‌شوند:

الف) بادسنج فنجانی

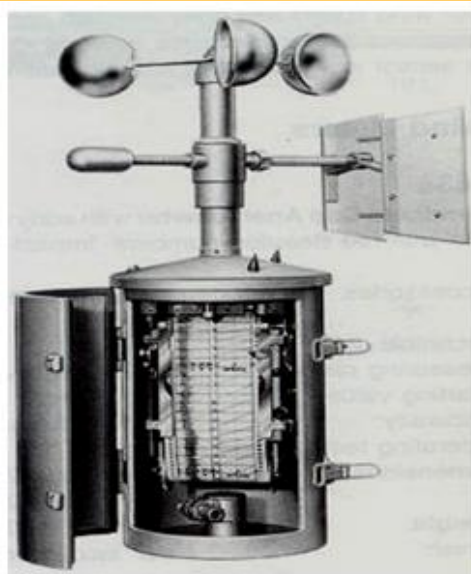
1- بادسنج فنجانی شمارنده

2- بادسنج الکتریکی

ب) بادسنج پاندولی



• شکل روبرو نمونه هایی از بادسنجها را نشان می دهد.





هوا و اقلیم شناسی

فصل هشتم

توده‌های هوا و جبهه‌ها



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده‌های هوا

- توده هوا عبارت است از حجم وسیعی از اتمسفر که خصوصیات فیزیکی آن در امتداد افقی یکسان است.
- این خواص فیزیکی شامل دما و رطوبت می‌باشند. به عبارت دیگر گرادیان افقی دما و رطوبت در داخل توده‌های هوا کم است اما بایستی توجه داشت که خصوصیات فیزیکی توده هوا در امتداد عمودی یکسان نبوده و تغییرات دما و رطوبت با ارتفاع از قوانین مشخصی که مخصوص هر توده هوا است، پیروی می‌کند.



تقسیم‌بندی حرارتی توده‌های هوا

- یکی از عمده‌ترین مشخصه‌هایی که برای طبقه‌بندی توده‌های هوا استفاده می‌شود، خصوصیات دمایی آنها است. از این نظر می‌توان توده‌های هوا را به صورت زیر تقسیم‌بندی نمود.

1- توده‌های هوای گرم

2- توده هوای سرد

3- توده هوای خنثی



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

هوا و اقلیم شناسی

- **توده هوای گرم** عبارت است از توده هوایی که دمای آن بیشتر از سطح زیرین بوده و بتدریج با گذشت زمان سرد می‌شود.
- **توده هوای سرد** عبارت است از توده هوایی است که دمای آن کمتر از سطح زیرین آن بوده و بتدریج گرم می‌شود.
- **توده هوای خنثی** عبارت است از توده هوایی که طی روزهای متوالی، خصوصیات دمایی و رطوبتی خود را بدون تغییر قابل ملاحظه‌ای حفظ می‌کند.



فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها

هر کدام از گروه‌های توده هوای گرم یا سرد را می‌توان بر اساس خصوصیات پایداری یا ناپایداری آنها، به دو گروه توده هوای پایدار و ناپایدار، تقسیم‌بندی نمود.

- **یک توده هوای پایدار**، عبارت است از توده هوایی است که در قسمت عمده ضخامت آن، گرادیان قائم دما کمتر از گرادیان قائم بی‌دررو اشباع می‌باشد و حرکات همرفتی قائم هوا در آن وجود ندارد.

- **توده هوای ناپایدار**، عبارت است از توده هوایی که در قسمت عمده ضخامت آن گرادیان قائم دما بیشتر از گرادیان قائم بی‌دررو اشباع باشد. از مهمترین خصوصیات توده هوای ناپایدار، وجود حرکات همرفتی صعودی در آنها می‌باشد که باعث تشکیل ابرهای کومولوسی می‌شود.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای گرم پایدار

- این توده هوا در نیمه سرد سال بر روی خشکی‌ها و در نیمه گرم سال بر روی دریاها مشاهده می‌شود. علت تشکیل توده هوای گرم پایدار بر روی خشکی‌ها این است که وقتی توده هوای گرم در نیمه سرد سال وارد خشکی‌ها می‌شود به علت تأثیر سطح سرد زیرین بر روی آن، گرادیان قائم دما در لایه‌های مجاور سطح کاهش یافته و اغلب یک لایه وارونگی دمایی در ارتفاعات چند صد متری تشکیل می‌شود که این لایه وارونگی از حرکات صعودی هوا جلوگیری می‌کند.
- از مهمترین مشخصه‌های توده هوای گرم پایدار، وجود ابرهای استراتوکومولوسی است که گاهی همراه با مه فرا رفتی و باران ریزه می‌باشند.



فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای گرم ناپایدار

- این نوع توده هوا عموماً در تابستان بر روی خشکیها و در نیمه سرد سال (زمستان) بر سطح دریاها و اقیانوسها مشاهده می‌شود. این توده هوا طی فصول گرم در قاره‌ها شکل گرفته و ضمن حرکت به سمت شمال ناپایدارتر نیز می‌شود، چرا که گرم شدن آن توسط سطح زیرین و افزایش رطوبت موجود در آن در اثر تبخیر از سطح آب و خاک و ... باعث افزایش ناپایداری در آن می‌گردد. مهمترین مشخصه‌های این نوع توده هوا، ظهور ابرهای کومولوس و کومولونیمبوس همراه با بارشهای رگباری و مه تابشی شبانه می‌باشد.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای سرد ناپایدار

- این توده هوا، عموماً در نیمه گرم سال (تابستان) بر روی قاره‌ها مشاهده می‌شود و آن هنگامی است که هوای سرد شمالگان به سمت خشکی‌ها هجوم می‌آورد. در نیمه سرد سال (زمستان‌ها) این توده هوا بر روی دریاها و اقیانوسها مشاهده می‌شود. تغییرات شبانه‌روزی عناصر جوی (از جمله دما، رطوبت، فشار و ...) در این توده هوا بسیار زیاد بوده و نسبت به دو گروه قبلی، زیادتر است.
- از مهمترین مشخصه‌های این نوع توده هوا، وجود ابرهای کومولوسی و کومولونیمبوسی طی ساعات مناسب و همچنین بارشهای رگباری و رعد و برق است.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای سرد پایدار

- این توده هوا عموماً طی فصول سرد (زمستان‌ها) بر روی خشکی‌ها و قاره‌ها مشاهده می‌شود و معمولاً بر روی اقیانوسها و دریاها دیده نمی‌شود. البته در برخی موارد استثنائاتی نیز وجود دارد. به عنوان مثال گاهی می‌توان این توده هوا را در فصول گرم بر روی مناطق شمالگان و جنوبگان، مشاهده نمود.
- از مهمترین مشخصه‌های این توده هوا، وجود یخبندان توأم با هوای صاف و گاهی همراه با مه تابشی و یا اینکه ابرهای پوششی استراتوسی یا استراتوکومولوسی است که بعضی مواقع با بارش ملایم برف همراه هستند.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای خنثی

- این توده هوا عموماً در اثر سرد شدن يك توده هوای گرم توسط سطح زیرین آن، ایجاد می‌شود و معمولاً خصوصیات توده هوای پایدار را داراست. در حالت کلی این توده هوا می‌تواند هم به صورت پایدار و هم به صورت ناپایدار وجود داشته باشد، اما اغلب در تابستان و فصول گرم بر روی قاره‌ها ناپایدار بوده و در زمستان پایدار است اما بر روی دریاها و اقیانوس‌ها، در تابستان پایدار بوده و در زمستان ناپایدار است.



فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها

تقسیم‌بندی جغرافیایی توده‌های هوا

- توده‌های هوا را می‌توان از دو دیدگاه تقسیم‌بندی نمود:
1. تقسیم‌بندی توده‌های هوا بر اساس ناحیه جغرافیایی که آن توده هوا روی آن شکل گرفته است.
 2. تقسیم‌بندی از دیدگاه جنس و طبیعت سطحی که توده هوا روی آن شکل گرفته است:



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

در دیدگاه اول چهار نوع توده هوا قابل تشخیص است:

1- توده هوای آرکتیکی

2- توده هوای قطبی

3- توده هوای جنب حاره (تراپیکی)

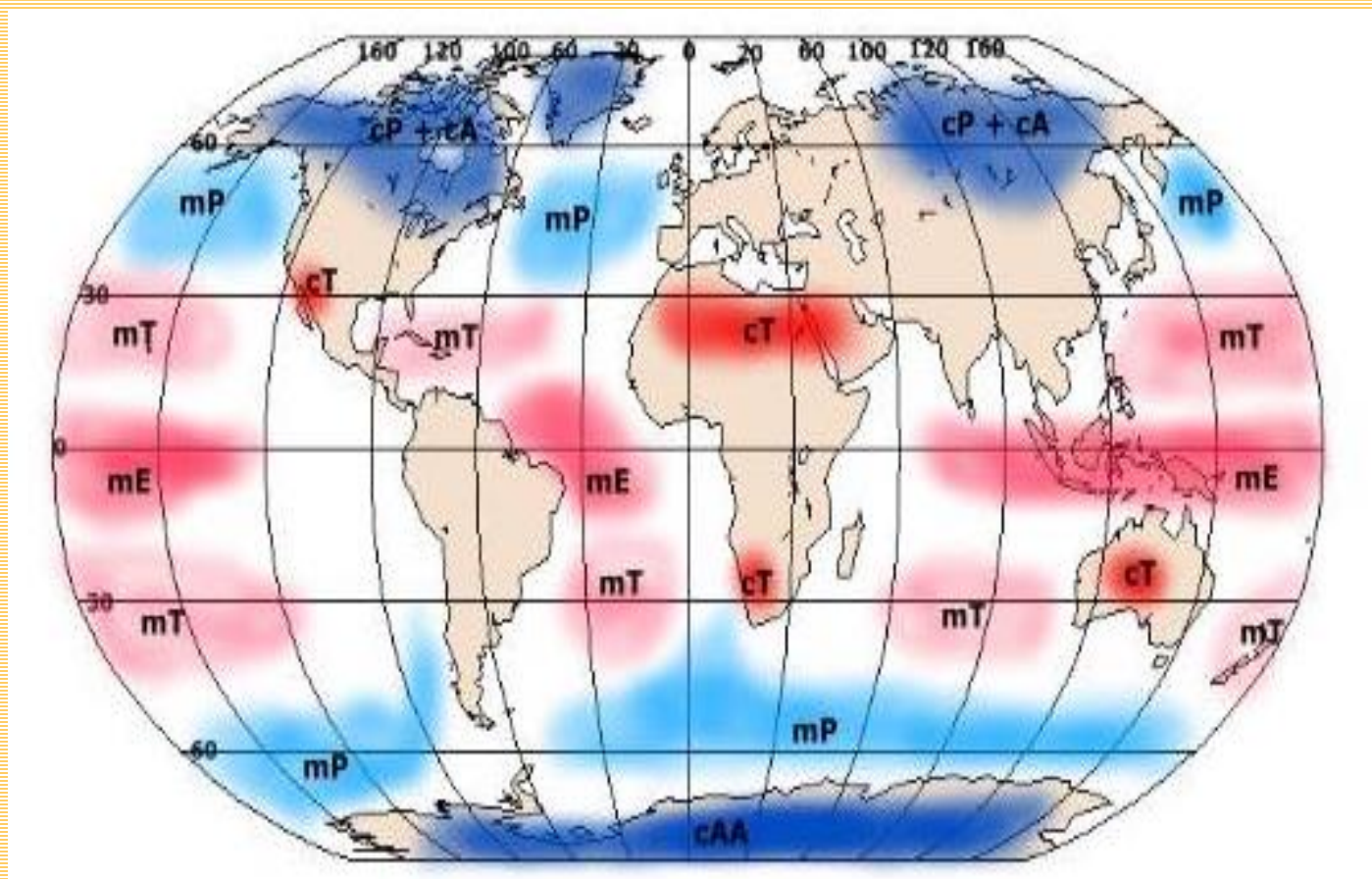
4- توده هوای استوایی

- در دیدگاه دوم، هر کدام از توده‌های مذکور در دیدگاه دوم را می‌توان بر حسب اینکه توده مورد نظر بر روی سطح دریاها و یا خشکی‌ها شکل گرفته باشد، به دو گروه تقسیم‌بندی نمود که یکی توده **هوای دریایی** و دیگری **توده هوای قاره‌ای** می‌باشد.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

شکل زیر موقعیت توده‌های مختلف هوا را نشان می‌دهد.





فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها هوا و اقلیم شناسی

خصوصیات انواع مختلف توده‌های هوا

خصوصیات رطوبتی	خصوصیات دمایی	نوع توده هوا
بسیار خشک	فوق‌العاده سرد	آرکتیک (A)
بسیار خشک	خیلی سرد	توده هوای قطبی قاره‌ای (CP)
مرطوبت	بسیار سرد اما نه به اندازه (CP)	توده هوای قطبی دریایی (MP)
خشک	بسیار گرم	توده هوای تروپیکال قاره‌ای (CT)
بسیار مرطوبت	خصوصیات دمایی آن مشابه CT است	توده هوای تروپیکال دریایی (MT)
بسیار مرطوب	داغ	توده هوای استوایی (E)



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها هوا و اقلیم شناسی

توده هوای آرکتیک (Arctic Air mass)

- این توده هوایی مخصوص نواحی بالاتر از عرضهای قطبی (کلاهک‌های قطبی) می‌باشد و عمدتاً در داخل آنتی‌سیکلونهای قطبی تشکیل می‌شود. از آنجایی که دمای هوا در این مناطق بسیار پائین است، میزان تبخیر بسیار کم بوده و همین عامل باعث می‌شود که میزان رطوبت مطلق هوای این مناطق در حد بسیاری پائین قرار گیرد. هر چند که به دلیل پائین بودن دمای هوا، رطوبت نسبی تا حدودی بالا است.

- توده هوای منجمده (آرکتیک) به دو بخش تقسیم می‌شود:

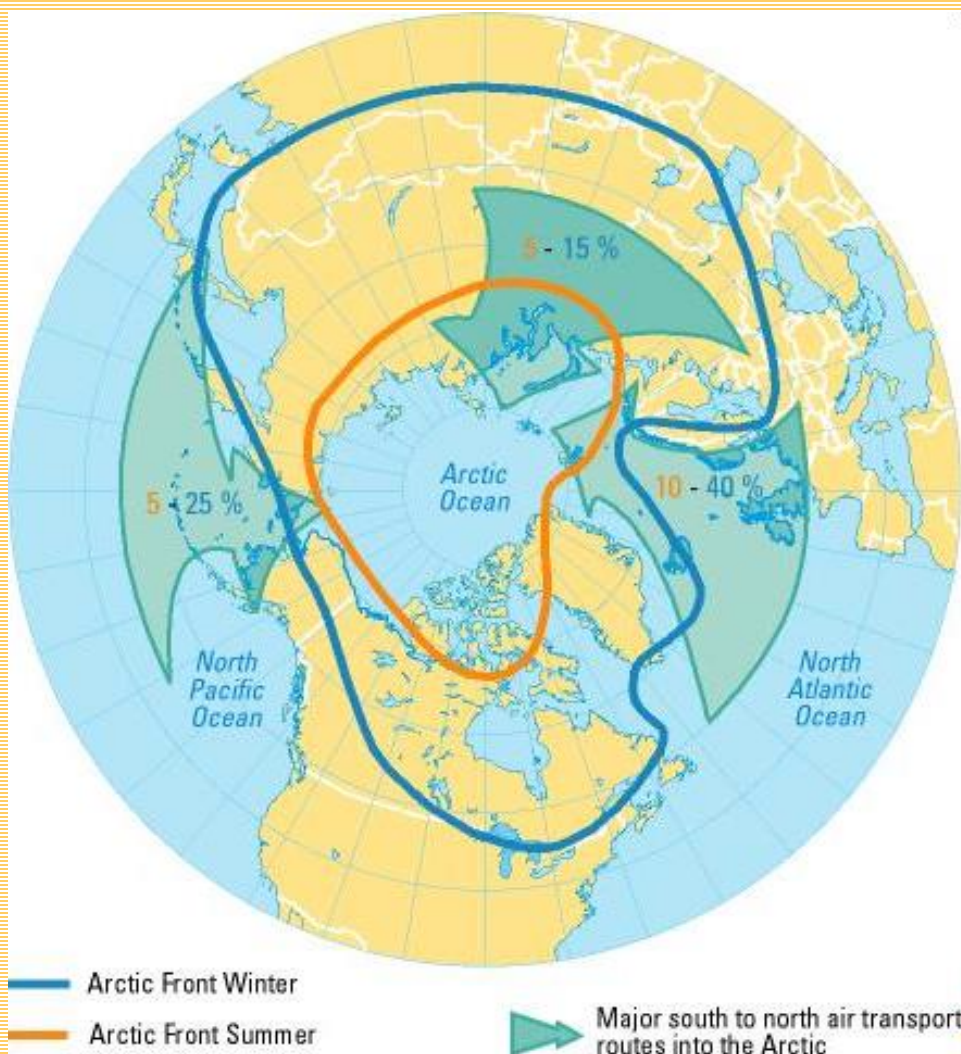
1. توده هوای آرکتیک قاره‌ای (Continental Arctic Air mass) CA

2. توده هوای آرکتیک دریایی (Maritime Arctic Air mass) MA



هوا و اقلیم شناسی

فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها



برگشت به فهرست درس



فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای قطبی قاره‌ای (Continental Polar air mass)

- این توده هوا که مخصوص نیمکره شمالی است، عمدتاً در طی فصول سرد (زمستان) بر روی نواحی سرد و یخ‌زده عرض‌های شمالی که شامل شمال آسیا، آلاسکا، کانادا و سبیری است، تشکیل می‌گردد. و در فصول گرم سال (تابستان‌ها) به دلیل افزایش دما، به عرض‌های بالاتر و نواحی شمالی‌تر، عقب‌نشینی می‌کند.
- معمولاً این توده هوا را با **CP** نشان می‌دهند.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها هوا و اقلیم شناسی

توده هوای قطبی بحری (Maritime Polar air mass)

- این توده هوا، هم طی فصول تابستان و هم زمستان می‌تواند تشکیل شود و عمدتاً اروپا را تحت تأثیر قرار می‌دهد. منبع اصلی تشکیل این توده هوا در نیمکره شمالی اقیانوس آرام و اطلس، و در نیمکره جنوبی تمامی اقیانوس‌ها می‌توانند باشند. در حقیقت می‌توان گفت که این توده هوا، همان حالت تغییر یافته توده هوای CP است که در اثر عبور از سطح دریاها و اقیانوس‌ها، تغییر ماهیت داده و شرایط ناپایداری مشروط پیدا می‌کند.

