# هوا و اقلیم شناسی

**تهیه کننده :**

دکتر حسام الدین حسنی

**۱۳۹۵**

# فهرست مطالب :


**۱- هوا و اقلیم شناسی Meteorology & Climatology ..... ۱**

۱-۱- علت ماندن گاز در اطراف سیاره زمین ..... ۱

۱-۲- ترکیبات هوای خشک ..... ۱

۱-۲-۱- ازن در جو ($O_3$) ..... ۱

۱-۲-۲- بخارآب در جو($H_2o$) ..... ۲

۱-۲-۳- دی اکسید کربن در جو ..... ۲

۱-۲-۴- ناخالصی هوا (هواویزها و آئروسل ها) ..... ۳

۱-۲-۵- مطالب تکمیلی ..... ۳

۱-۲-۶- مطالب تکمیلی ..... ۳

۱-۳- مزیت های هوا ..... ۴

۱-۴- تقسیمات عمودی جو ..... ۵

۱-۴-۱- تروپوسفر ..... ۵

۱-۴-۲- استراتوسفر ..... ۶

۱-۴-۳- مزوسفر ..... ۶

۱-۴-۴- ترموسفر ..... ۶

۱-۵- جو همگن (هوموسفر Homosphere ) ..... ۸

**۱-۶- جو ناهمگن (هتروسفر Hetrosphere) ..... ۸**

۱-۷- هوا شناسی یا متوئورولوژی (Meteorology) ..... ۹

۱-۸- اقلیم شناسی (Climatology) ..... ۹

۱-۹- هواشناسی کشاورزی ..... ۱۰

۲- تشعشع و بیلان انرژی Radiation & Energy Balance ..... ۱۰

۲-۱- منشا انرژی : ..... ۱۰

۲-۲- خصوصیات فیزیکی تشعشع ..... ۱۱

۲-۲-۱- ماهیت تشعشع ..... ۱۱

۲-۲-۲- تعاریف ..... ۱۲

۲-۳- قوانین تشعشع ..... ۱۴
۲-۳-۱- قانون پلانک ..... ۱۴
۲-۳-۲- قانون جابجایی وین (wien)..... ۱۶
۲-۳-۳- قانون استفان بولتزمن Stefan boltzman ..... ۱۷
۲-۳-۴- قانون کرشف Kirchohhff's Low ..... ۱۷
۲-۳-۵- قانون کسینوس لامبرت ..... ۱۷
۲-۴- تشعشع خورشیدی Solar Radiation ..... ۱۸
۲-۴-۱- ثابت خورشیدی Solar Constant ..... ۱۸
۲-۴-۲- اثر فاکتورهای نجومی ..... ۱۸
۲-۴-۳- اثر اجزای تشکیل دهنده جو بر تشعشع ..... ۲۵
۲-۵- تشعشع مستقیم ، تشعشع غیر مستقیم(آسمانی) و تشعشع کل خورشیدی ..... ۲۸
۲-۵-۱- تشعشع مستقیم و غیر مستقیم ..... ۲۸
۲-۵-۲- انعکاس تشعشع خورشیدی(آلبیدو Albedo) ..... ۲۸
۲-۵-۳- تشعشع زمینی ..... ۲۹
۲-۶- بیلان تشعشعی سیاره زمین ..... ۳۱
۲-۶-۱- تشعشع خالص Net Radiation..... ۳۳
۲-۷- اندازه گیری تشعشع خورشیدی ..... ۳۴
**۳- دمای هوا و مکانیزم های انتقال گرما در هوا..... ۳۵**
۳-۱- مکانیزم های انتقال گرما ..... ۳۶
۳-۱-۱- تشعشع..... ۳۶
۳-۱-۲- هدایت..... ۳۶
۳-۱-۳- جابجایی..... ۳۶
۳-۲- تغییرات دمای هوا نسبت به ارتفاع..... ۳۹
۳-۳- قانون اول ترمودینامیک:..... ۴۰
۳-۴- شرایط آدیاباتیک..... ۴۱
۳-۴-۱- آدیاباتیک خشک..... ۴۱
۳-۴-۲- آدیاباتیک مرطوب..... ۴۱