- این توده هوا را با **MP** نشان می‌دهند.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای تروپیکال بری (Continental Tropical Air mass)

- منشأ اصلی این توده هوا را خشکیهای موجود در مناطق حاره تشکیل می‌دهند. این توده هوا در زمستان‌ها عمدتاً در نواحی شمالی آفریقا و در تابستان‌ها در آفریقای شمالی، آسیای جنوب غربی و شبه‌جزایر بالکان تشکیل می‌شود. در نیمکره جنوبی تنها محل تشکیل این توده هوا، بخش‌های مرکزی و جنوب غربی استرالیا است.
- این توده هوا را با **CT** نمایش می‌دهند.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای ترائیکی بحری (Maritime Tropical Air mass)

- این توده هوا بر روی اقیانوس‌ها و دریاهاى عرضهای جغرافیایی ترائیکی، در مجاورت آنتی‌سیکلونهای جنب چاره تشکیل می‌شود، مهمترین ویژگی این توده هوا، دمای نسبتاً بالا و رطوبت نسبی و مطلق بالای آن است.
- این توده هوا را با **MT** نمایش می‌دهند.
- منشأ تشکیل توده هوای MT در زمستان، آنتی‌سیکلونهای اقیانوس اطلس است و حوضه دریای مدیترانه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این توده در اثر صعود در مجاورت کوهستان‌ها و مناطق جبهه‌ای، حالت ناپایدار پیدا کرده و می‌تواند بارشهای قابل توجهی را ایجاد نماید.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

توده هوای استوایی

- منشأ تشکیل این توده هوا، کمربند استوایی واقع در بین بادهای تجارتی است و از مهمترین مشخصه‌های آن، میزان دما و رطوبت بالای این توده هوا می‌باشد. این توده هوا چه نوع قاره‌ای و چه نوع دریایی آن از رطوبت قابل ملاحظه‌ای برخوردارند چرا که به سبب دمای بسیار بالای آن، ظرفیت پذیرش رطوبت زیادی را دارد. از طرف دیگر تفاوت بین میزان رطوبت نوع قاره‌ای و دریایی آن زیاد نمی‌باشد چرا که نوع قاره‌ای آن هم بر روی جنگل‌های پرباران و مرطوب استوایی شکل می‌گیرد.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

تغییر و دگرگونی توده‌های هوا

- محل‌هایی به عنوان سرچشمه توده‌های هوا شناخته شده‌اند که توده‌های هوا خصوصیات اصلی خود را از محل تشکیل در سرچشمه می‌گیرند. توده‌های شکل گرفته ممکن است به مرور سرد شده و یا اینکه گرم شوند. همچنین میزان رطوبت آنها به تدریج زیاد شده و یا از مقدار آن کاسته شود. پایداری توده هوا هم ممکن است دستخوش تغییراتی گردد.
- به طور کلی دو فرایند مهم به طور مستقل و یا با هم باعث تغییر و دگرگونی توده‌های هوا می‌شوند، که عبارتند از:



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

الف) تغییر محتوای رطوبتی توده هوا

- هنگامی که يك توده هوایی از روی سطح دریا یا اقیانوس عبور می‌کند میزان رطوبت آن مخصوصاً در لایه‌های پائینی افزایش می‌یابد. این پدیده عموماً به دلیل تبخیر آب از سطح دریا و ورود آن به توده هوا، صورت می‌گیرد، در حالیکه توده هوایی که از روی سطح خشکی‌ها و یا قاره‌ها عبور می‌کند همچنان بدون تغییر قابل توجه در محتوای رطوبتی آن، به حرکت خود ادامه می‌دهد.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

تغییر محتوای رطوبت توده هوا در نتیجه عبور از سطح دریا یا خشکی

Air mass becoming comparatively more moist at lower levels from ocean evaporation



Ocean surface

Air mass remains dry moving over land

Land/continental surface



فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها

(ب) تغییر دمای توده هوا

- وقتی که يك توده هوای سرد از سرچشمه خود شروع به حرکت کرده و از يك سطح گرم عبور می‌کند، از زیر شروع به گرم شدن می‌نماید و این گرم شدن باعث ناپایداری توده هوا، بخصوص در لایه‌های زیرین آن می‌شود. هنگامی که يك توده هوای گرم از روی يك سطح سرد عبور می‌کند، از زیر شروع به سرد شدن نموده و بنابراین لایه‌های پائین آن، شرایط پایدار به خود می‌گیرند.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

تغییر دمای توده هوا در اثر عبور از يك سطح گرم یا سرد

Warming air mass

Warm surface

Cooling air mass
in lower regions

Cold surface



فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها

جبهه‌ها (FRONTS)

- در هواشناسی محل برخورد توده‌های هوا را جبهه می‌نامند.
- در حالت کلی می‌توان جبهه را به این صورت تعریف نمود که جبهه عبارت از يك منطقة عبوری و باریکی است که بین دو توده مختلف (در محل تقاطع آنها) ایجاد می‌شود. به این ترتیب، سطحی که جداکننده توده‌های مجاور هم است، سطح جبهه‌ای نامیده می‌شود.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

- جبهه‌ها را بر پایه گسترش عمودی، افقی و نوع گردش هوا در داخل آنها، می‌توان به سه گروه تقسیم‌بندی نمود:

(الف) جبهه‌های اصلی: جبهه‌هایی که از نظر افقی هزاران کیلومتر و از نظر عمودی چندین کیلومتر توسعه دارند. این جبهه‌ها جداکننده توده‌های هوایی هستند که به طور کامل با هم تفاوت دارند.

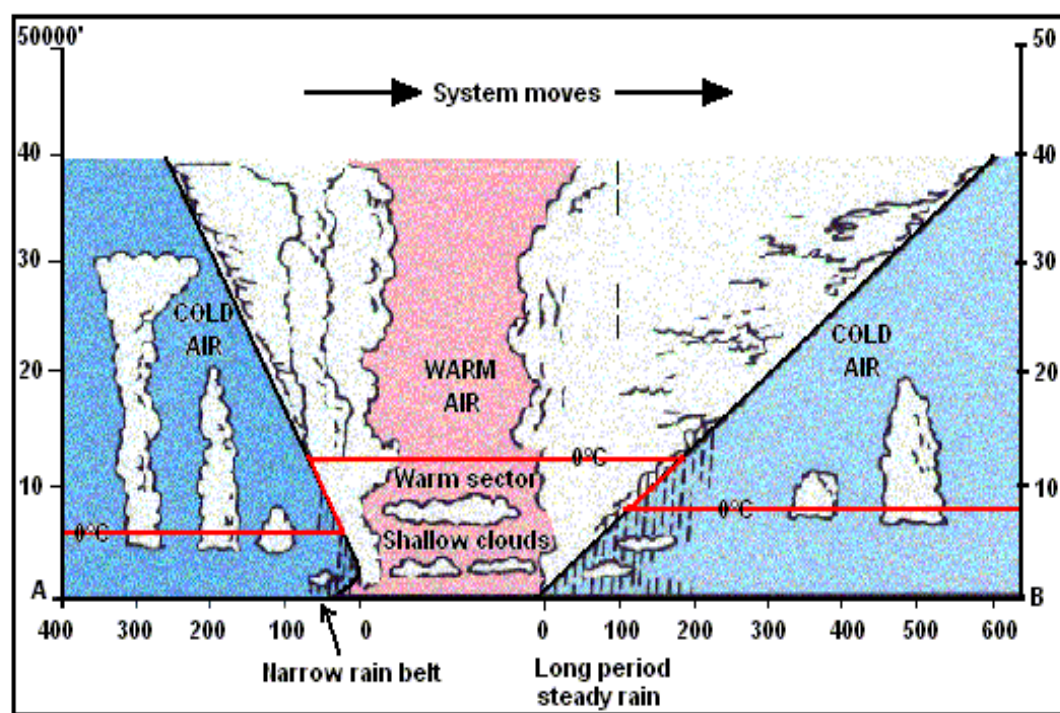
(ب) جبهه‌های ثانوی: این جبهه‌ها از نظر افقی صدها کیلومتر توسعه دارند اما توسعه عمودی آنها کم است و معمولاً طول مدت فعالیت آنها بیش از یک تا دو شبانه‌روز، طول نمی‌کشد.

(ج) جبهه‌های بالا: این نوع جبهه‌ها فقط در سطوح فوقانی جو مشاهده می‌شوند و نمی‌توان آنها را بر روی نقشه‌های سطح زمین مشاهده نمود.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

- این شکل يك توده هوای گرم را نشان می‌دهد که بین دو توده هوای سرد قرار گرفته است از روی شکل می‌توان مرز بین توده‌های هوا را که همان جبهه باشند را ملاحظه نمود.





فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

هوا و اقلیم شناسی

تقسیم‌بندی جبهه‌ها

- جبهه‌های جوی را بر اساس نحوه حرکت ساختار عمودی و وضع هوا می‌توان به گروه‌های زیر تقسیم‌بندی نمود:

1. جبهه‌های گرم (Warm fronts)
2. جبهه‌های سرد (Cold Fronts)
3. جبهه‌های ساکن (Stationary fronts)
4. جبهه‌های مسدود (Occluded fronts)



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

الف) جبهه گرم

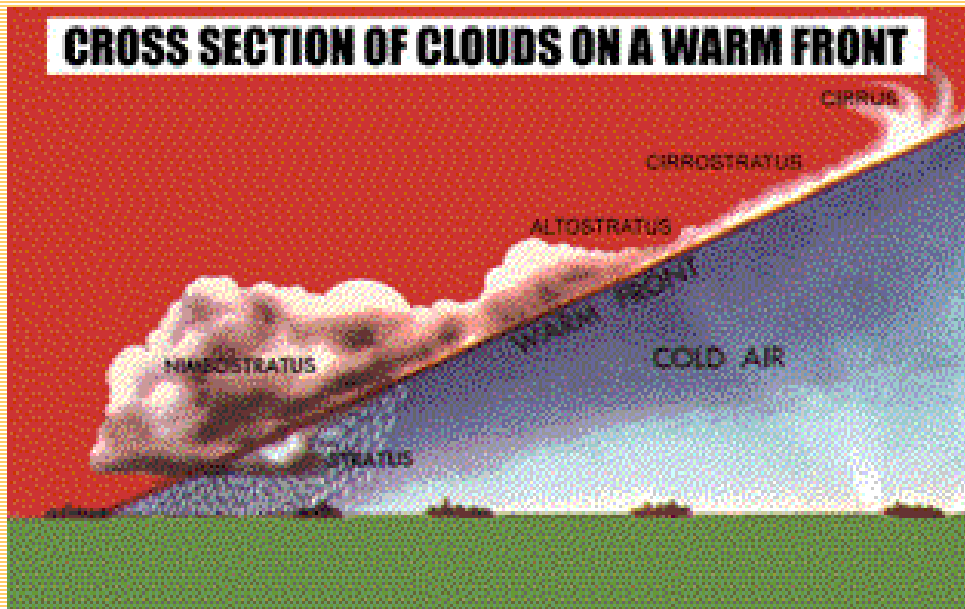
- این نوع جبهه به سمت توده هوای سردتر حرکت می‌کند. به عبارت دیگر، هوای گرم به سمت هوای سردتر حرکت می‌نماید و باعث می‌شود که توده هوای سردی که در جلوی جبهه واقع است به سمت پشت، عقب‌نشینی کند.
- جبهه‌های گرم عموماً از نوع بالاسو هستند یعنی اینکه در این نوع جبهه‌ها، هوای گرم در امتداد شیب جبهه سرد به سمت بالا حرکت می‌کند.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

جبهه گرم را بر روی نقشه‌های هواشناسی به صورت نیم دایره‌های پر و به رنگ قرمز نمایش می‌دهند. جهت نیمدایره‌ها به سمتی است که جبهه به آن سمت حرکت می‌کند.

Warm Front



این شکل يك جبهه گرم را نمایش می‌دهد.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

- از مهمترین علائم شناسایی جبهه گرم در سطح زمین این است که ابرهای سیروس و سپس سیرواستراتوس مشاهده می‌شوند که به تدریج ابرهای آلتواستراتوس و نیمبواستراتوس نیز ظاهر شده و شروع به ضخیم شدن می‌نمایند و بارش آغاز می‌شود. در این حالت معمولاً کاهش فشار را در منطقه خواهیم داشت و با نزدیک شدن جبهه، باد قویتر می‌شود.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

(ب) جبهه سرد

- در این نوع جبهه توده هوای سرد به سمت توده هوای گرم‌تر حرکت نموده و باعث عقب‌نشینی آن می‌شود. به عبارت دیگر جبهه به سمت توده هوای گرم‌تر حرکت می‌کند
- جبهه سرد را بر روی نقشه‌های هواشناسی با مثلثهایی که به رنگ آبی رنگ‌آمیزی می‌شوند نشان می‌دهند. جهت این مثلث‌ها به سمتی است که جبهه در آن جهت حرکت می‌کند.

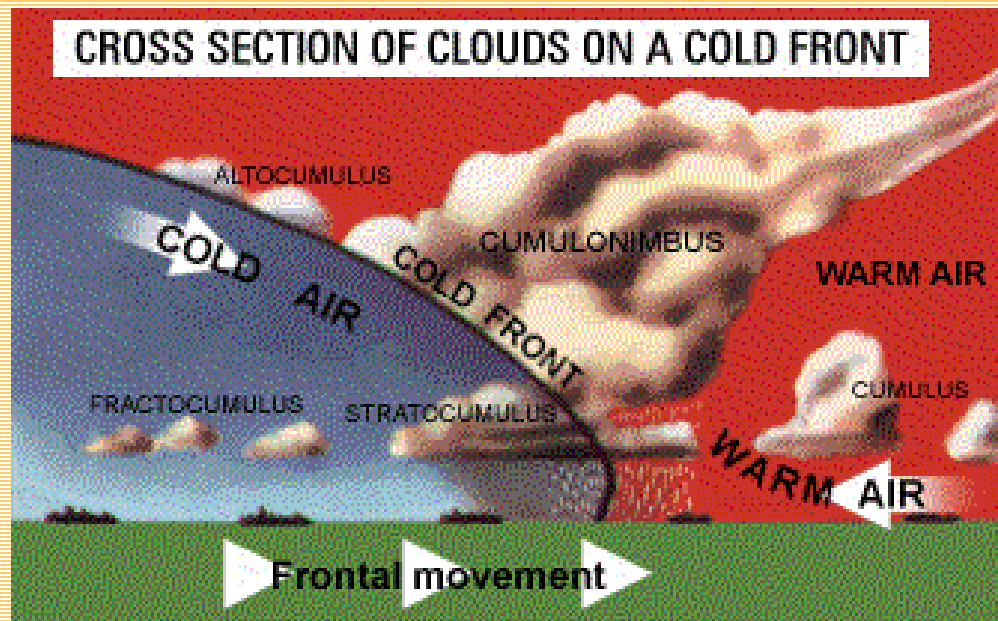
Cold Front





فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

- این نوع جبهه عمدتاً با ابرهای استراتوکومولوس، آلتوکومولوس و کومولونیمبوس همراه است که این ابرها در پشت جبهه سطح زمین مشاهده می‌شوند. سرعت حرکت جبهه سرد معمولاً بیشتر از سرعت حرکت جبهه گرم است.

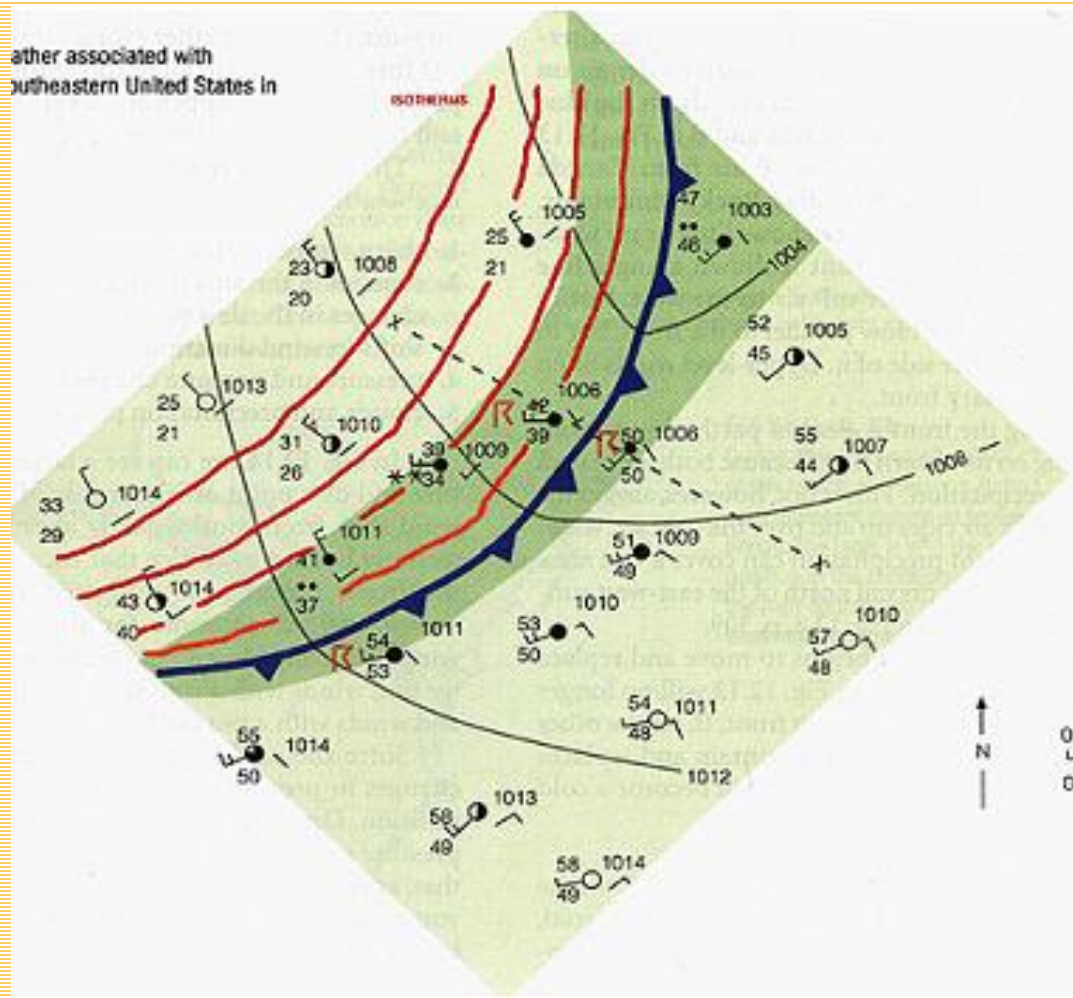


شکل روبرو يك نمونه جبهه سرد را نمایش می‌دهد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها



- این شکل خصوصیات مختلف وضع هوا را قبل از عبور، در حین عبور و پس از عبور جبهه سرد از روی یک منطقه نشان می‌دهند.



فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها

(ج) جبهه ساکن

- در صورتی که يك جبهه جوی جابجایی نداشته باشد یا اینکه حرکت آن بسیار کم باشد چنین جبهه‌ای را جبهه ساکن می‌گویند.
- این نوع جبهه عموماً با هوای صاف تا کمی ابری و گاهی تمام ابری همراه است.
- علت اصلی تشکیل جبهه ساکن این است که باد در دو طرف این جبهه به موازات هم می‌وزند و در نتیجه نمی‌تواند جبهه را جابجا سازد.



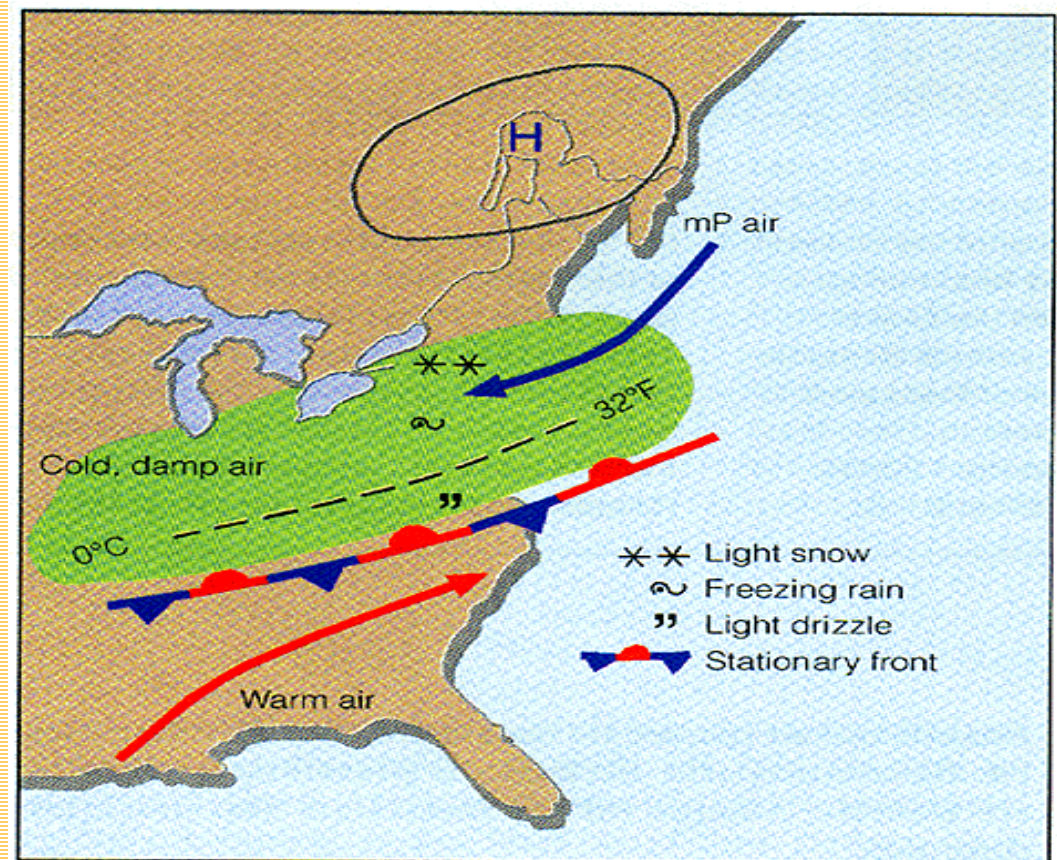
هوا و اقلیم شناسی

فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

شکل زیر يك جبهه ساكن را نمایش می‌دهد.

- جبهه ساكن را بر روی نقشه‌های هواشناسی با ترتیبی از علائم جبهه‌های گرم و سرد نشان می‌دهند.

Stationary Front





فصل هشتم : توده‌های هوا و جبهه‌ها

(د) جبهه بند آمده یا مسدود

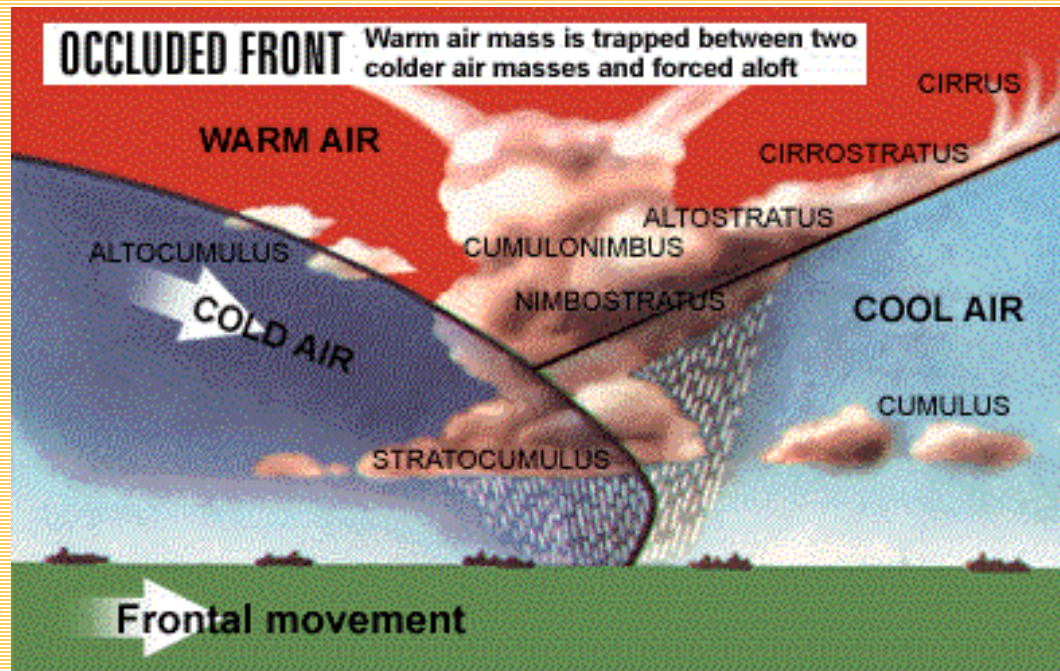
- وقتی که يك توده هوای گرم بین دو توده هوای سردتر قرار گیرد ، از آنجایی که جبهه سرد با سرعت بیشتری نسبت به جبهه گرم جلوتر از آن حرکت می‌کند، پس از مدت زمانی جبهه سرد به جبهه گرم رسیده و به هم برخورد می‌کنند و در محل برخوردشان جبهه مخلوط یا بند آمده تشکیل می‌گردد. به این ترتیب توده هوای گرمی که بین دو توده هوای سرد قرار داشت، به سمت بالا حرکت کرده و دیگر با سطح زمین تماسی نخواهد داشت.
- در جبهه بند آمده، علاوه بر خط جبهه سطح زمین، خط جبهه بالا نیز وجود دارد به این ترتیب که در جلوی جبهه مخلوط، جبهه سرد بالا و در قسمت عقب آن، جبهه گرم بالا قرار می‌گیرند.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

- معمولاً جبهه مسدود (بندآمده) را با ترکیبی از علائم جبهه گرم و سرد نشان داده و بر روی نقشه‌های چاپی آنرا با یک خط پر از غوانی رنگ مشخص می‌سازند.

Occluded Front



- شکل روبرو یک نمونه جبهه مخلوط را نشان می‌دهد.



فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها

جبهه مخلوط (بندآمده) خود ممکن است به سه گروه تقسیم شود:

(الف) جبهه مخلوط سرد جبهه مخلوط سرد مخصوص تابستان است. در اینجا جبهه سرد، جبهه گرم را به سمت بالا هدایت کرده و هوا به تدریج سردتر می‌شود.

(ب) جبهه مخلوط گرم در مورد جبهه مخلوط گرم، هوای پشت جبهه سرد به اندازه کافی سرد و متراکم نیست که بتواند هوای سرد جلو جبهه گرم را به سمت بالا هدایت کنند.

(ج) جبهه مخلوط خنثی در مورد جبهه مخلوط خنثی، سیستم ابرها و بارندگی آن مشابه سیستم ابرها و بارش جبهه مخلوط گرم است. این جبهه از آن جهت خنثی نامیده می‌شود که دمای هوا در دو طرف خط جبهه سطح زمین، تفاوت زیادی با هم ندارد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل هشتم: توده‌های هوا و جبهه‌ها



مخلوط گرم



مخلوط سرد



هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم

ابر ها و بارندگی



مقدمه

- چرخه آب در طبیعت از بخشهای مختلفی تشکیل یافته است که ماحصل آن این است که آب مرتباً بین بخشهای مختلف کره زمین و اتمسفر آن در حال جریان باشد. یکی از فرایندهای اساسی که در این چرخه وجود دارد، فرایند تبدیل بخار آب به صورت مایع و ریزش آن به سطح زمین است که تأمین کننده آب برای سطح می باشد.
- برای اینکه فرایند بارندگی اتفاق بیفتد، لازم است که بخار آب موجود در جو متراکم شده و تبدیل به مایع گردد.



- ماحصل تراکم بخار آب، تشکیل ابرها و مه است.
- تفاوت مه و ابر در ارتفاعی است که تشکیل می‌شوند.
- اگر فرایند تراکم در مجاورت سطح زمین صورت گیرد در اینصورت مه تشکیل می‌گردد
- اگر در ارتفاعات بالاتر تراکم صورت گیرد، ابر تشکیل خواهد شد.



مه (Fog)

- مه عموماً در اثر سرد شدن هوای مجاورت سطح و یا اشباع هوای مجاورت سطح تشکیل می‌گردد. بسته به شرایطی که در تشکیل مه ممکن است وجود داشته باشد آنرا به گروه‌های زیر تقسیم مینمایند:

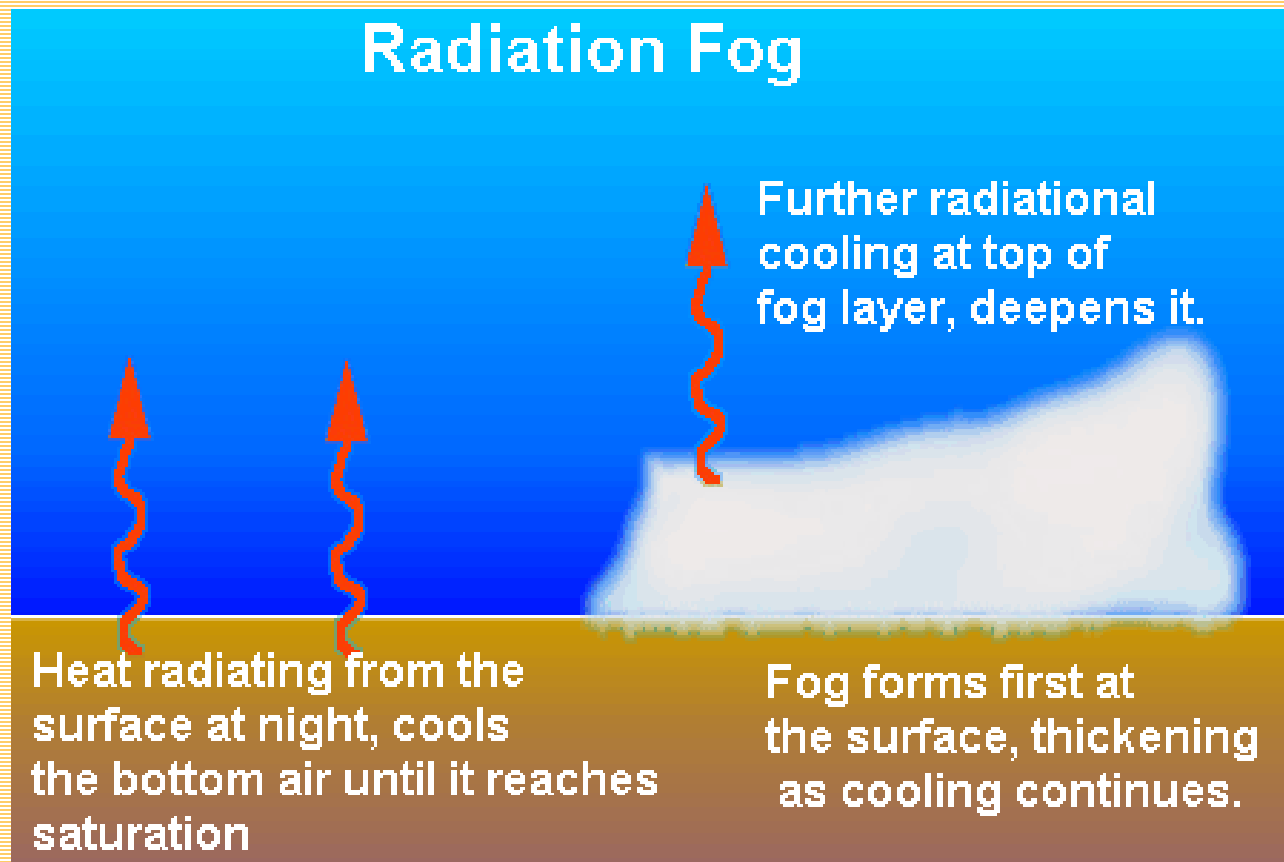
1. مه تابشی (Radiation fog)
2. مه فرارفتی (Advection fog)
3. مه جبهه‌ای (Frontal fog)
4. مه فراشیبی (Upslope fog)



هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

مکانیزم تشکیل مه تابشی در شکل زیر نمایش داده شده است.

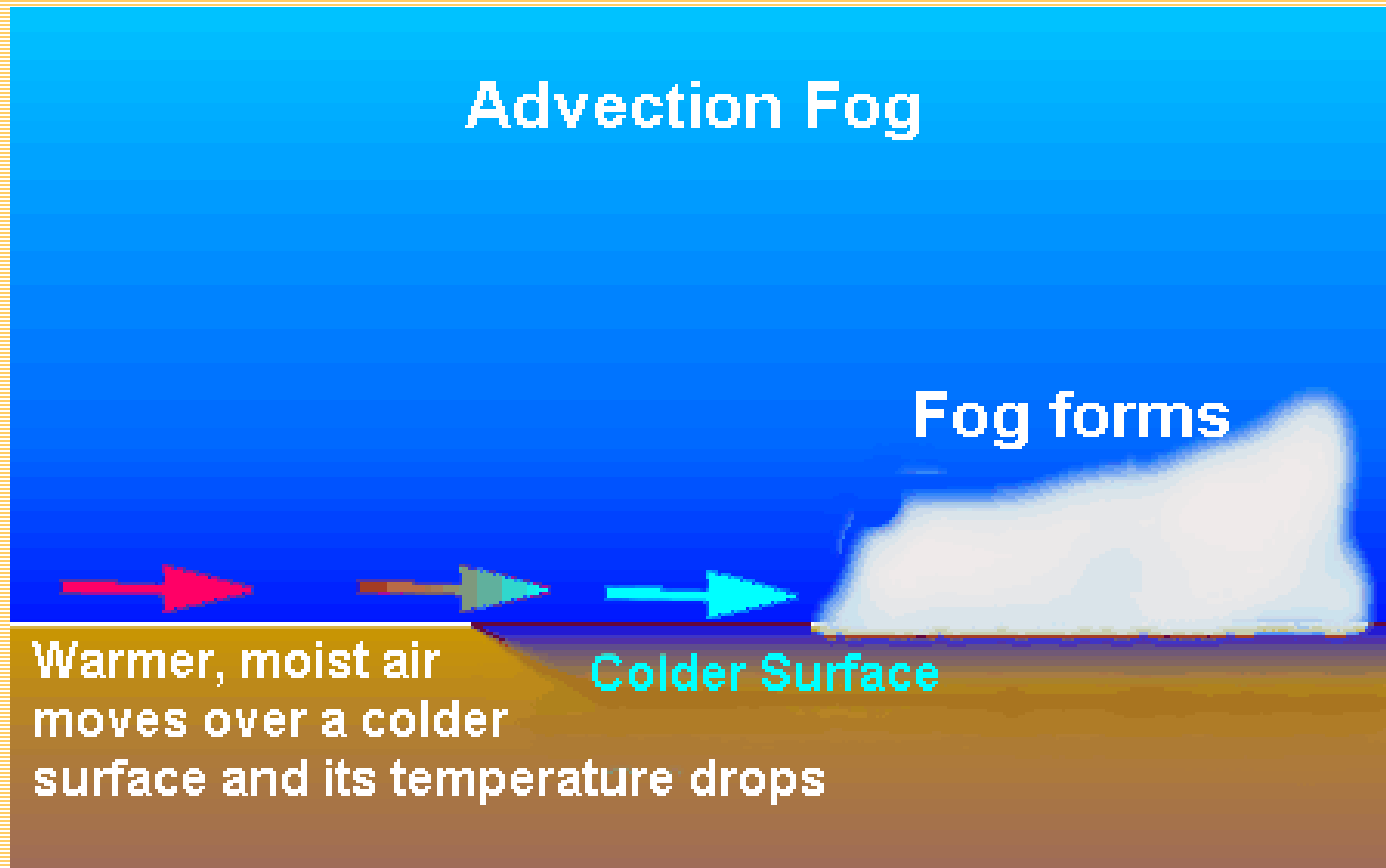




هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

مکانیزم تشکیل مه فرارفتی در شکل زیر نمایش داده شده است.

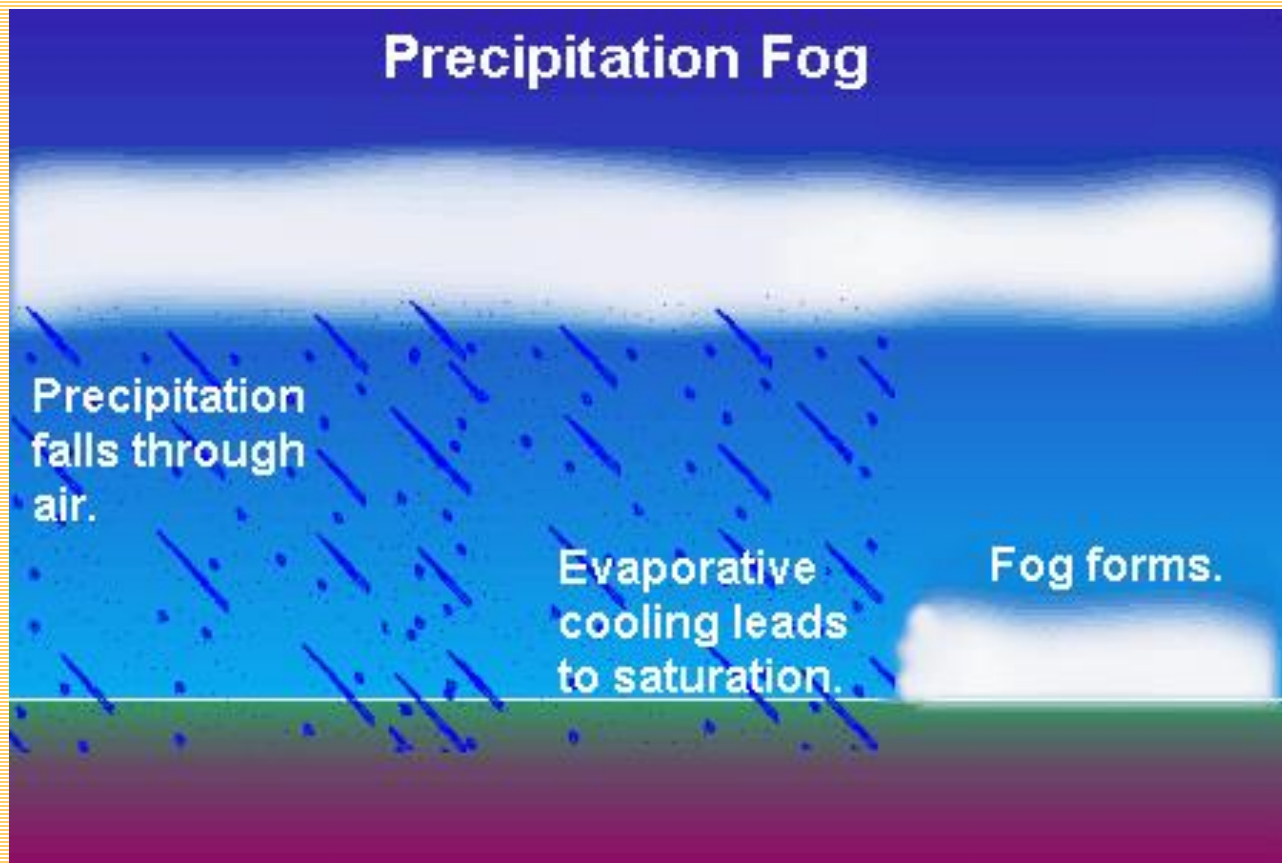




هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

مکانیزم تشکیل مه جبهه‌ای در شکل زیر نمایش داده شده است.

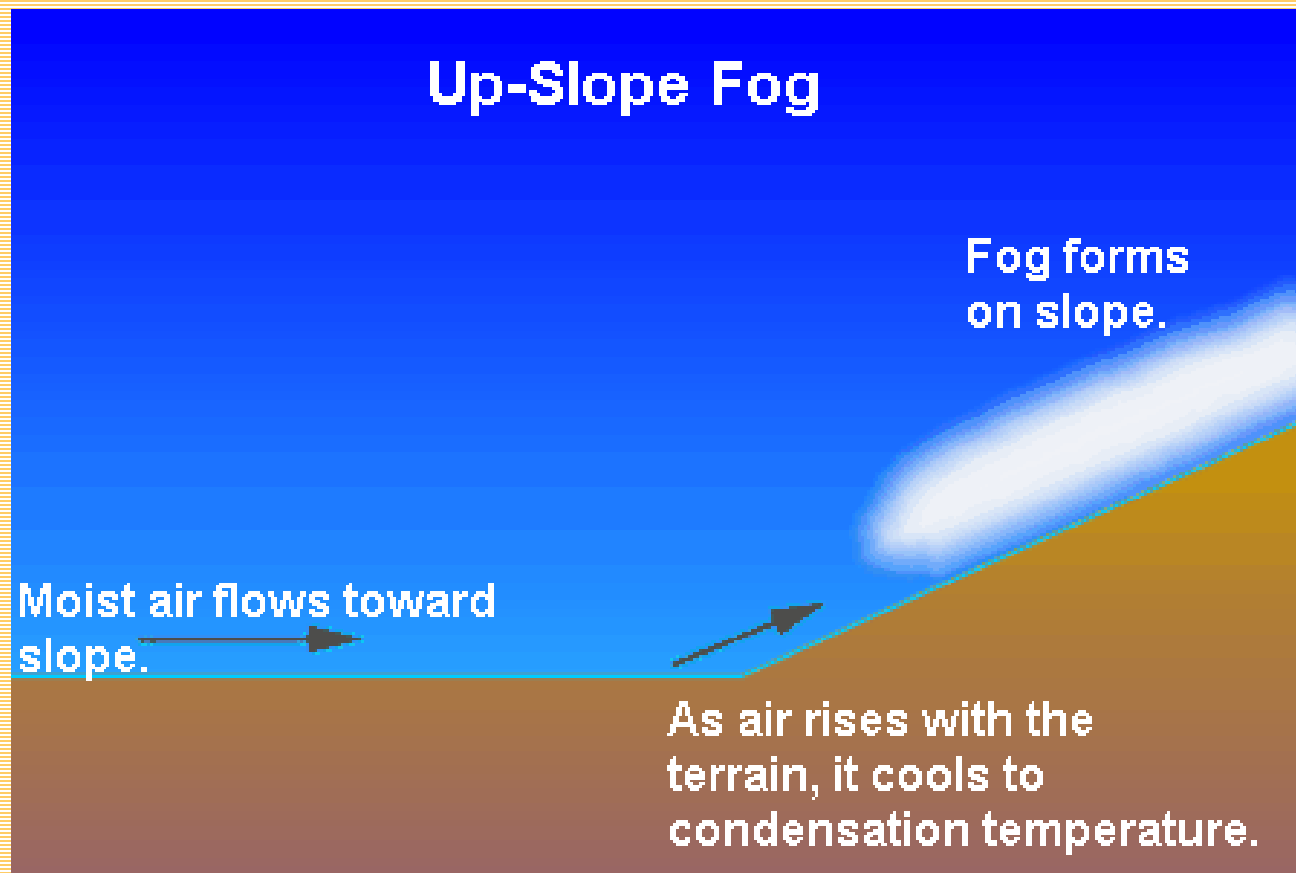




هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

مکانیزم تشکیل مه فراشیبی در شکل زیر نمایش داده شده است.





ابرها

- ابرها حالت مرئی بخار آب موجود در اتمسفر می‌باشند که از قطره‌های کوچک آب تشکیل یافته‌اند. هر کدام از این قطره‌ها شامل هزاران ملکول بخار آب است. هر قطعه ابر از میلیاردها قطره کوچک تشکیل یافته است. هر قطره باران میلیونها قطره کوچک تشکیل می‌شود.
- لازمه تشکیل این قطره‌ها این است که هوا به حالت اشباع درآید.
- اشباع شدن هوا در اثر صعود بسته های هوا به وقوع می‌پیوندد.



- چهار مکانیزم زیر باعث صعود هوا می‌شوند :
 1. صعود در اثر گرم شدن از سطح زیرین
 2. صعود در اثر برخورد با یک سطح شیب‌دار
 3. صعود هوا بر روی سطح جبهه‌های سرد و گرم
 4. صعود در اثر همگرایی یا کاهش فشار



طبقه‌بندی ابرها

- ابرها ممکن است در ارتفاعات مختلفی که از سطح زمین (کمی بالاتر از سطح) تا تروپوپاز را شامل می‌شود، تشکیل گردند.

- معمولاً ابرها را از نظر ارتفاع به سه گروه تقسیم می‌نمایند:

الف) ابرهای پائین

ب) ابرهای میانه

ج) ابرهای بالا



مقادیر ارتفاع هر کدام از این گروه‌ها در نواحی قطبی، عرض‌های میانی و نواحی تروپیک در جدول زیر نشان داده شده است.

نوع ابر	نواحی تروپیک	عرض‌های میانی	نواحی قطبی
ابرهای بالا	6000-18000	5000-13000	3000-8000
ابرهای متوسط	2000-8000	2000-7000	2000-4000
ابرهای پائین	از سطح تا ارتفاع 2000 متری	از سطح تا ارتفاع 2000 متری	از سطح تا ارتفاع 2000 متری



هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

- معمولاً برای نامگذاری ابرها از یکسری واژه‌های لاتین استفاده می‌شود که این واژه‌ها به صورت زیر هستند:
- **Cirrus**. این واژه برای مشخص نمودن ابرهای پرسان که ارتفاع زیادی دارند، به کار می‌رود.
- **Cumulus**. برای مشخص نمودن ابرهای پف کرده، انبوه، پشته‌ای و متراکم از واژه کومولوس استفاده می‌گردد.
- **Nimbus**. این واژه به معنی باران‌زا است و برای مشخص نمودن ابرهای باران‌زا استفاده می‌شود.
- **Stratus**. در این گروه ابرها به صورت ورقه‌ای و لایه‌لایه می‌باشند.



به طور کلی 10 گروه ابر وجود دارد که به صورت زیر هستند:

1. سیروس (Cirrus)
2. سیروکومولوس (CirroCumulus)
3. آلتوکومولوس (AltoCumulus)
4. استراتوکومولوس (Stratocumulus)
5. کومولوس (Cumulus)
6. سیرواستراتوس (Cirrostratus)
7. آلتواستراتوس (AltoStratus)
8. استراتوس (Stratus)
9. نیمبواستراتوس (NimboStratus)
10. کومولونیمبوس (Cumulonimbus)



هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

شکل زیر موقعیت ارتفاعی گروه‌های 10 گانه ابرها را نشان می‌دهد.

14000 m	Cirrus	Cirrostratus	Cirrocumulus	Cumulonimbus (Low - High)
12000 m High				
10000 m				
8000 m				
6000 m Middle		Altostratus	Altostratus	
4000 m				
2000 m Low	Stratus	Stratocumulus	Cumulus	Cumulonimbus Nimbostratus
0 m				



بارندگی

- برای اینکه فرایند بارندگی رخ دهد لازم است که قطره‌های كوچك آب که ابر را تشکیل داده‌اند به نحوی به هم متصل شوند تا بتدریج قطرات بزرگ را که همان باران باشد را تشکیل دهند. معمولاً هر قطره باران از میلیون‌ها قطره كوچك تشکیل یافته است.
- وجود رطوبت شرط لازم برای بارندگی است اما شرط کافی نمی‌باشد و نیاز به يك عامل اضافی می‌باشد.
- این عامل اضافی، وجود هسته‌های تراکم در جو می‌باشد که ذرات بخار آب روی این هسته‌ها تجمع یافته و قطره‌های باران را تشکیل می‌دهند و در اثر هم‌آمیزی این قطره‌ها، قطره‌های بزرگتر تشکیل می‌شوند.



معمولاً دو نوع هستک در اتمسفر وجود دارد:

الف) ذرات آبدوست (Hygroscopic) که تمایل فراوانی به جذب بخار آب داشته و آنرا به سطح خود جذب می‌نمایند. از جمله این نوع هستک‌ها می‌توان ذرات نمکی موجود در اتمسفر را نام برد.

ب) هسته‌های آبگریز (non_Hygroscopic) که از ذرات گرد و غبار تشکیل شده‌اند و تمایلی به جذب بخار آب بر سطح خود ندارند. این ذرات در اثر عمل اختلاطی باد از سطح خشکیها وارد اتمسفر زمین می‌شوند.



- فرایند بارندگی ممکن است به شکل‌های مختلفی به سطح زمین برسد که این اشکال عبارتند از:

1. باران (Rain)
2. باران ریزه (Drizzle)
3. برف (Snow)
4. اسلیت (Sleet)
5. تگرگ (Hail)
6. گلیز (Glaze)



1- باران:

- فرمی از بارندگی که به شکل مایع به سطح زمین می‌رسد، باران نامیده می‌شود. این گروه خود شامل باران معمولی، باران ریزه و شبنم است. باران در اثر تراکم و هم‌آمیزی قطره‌های کوچک آب در داخل ابرها و سقوط آنها به زمین، حادث می‌شود.

2- باران ریزه:

- نوعی از بارندگی است که در آن قطر قطرات باران بسیار کوچک است. این نوع باران قبل از اینکه به سطح زمین برسد، تبخیر شده و مجدداً وارد اتمسفر می‌شود.



3- برف:

- محصول بارش از ابرهایی که در آنها دما پائین از نقطه انجماد است، برف می‌باشد. که به شکل بلورهای شش گوش به صورت منفرد یا ادغام شده در هم، به سطح زمین نزول می‌کند.

4- اسلیت:

- باران یخ زده یا مخلوطی از باران و برف را اسلیت می‌گویند.



5- تگرگ:

- تگرگ محصول صعود و نزول قطرات باران در داخل ابر کومولونیمبوس است.

6- گلیز:

- در صورتی که بارندگی بر روی سطح زمین یا سطح هر شئی دیگری که دمای آن پائین تر از دمای نقطه انجماد است ببارد، تشکیل يك لایه یخ شفافى را مى دهد که تحت عنوان گلیز شناخته می شود.



انواع بارش‌ها

- بارش‌ها از دیدگاه نحوه صعود هوا به پنج گروه تقسیم می‌شوند:

1. بارش‌های کوهستانی (Orographic Precipitation)
2. بارش‌های جبهه‌ای (frontal Precipitation)
3. بارش‌های سیکلونی (Cyclonic Precipitation)
4. بارش‌های کنوکتیو (Convective Precipitation)
5. بارش‌های همگرایی



اندازه‌گیری باران

- رایج‌ترین روشی که برای اندازه‌گیری باران به کار می‌رود، استفاده از **باران سنج‌ها (Rain Gauge)** است.
- معروفترین نوع باران‌سنج‌ها بر اساس قطر دهانه آنها عبارتند از:

1- باران‌سنج با قطر دهانه $6\frac{1}{4}$ اینچ

2- باران‌سنج با قطر دهانه 5 اینچ

3- باران‌سنج با قطر دهانه 8 اینچ

در کشور ما بیشتر از باران سنج با قطر دهانه 8 اینچ استفاده می‌شود.



باران سنج 8 اینچی

- این باران سنج از سه بخش اصلی تشکیل شده است که عبارتند از:

(الف) دهانه جمع کننده

(ب) استوانه داخلی

(ج) بدنه اصلی

- در باران سنج 8 اینچی دهانه جمع کننده از يك قیف با طرح مخصوص و به قطر 8 اینچ تشکیل یافته است. معمولاً لبه های قیف به صورت تیز ساخته می شوند. وظیفه اصلی این قیف جمع کننده این است که بارش را در يك سطح دایره ای به قطر 8 اینچ جمع نموده و آنرا به استوانه داخلی انتقال دهد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

شكل زیر يك نمونه باران سنج معمولی را نشان می دهد.





باران‌نگار

- وسیله‌ای که برای ثبت میزان بارندگی به کار می‌رود، باران‌نگار نامیده می‌شود. این گروه وسایل علاوه بر ثبت میزان بارندگی، زمان شروع و خاتمه بارندگی را هم نشان می‌دهند. در نتیجه به کمک آنها می‌توان شدت بارندگی را در هر دوره‌ای بدست آورد.
- معمولاً در هواشناسی از سه نوع باران‌نگار استفاده می‌شود که عبارتند از:

الف) باران‌نگار وزنی

ب) باران‌نگار سیفونی (شناور)

ج) باران‌نگار نوع ظرف مایل (ترازویی)



الف) باران‌نگار وزنی

- اساس کار این سیستم بر توزین آب حاصل از بارندگی استوار است. مکانیزم عمل به این ترتیب است که آب باران از طریق يك دهانه گیرنده وارد يك سطلی که بر روی کفه ترازویی قرار دارد، می‌شود. این مجموعه به یکسری وزنه‌های تعادل متصل است که حرکت این کفه را متناسب با وزن آب جمع شده در داخل سطل می‌سازند. در اثر وزن آب جمع شده در داخل سطل، کفه ترازو به سمت پائین حرکت می‌کند و با حرکت خود، قلم ثباتی را که توسط اهرم‌هایی به این مجموعه متصل است را حرکت می‌دهد. قلم ثبات نیز ضمن حرکت، میزان بارندگی را بر روی گراف باران‌نگار، ترسیم می‌کند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

شكل زیر يك نمونه باران‌نگار وزنی را نشان می‌دهد.



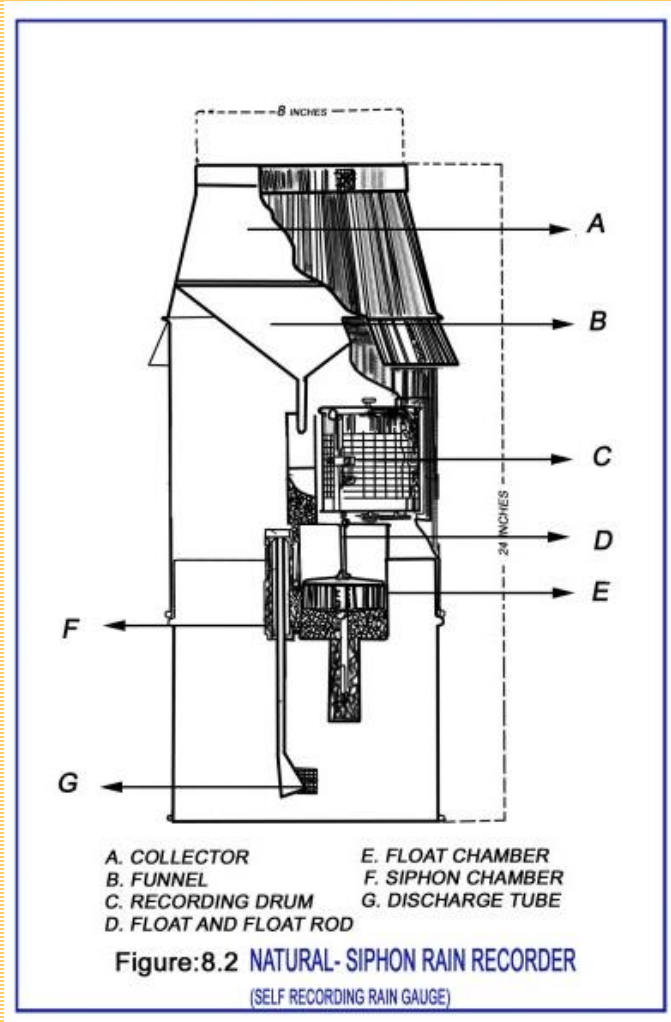


(ب) باران‌نگار سیفونی (شناور)

- در این باران‌نگار، آب حاصل از بارندگی از طریق دهانه گیرنده وارد يك استوانه‌ای که درون آن يك شناور سبك تعبیه شده است، می‌گردد. این شناور توسط یکسری اهرمها به قلم ثبات متصل می‌شود. در اثر بارندگی سطح آب داخل استوانه به سمت بالا حرکت می‌کند و ضمن حرکت خود، جسم شناور را به بالا انتقال می‌دهد. در نتیجه جسم شناور هم این حرکت را به قلم ثبت منتقل می‌نماید و قلم ثبات آن را بر روی گراف مربوط به این باران‌نگار، ثبت می‌کند.



هوا و اقلیم شناسی



• شکل زیر ساختمان باران نگار
سیفونی را نشان می دهد.



(ج) باران‌نگار نوع ظرف مایل (ترازویی)

- این نوع باران‌نگار از يك ظرف فلزی تشكيل یافته است كه توسط يك دیواره میانی به دو بخش یا پیمانه تقسیم شده است و این مجموعه در حالت تعادل ناپایدار بر روی يك محور قرار گرفته و می‌تواند روی آن محور نوسان نماید. همیشه یکی از این پیمانه‌ها مقابل محل جمع‌آوری آب باران قرار می‌گیرد. وقتی كه حجم داخل این پیمانه به يك حد مشخصی برسد، در اثر نیروی وزن از حالت تعادل خارج شده و به سمت پائین سرازیر می‌شود و آب داخل آن تخلیه می‌گردد. همزمان با این كار، پیمانه دیگر به سمت بالا حرکت کرده و در مقابل لوله مرتبط با دهانه جمع‌کننده بارندگی قرار می‌گیرد.
- در این وسیله تعداد نوبت‌های خالی شدن پیمانه‌ها ثبت می‌گردد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل نهم : ابرها و بارندگی

شكل زیر يك نمونه باران‌نگار ترازویی را نشان می‌دهد.





اندازه‌گیری برف

- برای اندازه‌گیری برف از دو مکانیزم استفاده می‌شود:

(الف) روش سنجش مستقیم برف: در این روش از خطکش‌های مخصوص اندازه‌گیری برف استفاده می‌شود. این خطکش‌ها را به طور قائم بر روی صفحات کاملاً تخت و افقی که برای همین منظور تعبیه شده‌اند، فرو می‌برند و ارتفاع برف را روی این خطکش قرائت می‌نمایند. معمولاً برای بالا بردن دقت کار، اندازه‌گیری‌ها را در چند نقطه انجام می‌دهند.

(ب) روش حجمی: در این روش، آب حاصله از ذوب برفی را که بر روی باران سنج نشسته است، اندازه‌گیری می‌کنند تا آب معادل برف به دست آید.



هوا و اقلیم شناسی

فصل دهم

تبخیر

و

تبخیر - تعرق



تعاریف مربوط به تبخیر

- در حالت کلی، تغییر حالت فیزیکی آب، یا یخ به بخار را **عمل تبخیر** می‌نامند. به عبارتی دیگر، تبخیر به مجموعه پدیده‌های فیزیکی گفته می‌شود که توسط آن ذرات آب از سطح آب یا سطح خاک مرطوب، از طریق دریافت انرژی خورشیدی، به حالت بخار وارد اتمسفر می‌شوند.
- عمل تبخیر از سطح یخ را **تصعید** می‌نامند که طی آن بخار آب بدون گذر از فاز مایع، از سطح یخ به اتمسفر منتقل می‌شود.
- **عمل تعرق** فرآیندی است که گیاه آن آبی که توسط ریشه‌های خود جذب نموده است را به شکل بخار و توسط روزنه‌ها به اتمسفر منتقل می‌نماید.



فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعلق هوا و اقلیم شناسی

در مباحث ترمودینامیکی از سه نوع تبخیر نام برده می‌شود:

1- تبخیر خلاء: اگر قطره آبی وارد خلاء شود، بلافاصله و آنی تبخیر می‌گردد.

2- تبخیر درونی: در این حالت به آب گرما می‌دهیم تا به نقطه جوش برسد، در نقطه جوش حبابهایی از درون آب بیرون می‌آیند. حال از این به بعد هر چه گرما به آب بدهیم، صرف تبخیر آب می‌شود بدون اینکه دمای آب تغییر کند. این نوع تبخیر را تبخیر درونی می‌نامند.

3- تبخیر سطحی: انتشار بخار آب از يك سطح مرطوب یا سطح آزاد آب، اعم از حالت مایع یا جامد، در دمایی پائین‌تر از نقطه جوش آب، تبخیر سطحی نامیده می‌شود.



عوامل موثر بر تبخیر

- در حالت کلی می‌توان عوامل موثر در فرآیند تبخیر را به پنج دسته تقسیم نمود:

1. دمای هوا
2. کمبود فشار بخار آب
3. سرعت باد
4. فشار هوا
5. مساحت سطح تبخیر کننده



دمای هوا

- هوای مجاور سطح تبخیر کننده در اثر تابش خورشید گرمتر می شود و همین گرما باعث تبدیل آب از حالت مایع به بخار و انتقال آن به اتمسفر می گردد. با افزایش دمای هوا، میزان تبخیر هم افزایش پیدا می کند. این پدیده به این دلیل است که هر چه دمای هوا بالاتر می رود، فشار بخار آب نیز افزایش پیدا می کند که این پدیده باعث افزایش میزان تبخیر می گردد.



کمبود فشار بخار آب

- فشار بخار با دما رابطه مستقیم دارد، یعنی با افزایش دما، فشار بخار آب نیز افزایش پیدا می‌کند، هر چند که ممکن است این افزایش خطی نباشد.



سرعت باد

- باد با جابجا کردن هوای مرطوب، می‌تواند نقش بسیار مهمی در افزایش تبخیر از سطح داشته باشد، در حقیقت عمل باد عبارت از جابجا نمودن هوای مرطوب مجاور سطح تبخیر شونده و جایگزین ساختن هوای خشکتر و سردتر به جای آن می‌باشد.
- در نتیجه سرعت باد، باعث افزایش میزان تبخیر می‌شود.



فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق هوا و اقلیم شناسی

فشار هوا

- کاهش فشار هوا، میزان تبخیر را افزایش می‌دهد.
- در مورد مناطق کوهستانی، چون با افزایش ارتفاع میزان فشار کاهش می‌یابد، پس بایستی که میزان تبخیر هم افزایش پیدا کند، اما در این نواحی، هر چه ارتفاع افزایش می‌یابد میزان دما کاهش یافته که این پدیده باعث کاهش تبخیر می‌شود. وقتی تاثیر تلفیقی اینها را بررسی کنیم ملاحظه خواهیم کرد که افزایش تبخیری که در اثر کاهش فشار بوجود می‌آید بر کاهش تبخیر ناشی از کاهش دما، غلبه دارد.



مساحت سطح تبخیر کننده

- میزان تبخیر در همه قسمت‌های يك سطح يكسان نمی‌باشد.
در مورد سطوح آزاد آبها، میزان تبخیر در کناره‌های آن منبع آبی بیشتر از قسمت‌های مرکزی است.
- هر چه میزان املاح موجود در آب بیشتر باشد، میزان تبخیر از آن کاهش می‌یابد.
- علاوه بر اینها مواد خارجی موجود در آبها مثل شاخ و برگ درختان، لکه‌های روغن و ... همگی در میزان تبخیر از آب موثر می‌باشند.



شکلهای مختلف تبخیر

- تبخیر به شکلهای مختلف و از سطوح مختلف انجام می‌گیرد که عمده‌ترین آنها به شرح زیر هستند:

1. تبخیر از سطح آزاد آب
2. تبخیر از سطح برف و یخ
3. تبخیر از سطح خاک لخت بدون پوشش گیاهی
4. تبخیر و تعرق از سطوح گیاهی



تبخیر از سطح آزاد آب

- این فاکتور بنا به تعریف عبارت است از مقدار آبی که از سطوح آزاد آب از جمله اقیانوسها، دریاها و دریاچه‌ها، مخازن آبی، رودخانه‌ها و ... تبخیر شده و وارد اتمسفر می‌شود. این نوع تبخیر به مساحت سطح تبخیر شونده، مخصوصاً سطحی که در جهت بادهای غالب واقع است و همچنین عمق آن، بستگی دارد.
- فرایند تبخیر موقعی انجام می‌گیرد که ملکول‌های آب به اندازه کافی انرژی جنبشی دریافت کنند که بتوانند از سطح مایع جدا شوند. آن دسته از ملکول‌هایی که انرژی جنبشی بیشتری نسبت به میانگین انرژی جنبشی ملکولهای مایع داشته باشند، می‌توانند راحت‌تر از بقیه، از سطح مایع جدا شوند.



فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تفرق هوا و اقلیم شناسی

- میزان تبخیر تابعی از اختلافات فشار بخار آب بین هوا و سطح آب خواهد بود. این قانون توسط دالتون بیان شد. معادله دالتون جهت محاسبه تبخیر از سطح آزاد آب‌ها به صورت زیر است:

$$E = C(e_w - e_a)$$

- در این معادله:

E : میزان تبخیر از سطح آزاد آب (in/mon)

e_w : فشار بخار اشباع در میانگین دمای ماهانه (mmHg)

e_a : میانگین فشار بخار واقعی هوا (mmHg)

C : ضریبی است که بستگی به یک سری فاکتورهای غیرقابل محاسبه در تبخیر دارد.



روش‌های تخمین تبخیر از سطح آزاد آب

- معمولاً تبخیر به دو روش زیر اندازه گیری میشود:

1- معادلات تجربی: که عموماً بر اساس قانون دالتون بوده‌اند، منتها همراه با اندکی تغییرات در فاکتورهای تأثیرگذار بر تبخیر.

2- روش‌های مستقیم اندازه‌گیری تبخیر: در این روش میزان تبخیر از سطوح آزاد، به صورت مستقیم اندازه‌گیری می‌شود. برای این منظور از تشت‌های تبخیر و اتمومترها (تبخیرسنج‌ها) برای اندازه‌گیری تبخیر استفاده می‌شود.



- چند نمونه از معادلات تجربی که از آنها در اندازه‌گیری تبخیر از سطح آزاد آب‌ها استفاده می‌شوند، عبارتند از:
- **رابطه Meyer**
- **رابطه Lugeon**
- **فرمول Cantagne**
- **روش پنمن**
- **روش توازن آبی**
- **معادلات توازن انرژی**
- **روش انتقال توده‌ای (Mass-Transfer)**



وسایل اندازه‌گیری تبخیر

- برای اندازه‌گیری تبخیر، از تبخیرسنج یا اتمومتر استفاده می‌شود.
- وسایل اندازه‌گیری تبخیر به چهار کلاس عمده تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

1. تانکهای تبخیر که در زمین فرو رفته و مستغرق در خاک هستند و یا اینکه به صورت شناور در آن می‌باشند.

2. تشت‌های تبخیر کوچک که ممکن است در بالای سطح زمین به کار رفته و یا اینکه برخی از انواع آنها در داخل خاک نصب گردند.

3. اتمومترهای با سفالهای متخلخل

4. اتمومترهای با کاغذهای صافی که سطح این کاغذها خیس شده و تبخیر از سطح آنها انجام می‌گیرد. (تبخیر سنج‌های پیچ)



تشتها و تانکهای تبخیر

- در این گروه، میزان تبخیر از روی مشاهدات تغییراتی که در سطح آزاد آب داخل تشت یا تانک ایجاد می‌شود، برآورد و اندازه‌گیری می‌شود. از این وسایل بطور گسترده در سراسر جهان استفاده می‌شود و انواع مختلفی از اینها برای برآورد تبخیر از دریاچه‌ها و مخازن آبی و همچنین تخمین تبخیر و تعرق کاربرد دارند.
- این تشتها و تانکهای تبخیر به سه گروه عمده تقسیم می‌شوند:

الف) تشتها یا تانکهای فرو رفته در خاک .

ب) تشتهایی که بالای سطح زمین قرار می‌گیرند.

ج) تشتهای مستغرق در آب.



فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق هوا و اقلیم شناسی

مهمترین گروه تشتها و تانکهای تبخیر به شرح زیر هستند.

- **تشت تبخیر کلاس A آمریکایی**
- **تشت تبخیر روسی GGI-3000**
- **تانك تبخیر 20 متر مربعی (elephant pan)**
- **تشت تبخیر زمینی کلرادو**
- **تشت تبخیر مدل کنیا**
- **تبخیر سنج ویلد**

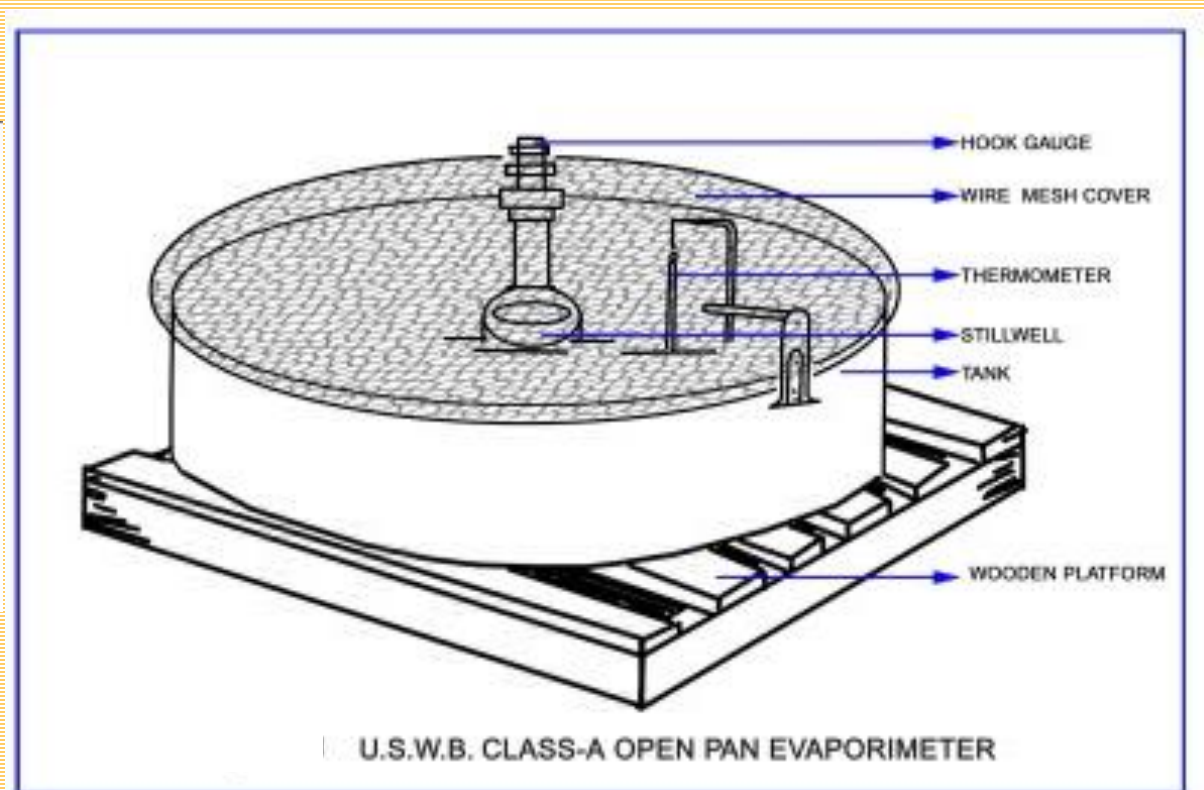
لازم به ذکر است که در حال حاضر 27 استاندارد مختلف برای تشتهای تبخیر وجود دارد که موارد نامبرده شده در بالا، رایجترین آنها می باشند.



هوا و اقلیم شناسی

فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق

نمای کلی تشت تبخیر کلاس A

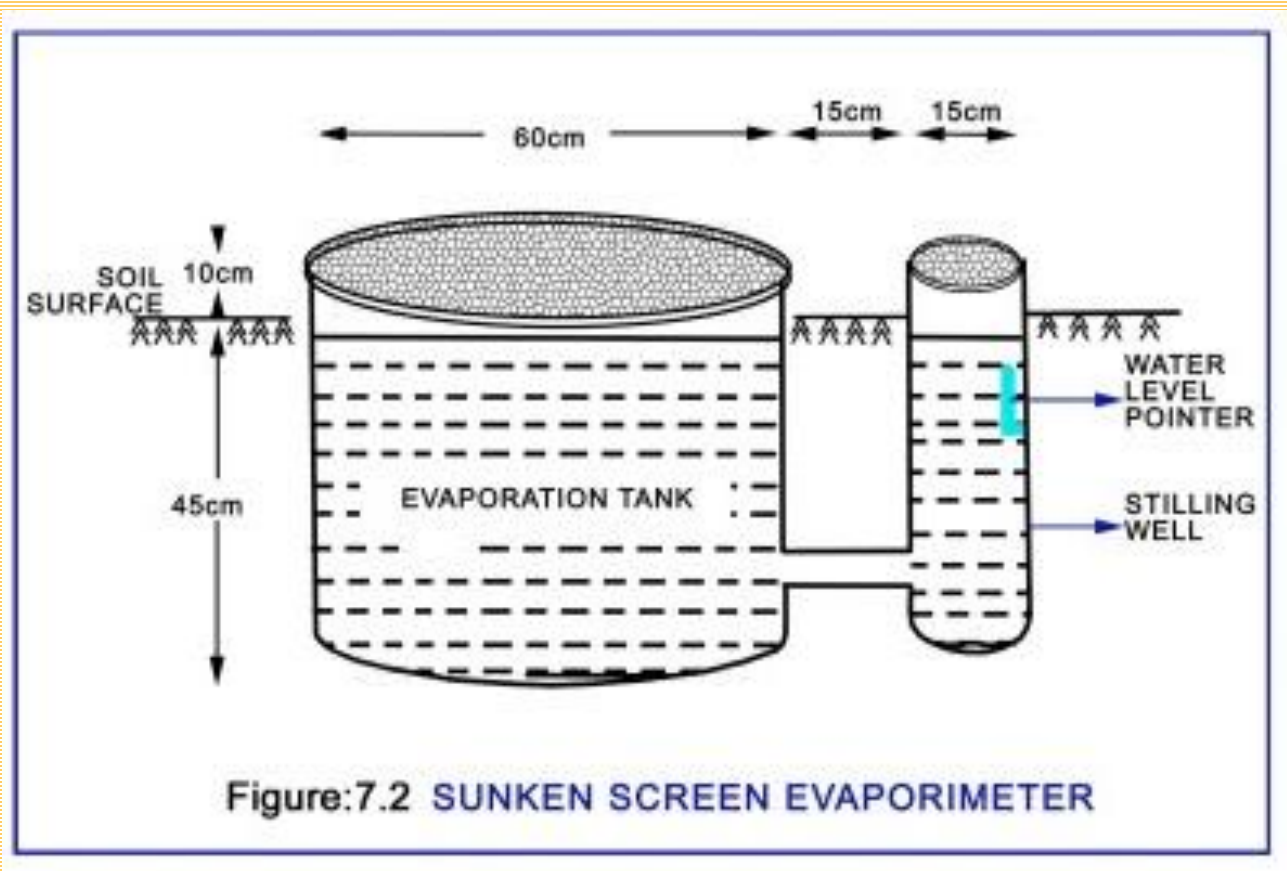




هوا و اقلیم شناسی

فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق

نمای کلی تشت تبخیر GGI-3000

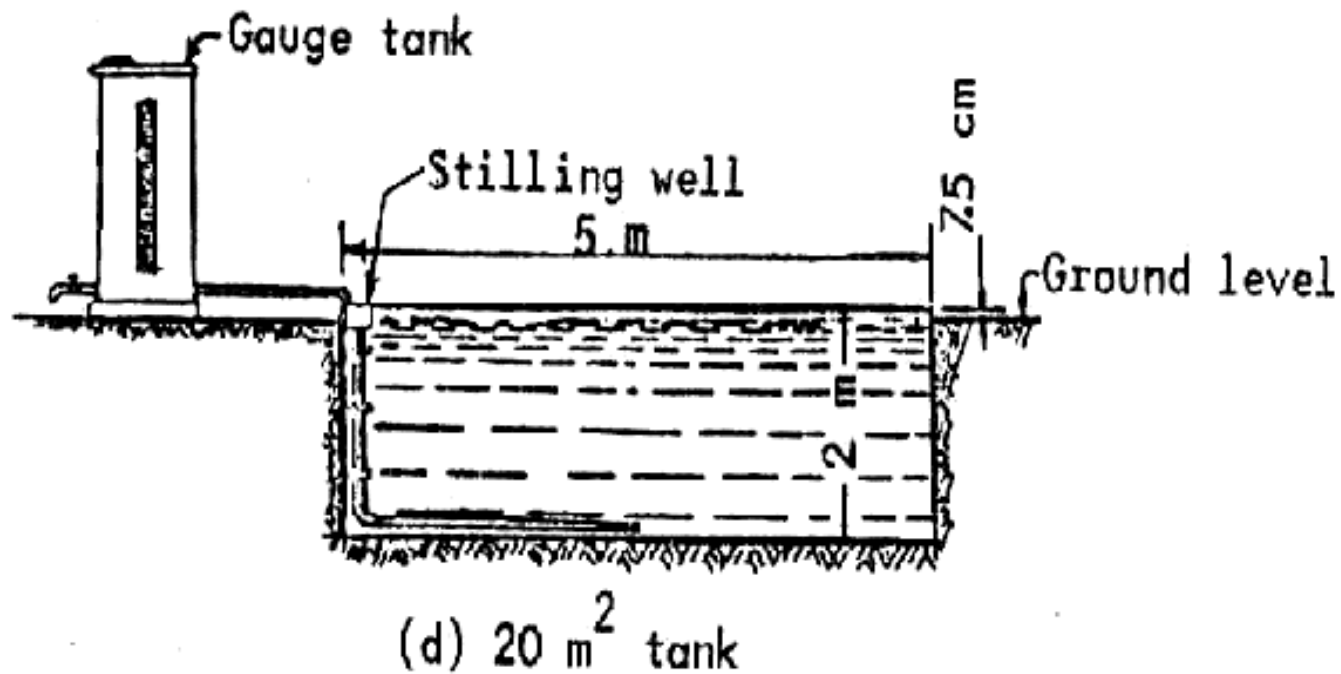




هوا و اقلیم شناسی

فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق

نمای کلی تانك تبخیر 20 متر مربعی

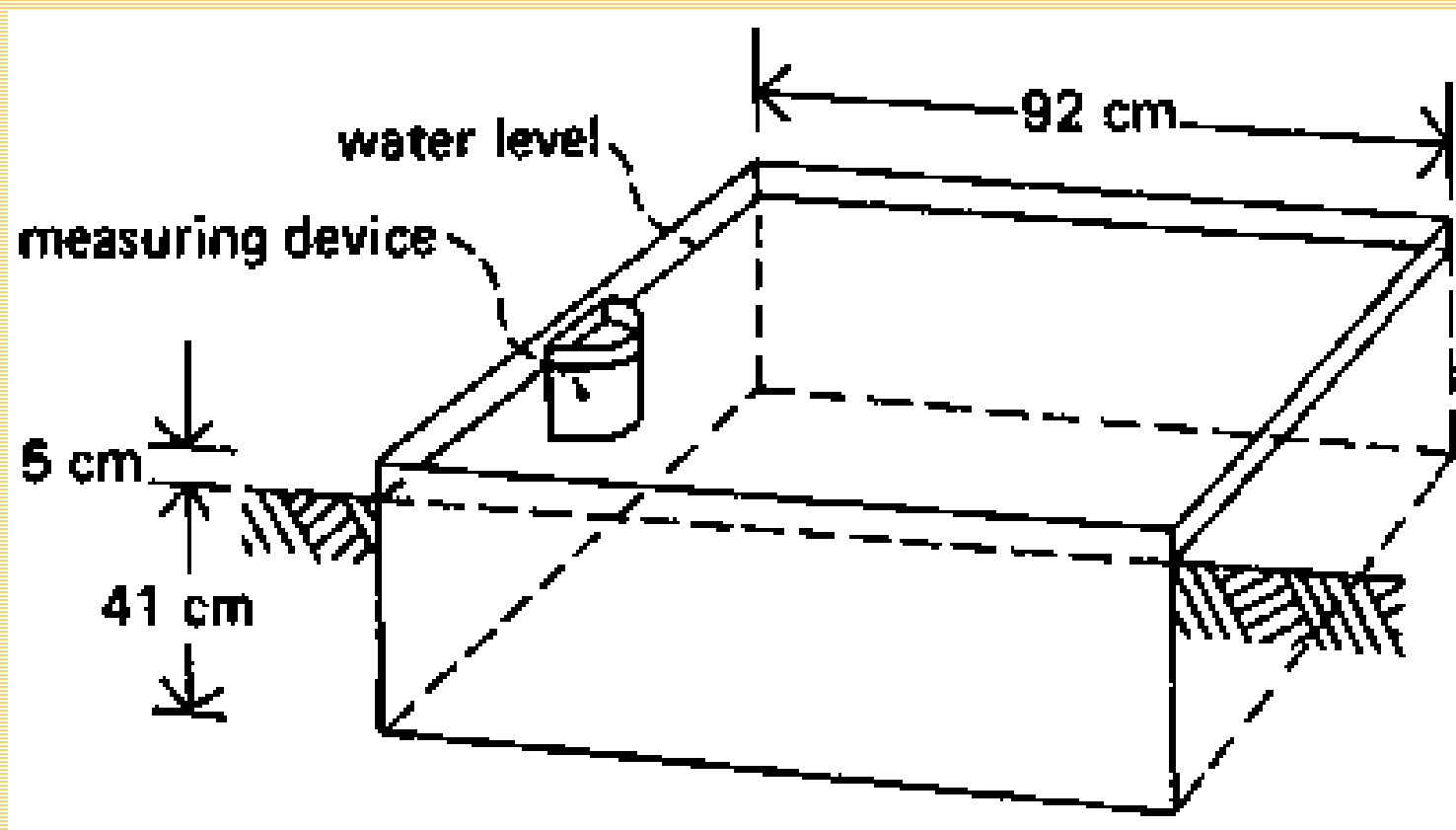




هوا و اقلیم شناسی

فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق

نمای کلی تشت تبخیر کلرادو

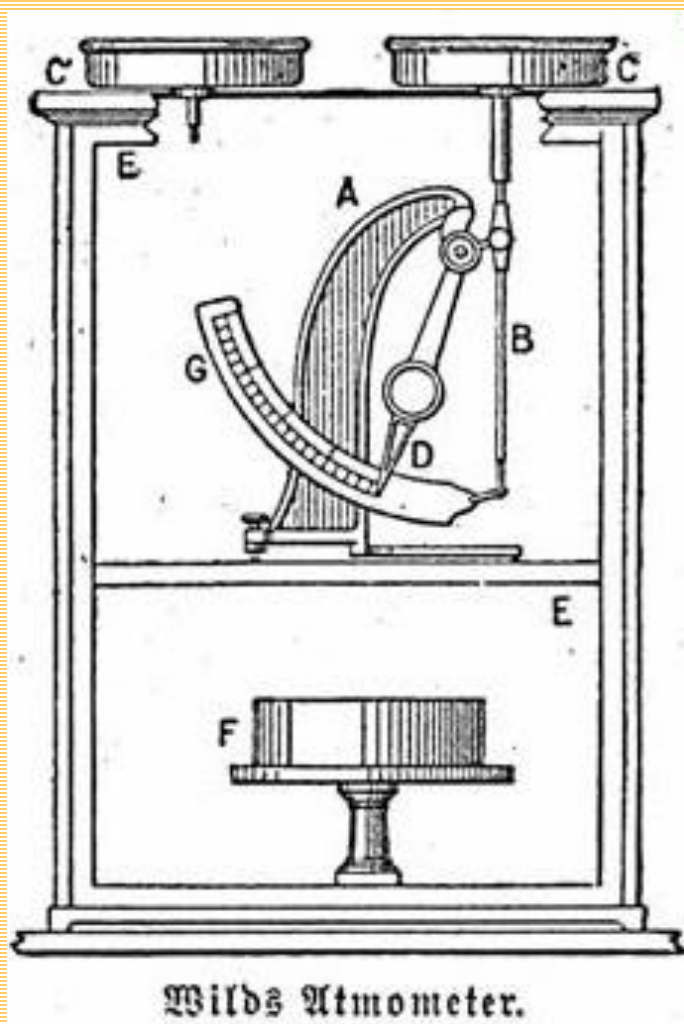




هوا و اقلیم شناسی

فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق

نمای کلی ساختمان تبخیرسنج ویلد



برگشت به فهرست درس



اتمومترها

- اتمومترها وسایلی هستند که تلفات آب را از یک سطح مرطوب و متخلخل اندازه گیری می نمایند. این سطوح مرطوب می توانند شامل سفالهای سرامیکی متخلخل استوانه ای یا تخت، و یا اینکه از نوع کاغذ صافی هایی که به صورت دیسک هایی که با آب اشباع می شوند، باشند.
- عمده ترین تفاوت اتمومترها با تشتهای تبخیر در این است که در اتمومترها، تبخیر از سطح آزاد آب انجام نمی گیرد و در ابتدا صفحه سفالی یا کاغذ صافی که در ساختمان دستگاه وجود دارد در اثر تماس با آب، خیس و مرطوب شده و تبخیر از روی این سطح متخلخل و خیس انجام می گیرد.



• عمده‌ترین انواع اتمومترها عبارتند از:

1. اتمومتر لیوینگستن
2. تبخیر سنج پیچ
3. اتمومتر سطح بلانی



اتمومتر لیوینگستن (Livingston Atmometer)

- اتمومتر لیوینگستن از يك كره سفالی به قطر حدود 53 متر تشکیل شده است که به عنوان سطح تبخیر کننده عمل می‌کند و قطر جداره آن 3 میلی‌متر می‌باشد. این مجموعه توسط يك لوله فلزی یا شیشه‌ای و يا يك رابط لعابی به يك ظرف شیشه‌ای که نقش مخزن تامین کننده آب را دارا است، متصل می‌شود. این مخزن توسط آب مقطر پر می‌شود.
- فشار اتمسفری در بالای آب داخل منبع، لوله و كره سفالی را همواره پس از آب نگه می‌دارد، میزان تبخیر از سطح كره، از روی تغییر حجم آب داخل مخزن به دست می‌آید.



تبخیر سنج پیچ (piche evaporimeter)

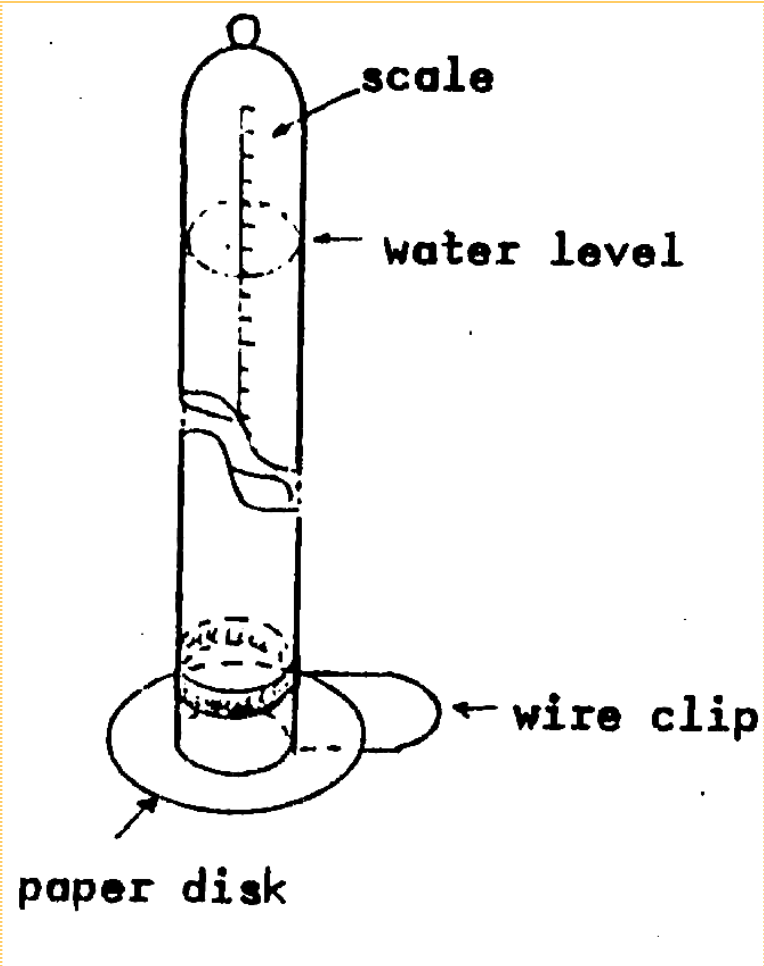
- تبخیر سنج پیچ از يك لولة شیشه ای به طول 5/22 سانتی متر كه يك انتهای آن بسته است، تشکیل شده است. قطر داخلی لوله، 11 میلی متر و ضخامت شیشه دیواره ها، حدود 3 میلی متر است و در نتیجه قطر خارجی آن 14 میلی متر می باشد. سمت باز لوله توسط يك کلیپ فلزی به يك كاغذ صافی متصل می شود. خود لولة تبخیر سنج پیچ هم ممکن است به دو شكل عصایی و مستقیم، ساخته شود. لوله شیشه ای، معمولاً بر حسب میلی متر مدرج می شود و مقدار آب تبخیر شده را می توان از روی درجات لوله قرائت نمود. لولة شیشه ای تبخیر سنج پیچ، پس از قرائت پر شده و داخل پناهگاه خود قرار می گیرد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق

نمای کلی تبخیرسنج پیچ





اتمومتر سطح بلانی (Bellani plate atmometer)

- در این نوع اتمومتر، سطح تبخیر کننده از يك صفحه نازك و متخلخل سفالی به قطر $5/8$ سانتی متر تشکیل یافته است. این صفحه در طرف گشادی يك قیف از جنس سفال لعاب داده شده، متصل است. آب از طریق يك لوله شیشه‌ای مدرج که نقش منبع تامین آب و قسمت انتقال دهنده آب را دارد است به قیف مذکور متصل می‌گردد. رنگ صفحه اتمومتر بلانی عموماً سیاه رنگ است اما در برخی نواحی، نوع سفید آن هم ساخته و مورد استفاده قرار می‌گیرد. در کالیفرنیا، از اختلاف بین تبخیر اتمومترهای سیاه و سفید، برای تخمین نیاز آبی گیاهان استفاده می‌شود.



منابع خطا در اتمومترها

- مهمترین منابع خطا که در اندازه‌گیری‌های اتمومتری، تاثیرگذار هستند عبارتند از:

 1. تلفات آب بواسطه چکه کردن (بیشتر در مورد اتمومتر پیچ)
 2. ایجاد تغییر در سطح تبخیر کننده (اعم از اندازه، ساختار، تمیزی صفحه تبخیر و ...)
 3. تغییرات در میزان تهویه اطراف اتمومترها
 4. لازم به ذکر است که اتمومترها بایستی در داخل پناهگاه استیونسن نگهداری شوند و نبایستی آنها را در فضای آزاد استفاده نمود.



وسایل ثبت تبخیر

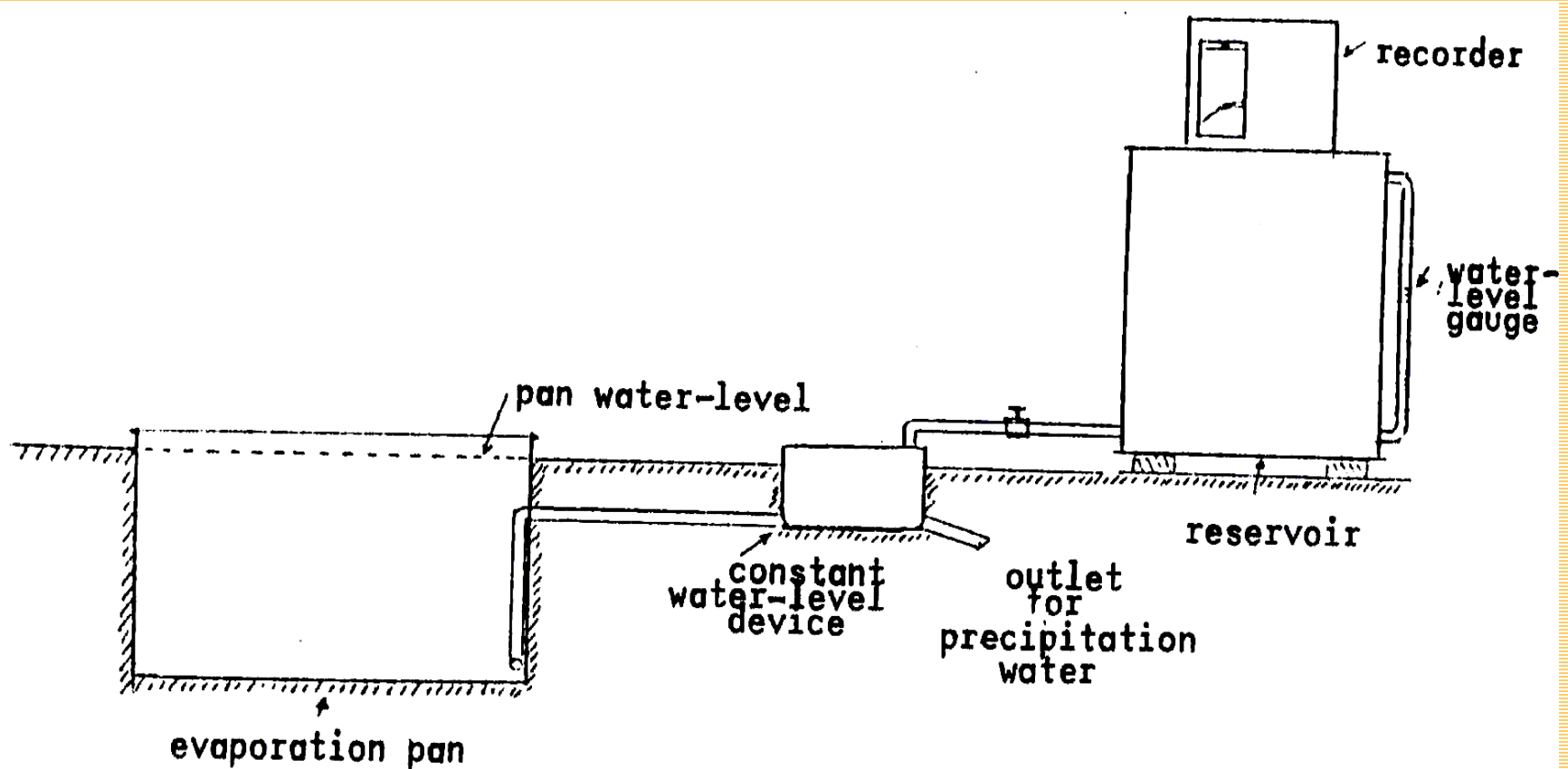
- هم اکنون چندین نوع از تشت‌های تبخیر اتوماتیک مورد استفاده قرار می‌گیرند. سطح آب در داخل تشت به طور اتوماتیک ثابت نگه داشته می‌شود که اینکار از طریق آزاد کردن آب به داخل تشت از طریق یک تانک ذخیره‌ای و یا تخلیه آب اضافی در مواقع بارندگی، انجام می‌شود مقدار آبی که از داخل تشت تخلیه شده و یا به آن اضافه می‌گردد، ثبت می‌شود.
- در گروه دیگری از وسایل ثبت تبخیر، وزن آب باقی مانده در تشت، اساس ثبت تبخیر می‌باشد از آنجایی که محل و موقعیت این تبخیر نگارها بایستی داخل پناهگاه استیونسن باشد، از تأثیر تابش بر روی تبخیر حذف می‌شود، پس به نظر نمی‌رسد که نتایج آن، چندان نمایانگر میزان تبخیر واقعی باشد.



هوا و اقلیم شناسی

فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق

نمای کلی يك نمونه تبخیرنگار





تبخیر از دریاچه‌ها

- تبخیر از تشتهای تبخیری که در داخل خاک و یا بیرون از آن قرار می‌گیرند، تحت تاثیر خصوصیات تشت می‌باشد. تشتهای در مقایسه با دریاچه‌ها ذخیره حرارتی کمتری داشته و تمایل دارند که چرخه سالانه متفاوتی را تجربه نمایند. همچنین تشتهای زودتر به آن حد نهایی تبخیر خود در يك فصل می‌رسند که این فاکتور به نسبت ذخیره حرارتی کمتر آنها است.
- برای تخمین تبخیر سالیانه از سطح دریاچه‌ها، از يك ضریبی استفاده می‌شود که تبخیر از تشت را به تبخیر از دریاچه، ارتباط می‌دهد.



تبخیر از سطح برف

- تبخیر از سطح برف ممکن است مستقیماً به صورت تصعید از برف جامد و تبخیر از فاز مایع آن صورت گیرد. تبخیر از سطح برف، فرآیندی است که خود به خود محدود می‌شود و این محدود شدن به این دلیل است که تبخیر از سطح برف باعث می‌شود که سطح آن سردتر شده و در نتیجه گرادیان فشار بخار در لایه بالایی برف، کاهش یابد. برعکس، در طول فرآیند انجماد برف، فشار بخار در سطح برف، می‌تواند بالاتر از فشار بخار نقطه ذوب برف گردد.



تبخیر از سطح خاک لخت

- تبخیر از سخت خاک لخت از نظر کمیت بیشتر از مقدار تبخیر از سطح برف و یخ می باشد و حتی در برخی شرایط استثنایی که خاک اشباع از آب بوده و شرایط هواشناسی هم بهینه باشند، می تواند بیشتر از تبخیر از سطح آزاد آب باشد ولی عموماً از تبخیر از سطح آزاد آبها کمتر است.
- رطوبت مورد نیاز برای عمل تبخیر از راه آبیاری یا بارندگی تامین می شود. پس از آبیاری یا بارندگی، ابتداً خاک (لایه سطحی آن) اشباع از آب می شود، در نتیجه تبخیر از آن حداکثر می باشد. با ادامه عمل تبخیر و کاهش رطوبت خاک، میزان تبخیر هم کاهش پیدا می کند. در این حالت رطوبت از لایه های پائین تر توسط عمل موئینگی به لایه های بالاتر حرکت کرده و در سطح خاک تبخیر می شود.



تبخیر و تعرق

- ترکیب دو فرآیند مجزا شامل تلفات آب از سطح خاک توسط فرآیند تبخیر و تلفات آب از گیاهان توسط فرآیند تعرق را تبخیر و تعرق می‌نامند و با ET نمایش می‌دهند.
- دو فرآیند تبخیر و تعرق به طور همزمان با هم رخ می‌دهند و به همین دلیل نمی‌توان به آسانی این دو واژه را از هم مجزا نمود. هنگامی که گیاهان کوچک هستند، عمده آب قابل دسترسی آنها از طریق فرآیند تبخیر تلف می‌شود اما وقتی که گیاه به خوبی توسعه یافته و به طور کامل سطح خاک را پوشاند، فرآیند تعرق غالب‌تر می‌گردد.



مفاهیم تبخیر و تفرق

- وقتی صحبت از تبخیر و تفرق پیش می‌آید، سه حالت ممکن است مد نظر باشد:

الف) تبخیر و تفرق گیاه مرجع (ET_0).

ب) تبخیر و تفرق گیاهی تحت شرایط استاندارد (ET_c).

ج) تبخیر و تفرق گیاهی تحت شرایط غیر استاندارد (ET_{cadj}).



الف) تبخیر و تفرق گیاه مرجع (ET_0)

- میزان تبخیر و تفرق از سطح گیاه مشخص و تعریف شده‌ای که هیچگونه محدودیت آبی نداشته باشد را تبخیر و تفرق گیاه مرجع می‌نامند و آن را با ET_0 نشان می‌دهند. منظور از سطح مرجع، يك سطح علفی فرضی از يك گیاه بخصوص ، با مشخصات معین می‌باشد.
- تنها فاکتور تأثیرگذار بر ET_0 ، پارامترهای اقلیمی هستند. در نتیجه ET_0 تحت تأثیر توان تبخیری اتمسفر و پارامترهای اقلیمی است و از روی داده‌های هواشناسی به دست می‌آید.
- روش پنمن مونتیت اصلاح شده توسط FAO ، به عنوان بهترین روش برای برآورد تبخیر و تفرق پتانسیل، پیشنهاد شده است.



(ب) تبخیر و تفرق گیاهی در شرایط استاندارد (ET_c)

- میزان تبخیر و تفرق هر گیاه تحت شرایط استاندارد، تحت عنوان تبخیر و تفرق گیاهی (ET_c) نامیده می‌شود. که بیانگر میزان تبخیر و تفرق از گیاهانی است که عاری از هر بیماری بوده و به خوبی کود داده شده‌اند و در مقیاس وسیع، تحت شرایط مطلوب رطوبتی خاک رشد نموده‌اند و تحت شرایط اقلیمی موجود، بیشترین تولید را داشته‌اند.
- میزان آب مورد نیاز به منظور جبران تلفات ناشی از تبخیر و تفرق از گیاه کاشته شده، تحت عنوان نیاز آبی گیاه (محصول) نیز شناخته می‌شود.



فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تفرق هوا و اقلیم شناسی

(ج) تبخیر و تفرق گیاهی تحت شرایط غیر استاندارد (ET_{cadj})

- این واژه عبارت است از میزان تبخیر و تفرق از گیاهانی که تحت شرایط محیطی و مدیریتی که متفاوت با شرایط استاندارد است، رشد نموده‌اند. موقعی که گیاهی را در مزرعه می‌کاریم، ممکن است میزان تبخیر و تفرق واقعی گیاهی با میزان ET_c متفاوت باشد که این امر به واسطه مسائل و شرایطی نظیر حضور حشرات و بیماری‌ها، شوری خاک، حاصلخیزی کم خاک، کمبود آب و یا ماندابی بودن آن، ایجاد شود. همچنین ممکن است در نتیجه کم بودن رشد گیاهی و پائین بودن تراکم گیاهی ایجاد شده و میزان تبخیر و تفرق را نسبت ET_c به کاهش دهند.



عوامل موثر بر تبخیر و تعرق

الف) عوامل هواشناسی: مهم‌ترین پارامترهای هواشناسی که بر میزان تبخیر و تعرق مؤثرند، شامل تابش دریافتی، دمای هوا، رطوبت و سرعت باد می‌باشند. تبخیر و تعرق گیاه مرجع از روی توان تبخیری اتمسفر مشخص می‌شود.

ب) فاکتورهای گیاهی: نوع گیاه، وارسته و مرحله رشد و توسعه گیاهی از فاکتورهایی هستند که بر روی تبخیر و تعرق از گیاهانی که در مقیاس وسیع کشت شده و بر روی آنها مدیریت اعمال می‌شود، مؤثرند.

ج) شرایط محیطی و مدیریتی: فاکتورهایی نظیر شوری خاک، حاصلخیزی یا عدم حاصلخیزی خاک، محدودیت استفاده از کودها و ... از جمله فاکتورهای محیطی و مدیریتی هستند که توسعه گیاهی را محدود نموده و میزان تبخیر و تعرق را کاهش دهند.



روش‌های تخمین تبخیر و تعرق

- روش‌های مستقیم
- روش توازن انرژی
- روش انتقال توده‌ای
- روش توازن آب خاک
- تخمین ET از روی داده‌های تشت تبخیر
- محاسبه ET با استفاده از داده‌های هواشناسی



روش‌های مستقیم

- برای این منظور از **لیسیمتر** استفاده می‌شود. در لیسیمترها بایستی توزان آب خاک برقرار شود تا بتوان تبخیر و تعرق را اندازه‌گیری نمود. روش‌های مورد استفاده در این گروه، اغلب گران بوده و نیاز به اندازه‌گیری‌های بسیار دقیق پارامترهای مختلف دارند و فقط از طریق مؤسساتی که به خوبی در این زمینه آموزش دیده‌اند، قابل اجرا هستند. هر چند که این روش‌ها برای اندازه‌گیری روتین ET نامناسب هستند ولی وجود آنها برای ارزیابی و اعتبار بخشی به مقادیر ET که از سایر روش‌های غیر مستقیم به دست آمده‌اند، بسیار مهم و حیاتی است. ساده‌ترین روش اندازه‌گیری مستقیم تبخیر و تعرق، استفاده از لیسیمترها می‌باشد.



فصل دهم : تبخیر و تبخیر- تعرق هوا و اقلیم شناسی

- لایسمترها را می‌توان به روش‌های مختلفی طبقه‌بندی کرد که يك نمونه آن به صورت زیر است:

(الف) لایسمترهای وزنی در این لایسمترها، تبخیر و تعرق، با تعیین مستقیم تغییرات وزن محتویات داخل لایسمتر و تبدیل آن به ET به دست می‌آید.

(ب) لایسمترهای غیروزی در این لایسمترها از موازنه آب خاک جهت تعیین تبخیر و تعرق استفاده می‌شود.

(ج) لایسمترهای زهکش‌دار این لایسمترها بر اساس این فرضیه عمل می‌کنند که آب مازاد بر نیاز گیاه به زمین داده شده و جریان خروجی آب از يك نقطه در كف لایسمتر اندازه گیری می‌شود.



روش توازن انرژی

- تبخیر آب نیازمند انرژی نسبتاً زیادی است که این انرژی می‌تواند به فرم‌های گرمای محسوس و یا انرژی تابشی باشد. فرآیند تبخیر و تعرق از طریق تبادلات انرژی در سطح گیاه انجام می‌گیرد و میزان آن تابعی از انرژی قابل دسترس برای این فرآیند می‌باشد.
- در این روش می‌توان تبخیر و تعرق را بر مبنای اصل بقای انرژی به دست آورد. میزان انرژی که به یک سطح می‌رسد بایستی برابر انرژی باشد که آن سطح در طی همان دوره زمانی از دست می‌دهد.



روش انتقال توده‌ای

- در اینجا انتقال عمودی بسته‌های کوچک هوا (eddies) به سطحی بالاتر از يك سطح افقی همسان، اساس کار می‌باشد. این بسته‌ها، مواد موجود در آنها که یکی از آنها بخار آب و انرژی (گرما و اندازه حرکت) است، از سطح تبخیر به ارتفاعات بالاتر و یا بالعکس منتقل می‌نمایند. با فرض شرایط پایدار و اینکه ضریب انتقال بخار آب برای این بسته‌ها متناسب با آن چیزی است که برای گرما و اندازه حرکت وجود دارد، در این صورت میزان تبخیر و تعرق را می‌توان از روی گرادیان عمودی دمای هوا و بخار آب، از روی نسبت باون به دست آورد.



روش توازن آب خاک

- تبخیر و تعرق را می‌توان با اندازه‌گیری اجزاء مختلف معادله توازن آبی خاک، به دست آورد. در این روش شار آبی ورودی و خروجی به ناحیه ریشه‌ای گیاهان در يك دوره زمانی معین اندازه‌گیری می‌شود .
- روش توازن آبی خاک فقط می‌تواند تخمینی از ET ، برای يك دوره زمانی طولانی که معمولاً بزرگتر از يك هفته و یا ده روز است، ارائه دهد .



تخمین ET از روی داده‌های تشت تبخیر

- تبخیر از سطح آزاد آب ، می‌تواند به عنوان شاخصی که تأثیرات تابش، دمای هوا، رطوبت و باد را بر روی تبخیر و تعرق نشان می‌دهد به کار رود. هر چند که تفاوت‌های موجود بین سطح آب و سطوح گیاهی ، خود تفاوت‌های معنی‌داری در میزان تلفات آب از تشت و سطوح گیاهی، ایجاد کند.
- ثابت شده است که با موفقیت می‌توان از داده‌های مربوط به تشت تبخیر برای تخمین تبخیر و تعرق گیاه مرجع استفاده نمود. برای این کار اندازه‌گیری‌های مربوط به تشت تبخیر را در يك ضریب تجربی ضرب می‌کنند تا ET_0 به دست آید.



محاسبه تبخیر و تعرق با استفاده از داده‌های هواشناسی

- به واسطه مشکلاتی که اندازه‌گیری‌های مزرعه‌ای تبخیر و تعرق وجود دارد، معمولاً آن را از روی داده‌های هواشناسی محاسبه می‌نمایند. برای این منظور روابط تجربی و نیمه‌تجربی زیادی برای محاسبه تبخیر و تعرق گیاهی و تبخیر و تعرق گیاه مرجع از روی داده‌های هواشناسی ارائه شده است. برخی از این روابط در شرایط اقلیمی و کشاورزی خاصی معتبر هستند و نمی‌توان آنها را در شرایطی متفاوت با آنچه که رابطه برای آن شرایط تهیه شده است، استفاده نمود.



هوا و اقلیم شناسی

فصل یازدهم

طبقه‌بندی‌های اقلیمی



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی

هوا و اقلیم شناسی

مقدمه

- در يك تعريف ساده می‌توان طبقه‌بندی اقلیمی را به صورت، مجموعه قوانینی که با استفاده از آنها می‌توان مناطقی را که دارای ویژگی‌های مشترکی بوده و در آنها انتظار پدیده‌های خاصی داریم، تعريف نمود. در حقیقت يك سیستم طبقه‌بندی اقلیمی، نواحی را که دارای خصوصیات مشترك برای يك هدف خاص هستند، را از هم جدا می‌کند و به کمک آنها می‌توان اطلاعات اقلیمی يك منطقه را به صورت مختصر در غالب نقشه‌های طبقه‌بندی اقلیمی، ارائه و خلاصه نمود.



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

- اولین طبقه‌بندی اقلیمی حدود 500 سال قبل از میلاد مسیح، توسط یونانی‌ها، ارائه شده است که در آن کره زمین به سه منطقه اقلیمی تقسیم شده است. این سه منطقه شامل :

1. مناطق تروپیکي شامل نواحی هستند که بین مدارهای رأس السرطان و رأس الجدی واقع شده‌اند.

2. عرض‌های معتدله شامل نواحی هستند که بین عرض‌های قطبی و مدارهای رأس السرطان و رأس الجدی واقع‌اند.

3. مناطق قطبی شامل نواحی که در عرض‌های بالاتر از عرض‌های قطبی ($5/66$ درجه شمالی و جنوبی)، واقع هستند.



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

- در این بخش سعی می‌شود طبقه‌بندی‌هایی را که استفاده بیشتری دارند، مورد بحث و بررسی قرار گیرند . این طبقه‌بندی‌ها عبارتند از:

1. **طبقه‌بندی دو مارتن**
2. **طبقه‌بندی سیلیانینف**
3. **طبقه‌بندی کوپن**
4. **طبقه‌بندی تورنت ویت**
5. **طبقه‌بندی گوسن**
6. **طبقه‌بندی‌های اقلیمی براساس دوره خشکی**
7. **طبقه‌بندی اقلیمی FAO**
8. **طبقه‌بندی ایوانف**



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

طبقه‌بندی دومارتن (De Martonne)

- این طبقه‌بندی بر مبنای شاخص خشکی (Aridity index) بنا نهاده شده است و در آن از دما و رطوبت برای تعیین نوع اقلیم، استفاده می‌شود.
- دو مارتن معادله تجربی زیر را جهت تعیین نوع اقلیم يك منطقه ارائه داد:
- در این رابطه،
- I : شاخص خشکی
- P : میانگین بارش سالانه بر حسب میلی‌متر
- t : متوسط درجه حرارت سالانه بر حسب درجه سانتی‌گراد

$$I = \frac{P}{t + 10}$$



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

دومارتن بر در این سیستم، شش نوع اقلیم را مشخص نمود که عبارتند از:

1. **اقلیم خشک**. در این اقلیم شاخص خشکی کمتر از ده می‌باشد.

2. **اقلیم نیمه خشک**. شاخص خشکی در این اقلیم بین 10 تا 20 قرار دارد.

3. **اقلیم مدیترانه‌ای**. در این اقلیم شاخص خشکی در محدوده بین 20 تا 24 قرار می‌گیرد.

4. **اقلیم نیمه مرطوب**. در این اقلیم شاخص خشکی در محدوده بین 24 تا 28 قرار می‌گیرد.

5. **اقلیم مرطوب**. در این اقلیم شاخص خشکی در محدوده بین 28 تا 35 قرار می‌گیرد.

6. **اقلیم بسیار مرطوب**. در این اقلیم شاخص خشکی بزرگتر یا مساوی 35 می‌باشد.



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم‌شناسی

- برای راحتی کار در این طبقه‌بندی اقلیمی، با استفاده از رابطه بین P و I و T ، یک سری نمودارهای تهیه کرده‌اند که با استفاده از آنها می‌توان اقلیم يك ناحیه را مشخص نمود. این نمودارها را در اصطلاح **کلیماگرام** می‌گویند. این کلیماگرام با قرار دادن نقاط مرزی به جای شاخص I در رابطه دومارتن به دست آمده است. برای استفاده از این اقلیم‌نما (کلیماگرام) جهت مشخص کردن اقلیم يك ناحیه، کافی است که میانگین بارش و دما را در محورهای مربوط به آنها پیدا کرده و در امتداد محور x ها و y ها ادامه دهیم تا همدیگر را قطع نمایند. نقطه تقاطع در هر ناحیه‌ای که قرار گرفت. از روی گراف، نوع اقلیم آن نقطه را

می‌خوانیم.

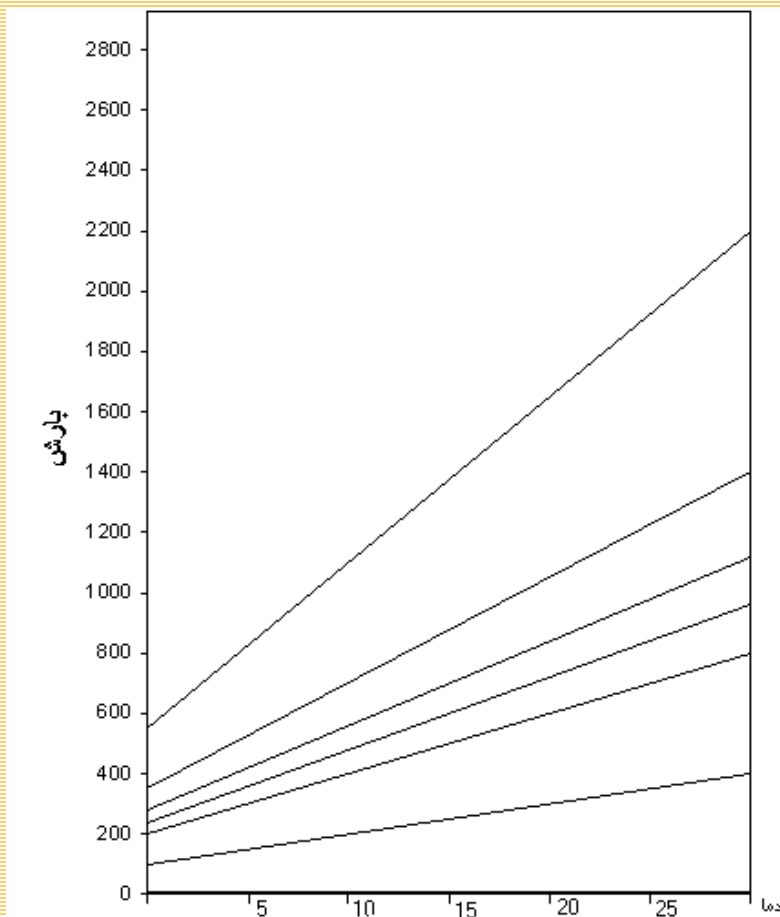
برگشت به فهرست درس



هوا و اقلیم شناسی

فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی

شکل زیر یک نمودار کلیماگرام دوما رتن را نشان می‌دهد.

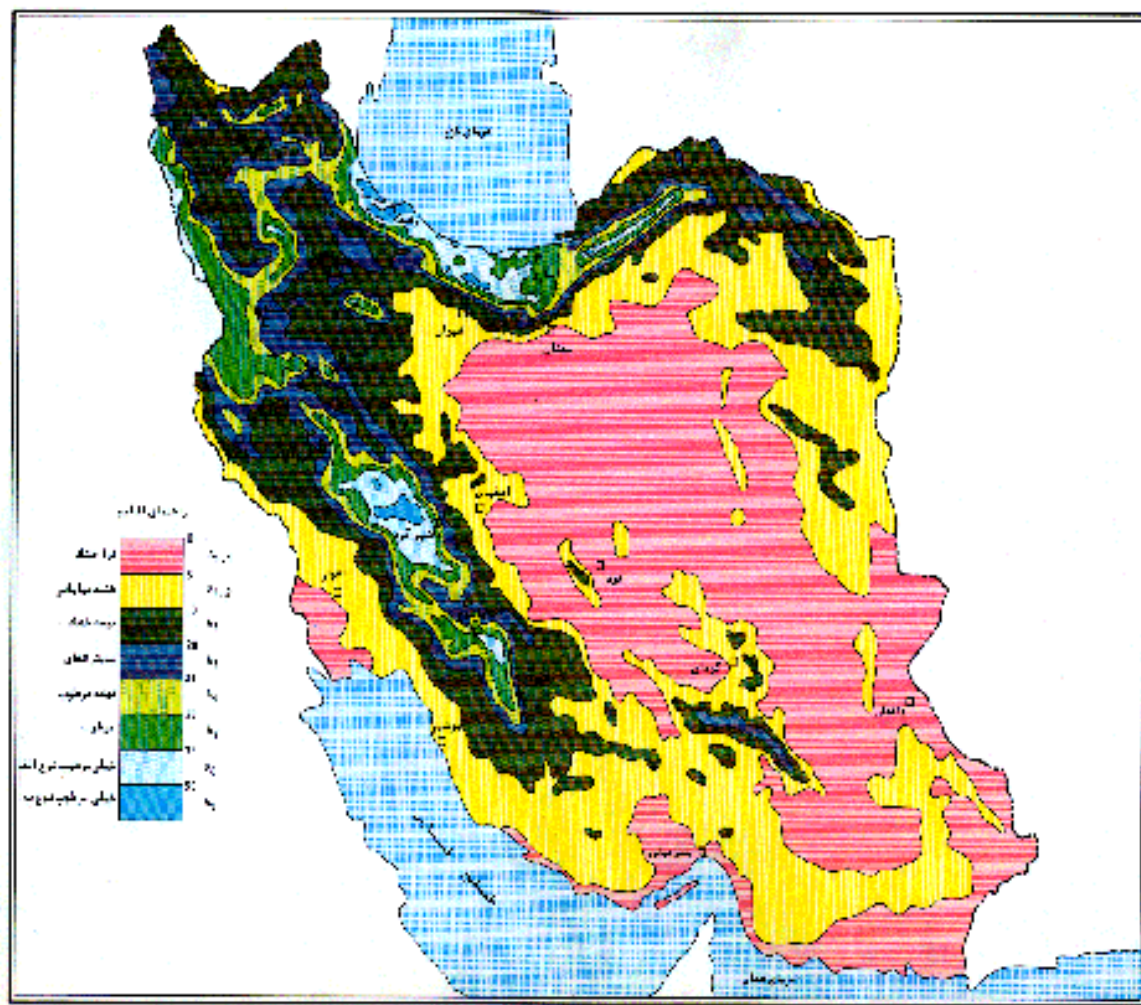




هوا و اقلیم شناسی

فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی

• شکل روبرو
گروه‌های مختلف
اقلیمی را در سیستم
طبقه‌بندی دمارتن،
برای کل ایران
نشان می‌دهد .





فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

طبقه‌بندی سیلیانینف (Selyaninov)

- این طبقه‌بندی بر اساس شاخصی به نام ضریب هیدروترمیک (Hydrothermal) استوار است. در این روش از مجموعه درجه حرارت‌ها در روزهایی که دمای آنها بالاتر از 10 درجه است، و میانگین بارش سالیانه به منظور تعیین ضریب هیدروترمیک استفاده می‌شود. رابطه‌ای که سیلیانینف برای محاسبه ضریب هیدروترمیک ارائه داد به صورت زیر است: در این رابطه:

$$K = \frac{10p}{S}$$

K : ضریب هیدروترمیک

P : میانگین بارش سالیانه

S : مجموع درجه حرارت‌ها در روزهایی که میانگین دمای آن روز بالاتر از 10 درجه است.



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

- بر اساس ضریب هیدروترمیک، اقلیم‌های مختلف به صورت زیر مشخص می‌شوند:

1- اقلیم فراخشك. در این اقلیم شاخص K در محدوده $0 < K < 2/0$ قرار دارد.

2- اقلیم خشك. در این اقلیم شاخص K در محدوده $2/0 < K < 4/0$ واقع است.

3- اقلیم نیمه خشك. در این اقلیم در محدوده $3/1 < K < 4/0$ قرار دارد.

4- نیمه مرطوب. در این اقلیم شاخص K در محدوده $3/1 < K < 6/1$ واقع است.

5- اقلیم مرطوب. در این اقلیم شاخص K بزرگتر از $6/1$ می‌باشد.



طبقه‌بندی کوپن (Coppen)

- در این طبقه‌بندی از مقادیر بارش و دما برای تعیین نوع اقلیم استفاده می‌شود. مرزها و محدوده‌های اقلیمی در این سیستم، با پوشش گیاهی منطقه انطباق دارند. این گروه‌بندی اقلیمی، از پنج تیپ اقلیمی اصلی تشکیل شده است که عبارتند از:

A : اقلیم حاره‌ای مرطوب

B : اقلیم خشک

C : اقلیم معتدل

D : اقلیم سرد

E : اقلیم قطبی



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

- هر کدام از این گروه‌های اصلی بر حسب وجود فصل خشک یا عدم وجود آن، با حروف کوچکتری همراه می‌شوند این حروف و تفسیر آنها به صورت زیر است:

f : وقتی که فصل خشک وجود نداشته باشد

S : وقتی که فصل خشک منطبق بر تابستان باشد

W : وقتی که فصل خشک منطبق بر زمستان است

- همچنین از یکسری حروف بزرگ ثانوی هم در این طبقه‌بندی استفاده می‌شود که به صورت زیر می‌باشند:

S : شاخص آب و هوای نیمه بیابانی (استپی)

W : شاخص آب و هوای خشک (کویری)

T : شاخص آب و هوای نواحی قطبی (توندرا)

F : شاخص آب و هوای همیشه یخبندان



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

شکل زیر گروه‌ها و تیپ‌های اقلیمی مختلف را در سیستم طبقه‌بندی کوپن نشان می‌دهد.

علائم مربوط به فصل خشک	انواع تیپ‌های اقلیمی	سمبل	گروه‌های اقلیمی
f و w	Af : اقلیم حاره‌ای با رطوبت دائم Aw : اقلیم حاره‌ای خشک - تر	A	اقلیم حاره‌ای مرطوب
s و w	h نیمه خشک حاره‌ای k نیمه خشک عرض‌های میانه h بیابانی حاره‌ای k بیابانی عرض‌های مدیترانه Bs اقلیم نیمه خشک BW اقلیم بیابانی	B	اقلیم خشک
f , s , w	Cf : معتدل بدون فصل خشک Cs : معتدل با تابستان خشک CW : معتدل با زمستان خشک	C	اقلیم معتدل
f , w	DW : زیرقطبی با فصل خشک زمستانه Df : زیرقطبی بدون فصل خشک	D	اقلیم سرد
T , F	ET : اقلیم توندرا EF : اقلیم یخبندان دائمی	E	اقلیم قطبی



طبقه‌بندی تورنت ویت (Thornthwaite)

- تورنت ویت این طبقه‌بندی را در سال 1931 ارائه نمود که در آن از دو عامل بارش و تبخیر برای تعیین اقلیم استفاده می‌شود. وی برای طبقه‌بندی، شاخصی به نام شاخص بارش - تبخیر را که به صورت تجربی و بر اساس اطلاعات موجود معین می‌شد، ارائه نمود. در این سیستم طبقه‌بندی، تعیین مرز بین محدوده‌های اقلیمی، ارتباطی با خاک و پوشش گیاهی ندارد و مرز بین محدوده‌ها بر اساس فواصل منظم عددی ناشی از محاسبات ریاضی تعیین می‌شود.



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

- تورنت ویت بر اساس مقادیر بارندگی (P) و تبخیر (E) ماهانه، نمایه‌ای به نام شاخص بارش مؤثر را ارائه نمود که مقدار آن برابر هر ماه از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\text{PEI} = 11.5 \left(\frac{P}{T - 10} \right)^{\frac{10}{9}}$$

که در آن:

- P : میانگین بارش ماهیانه (بر حسب اینچ)
- T : میانگین دمای ماهانه (بر حسب درجه فارنهایت)
- PEI : شاخص بارش مؤثر
- شاخص بارش متوسط سالانه از حاصل جمع شاخص‌های بارش ماهانه مربوط به هر يك از دوازده ماه سال به دست می‌آید:

$$\text{PEI}_{\text{سالانه}} = \sum_{i=1}^{12} \text{PEI}_{\text{ماهیانه}}$$



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

- تورنت ویت با استفاده از این شاخص، محدوده‌های رطوبتی و حرارتی زیر را که اولین گروه‌های عمده طبقه‌بندی وی را تشکیل می‌دادند، ارائه نمود. جدول زیر این گروه‌ها را نشان می‌دهد.

علامت	PEI	محدوده‌های حرارتی	محدوده‌های رطوبتی (نوع اقلیم)	نوع پوشش گیاهی
A	> 127	حاره‌ای	خیلی مرطوب (تر)	جنگل‌های پرباران
B	64 - 127	فروترمال	مرطوب	جنگل معمولی
C	32 - 63	میکروترمال	نیمه مرطوب	چمن‌زار
D	16 - 31	تایگا	نیمه خشك	استپ
E	1 - 15 0	توندرای یخبندان	خشك	کویری



طبقه‌بندی گوسن

- در این طبقه‌بندی، توزیع بارندگی و دما در طول سال، برای تعیین اقلیم ناحیه به کار می‌رود. اساس این طبقه‌بندی بر نمودار آمبروترمیک (Ambrothermique) استوار است.
- در نمودار آمبروترمیک در محور X ها ماه‌های مختلف سال قرار گرفته و در دو طرف آن، دو محور عمودی g خواهیم داشت که روی یکی از آنها مقدار بارندگی و روی دیگری، مقدار نرمال دمای هوا قرار می‌گیرد. گوسن و همکاران او اعتقاد داشتند که ماه خشک ماهی است که در آن میزان بارندگی بر حسب میلی‌متر از دو برابر دمای آن بر حسب درجه سانتی‌گراد، کوچکتر باشد.



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

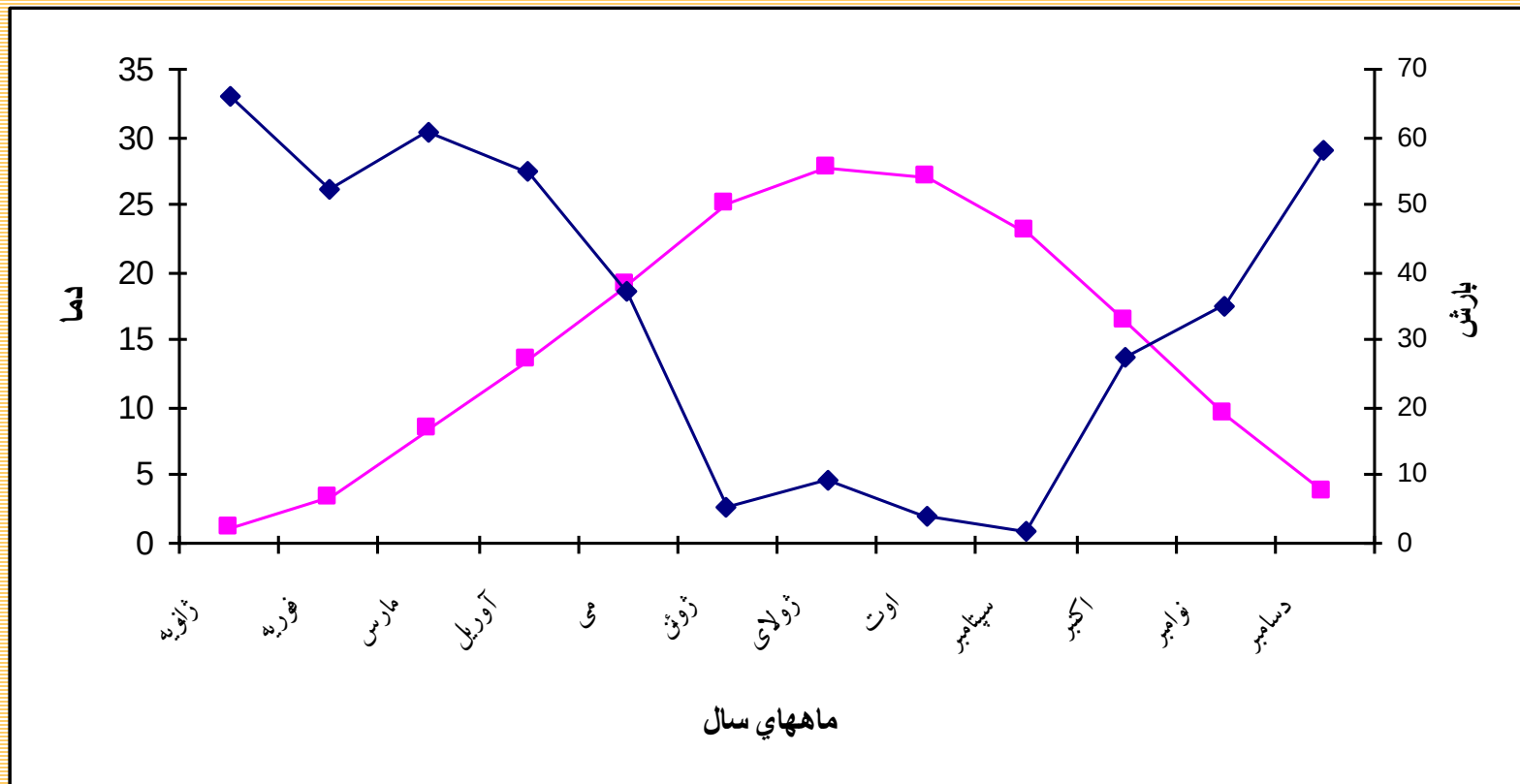
- برای اینکه بتوان این امر را در روی محور y ها پیاده نمود، می‌توان محور y ها را طوری درجه‌بندی کرد که مقیاس محور بارندگی دو برابر دما باشد. حال اگر نمودار بارش در ماه‌های مختلف، همچنین نمودار دما را در روی این نمودار ترسیم کنیم، از روی شکل حاصل خواهیم توانست دوره خشک را تعیین کنیم. برای این منظور، آن دوره‌ای که در آن، منحنی بارش زیر منحنی دما باشد، جزء دوره خشک به حساب می‌آید.



هوا و اقلیم شناسی

فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی

شکل زیر منحنی آمبروترمیک را برای یک ایستگاه هواشناسی را نشان می‌دهد.





فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

طبقه‌بندی اقلیمی بر اساس دوره خشکی

- تا اینجا نحوه بدست آوردن طول دوره خشکی بیان شد حال می‌خواهیم نحوه طبقه‌بندی با استفاده از این فاکتور را توضیح دهیم . برای این منظور علاوه بر استفاده از طول دوره خشکی، از فاکتور میانگین دما در سردترین ماه سال ، برای تعیین اقلیم ناحیه استفاده می‌شود . بر این اساس، اقلیم‌های زیر تشخیص داده می‌شوند:

1- زیست اقلیم‌های گرم، معتدل گرم و معتدل

2- زیست اقلیم‌های سرد و معتدل سرد

3- زیر اقلیم‌های یخبندان



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم‌شناسی

1- زیست اقلیم‌های گرم، معتدل گرم و معتدل

- در این اقلیم‌ها میانگین دمای سردترین ماه سال، همواره بالاتر از صفر درجه است و رژیم دمایی همواره بالاتر از صفر درجه قرار می‌گیرد. در این گروه زیر اقلیم‌های زیر مشاهده می‌شوند:

(الف) آب و هوای بیابانی. در این نوع آب و هوا طول دوره خشکی بین 200 تا 360 روز می‌باشد.

(ب) اقلیم مدیترانه‌ای. از مشخصات این نوع اقلیم این است که در آن فصل خشک بین 1 تا 8 ماه از سال، طول می‌کشد.

(ج) اقلیم استوایی. در این زیر اقلیم هم فصل خشک بین 1 تا 8 ماه از سال طول می‌کشد منتها این تفاوت را با گروه‌های قبلی دارد که در آن فصل خشک منطبق بر زمستان است.



2- زیست اقلیم‌های سرد و معتدل سرد

- در این گروه، رژیم دمایی در بخشی از سال زیر صفر است. در این زیست اقلیم، بخشی از بارندگی که در فصول سرد می‌بارد به شکل برف است و میانگین دما در سردترین ماه سال کمتر از صفر درجه است. و دوره‌ای وجود دارد که در آن فعالیت‌های مربوط به رشد گیاهی انجام نمی‌گیرد. در این حالت، طول دوره یخبندان که در آن میانگین دمایی کمتر از صفر درجه است جزء روزهای خشک به حساب می‌آید و در نتیجه تعداد روزهای خشک شامل طول دوره خشکی به اضافه دوره یخبندان است.



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

- در این گروه نیز زیر اقلیم‌هایی به شرح مشاهده می‌شوند :
- اگر دوره مذکور بین 11 تا 12 ماه از سال طول بکشد، اقلیم ناحیه از نوع بیابانی سرد است.
- اگر دوره خشک مذکور بین 9 تا 10 ماه از سال طول بکشد اقلیم ناحیه از نوع نیمه بیابانی سرد است.
- اگر دوره خشک بین 5 تا 8 ماه از سال را شامل باشد، اقلیم ناحیه از نوع استپی سرد خواهد بود.
- اگر دوره خشک 2-4 ماه از سال را شامل باشد، اقلیم ناحیه از نوع نیمه اکسریک سرد می‌باشد.
- اگر دوره مذکور کمتر از دو ماه باشد اقلیم ناحیه از نوع نیمه اکسریک است.



3- زیر اقلیم‌های یخبندان

- در این گروه اقلیمی، رژیم دمایی در تمام سال زیر صفر درجه قرار می‌گیرد.



طبقه‌بندی اقلیمی FAO

- این نوع طبقه‌بندی، يك طبقه‌بندی اگروکلیمایی است که در سال 1991 توسط FAO ارائه شده است. در این نوع طبقه‌بندی، مبنای تعیین گروه‌های اقلیمی، تعیین طول دوره رشد بر اساس داده‌های هواشناسی و نقشه‌های کاربری اراضی و بافت خاک است. این روش ابتدا در قاره آفریقا ارائه گردید. که با این روش مناطق کشاورزی قاره آفریقا با توجه به دوره‌های رشد مختلف، طبقه‌بندی شدند.



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی

هوا و اقلیم شناسی

طبقه‌بندی ایوانف

- در این نوع طبقه‌بندی از بارندگی و تبخیر برای تعیین اقلیم استفاده می‌شود. برای این منظور ابتدا ضریبی به نام ضریب رطوبتی را با استفاده از رابطه محاسبه نموده و از روی این ضریب، طبقه‌بندی انجام می‌گیرد. رابطه مذکور به صورت زیر است:

$$I = \frac{P}{E}$$

در این رابطه:

P : میانگین بارش سالیانه

E : میزان تبخیر سالانه

I : ضریب رطوبتی



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

- برای محاسبه تبخیر سالانه، ابتدا تبخیر در هر يك از ماه‌های سال را محاسبه نموده و آنها را با هم جمع می‌کنیم. به منظور محاسبه تبخیر در هر يك از ماه‌های سال از رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$E_m = 0.0018(2.5 + t^2)(100 - RH)$$

در این رابطه:

E_m : میزان تبخیر در هر يك از ماه‌های سال (بر حسب سانتی‌متر)

t : میانگین درجه حرارت ماهانه (بر حسب درجه سانتی‌گراد)

RH : متوسط رطوبت نسبی ماهانه (به صورت درصد)



فصل یازدهم : طبقه‌بندی‌های اقلیمی هوا و اقلیم شناسی

پس از محاسبه شاخص I ، طبقه‌بندی اقلیمی به صورت زیر انجام می‌گیرد:

وضعیت شاخص I	انواع تیپ‌های اقلیمی
بزرگتر از 5/1	بسیار مرطوب جنگلی
$1 \leq I < 5/1$	مرطوب جنگلی
$6/0 \leq I < 1$	استپی جنگلی
$3/0 \leq I < 6/0$	استپی
$13/0 \leq I < 3/0$	بیابانی
کمتر از 13/0	صحرايي



هوا و اقلیم شناسی

پایان