۳-۴-۳- شبه آدیاباتیک ..... ۴۱
۳-۵- وضعیت های توده های هوا ..... ۴۲
۳-۵-۱- وضعیت ناپایدار(Unstuble) : ..... ۴۲
۳-۵-۲- وضعیت پایدار(Stuble) : ..... ۴۴
**۴- دمای خاک و انتقال حرارت در خاک ..... ۴۶**
۴-۱- ظرفیت گرمایی (Heat Capacity) : ..... ۴۶
۴-۲- جرم مخصوص ظاهری خاک (Bulk density) : ..... ۴۶
۴-۳- هدایت گرمایی (Thermal Conductivity) : ..... ۴۷
۴-۴- رابطه بین ظرفیت گرمایی و گرمای ویژه : ..... ۴۷
۴-۵- تغییرات دمای خاک در عمق : ..... ۴۸
**۴-۶- محاسبه دامنه تغییرات دما در عمق Z : ..... ۴۹**
۴-۷- تاخیر در زمان وقوع حداکثر دما : ..... **۴۹**
۴-۸- تغییرات روزانه و فصلی دمای خاک : ..... ۴۹
۴-۹- اثر بافت خاک در درجه حرارت خاک: ..... ۵۱
۴-۱۰- دماسنج آویزان : ..... ۵۱
**۵- فشار هوا : ..... ۵۱**
۵-۱- فشار هوا : ..... ۵۱
۵-۲- قوانین حاکم بر فشار هوا : ..... ۵۲
۵-۲-۱- قانون بویل(Boyle) : ..... ۵۲
۵-۲-۲- قانون چارلز(Charles) : ..... ۵۲
۵-۲-۳- قانون گیلوساک (Gay-lussac) : ..... ۵۳
۵-۳- آزمایش تریچلی (Torricheli) : ..... ۵۴
۵-۴- نقشه هم فشار(ایزوبار) : ..... ۵۵
۵-۵- تغییرات فشار هوا با ارتفاع : ..... ۵۶
۵-۶- هوای پرفشار : ..... ۵۸
۵-۷- هوای کم فشار : ..... ۵۸
**۶- حرکت هوا Air Movement : ..... ۵۹**

۶-۱- بادWind: ..... ۵۹
۶-۲- نیروهای موثر بر حرکت هوا :..... ۵۹
۶-۲-۱- نیروی کوریولیس..... ۶۰
۶-۲-۲- نیروی اصطکاک f :..... ۶۰
۶-۲-۳- نیروی جانب مرکزR :..... ۶۰
۶-۳- بادهای جوی :..... ۶۱
۶-۴- باد گرادیان :..... ۶۱
۶-۵- نسیم دریایی :..... ۶۱
۶-۶- نسیم زمینی یا خشکی :..... ۶۲
۶-۷- نسیم کوهستانی و دره ای :..... ۶۳
۶-۸- بادهای موسمی(Monsoon Winds) :..... ۶۳
۶-۹- حرکت عمودی جو :..... ۶۴
**۷- تبخیر و تبخیرـ تعرق :..... ۶۵**
۷-۱- تبخیر Evaporation *:*..... ۶۵
۷-۱-۱- تبخیردرخلا : تبخیر در فضای تهی از هوا انجام می شود و بسیار سریع می باشد. ..... ۶۵
۷-۱-۲- تبخیر درونی..... ۶۵
۷-۱-۳- تبخیر سطحی..... ۶۵
۷-۲- اهمیت تبخیر..... ۶۵
۷-۳- عوامل موثر بر تبخیر:..... ۶۶
۷-۳-۱- تابش خورشید..... ۶۶
۷-۳-۲- باد..... ۶۶
۷-۳-۳- رطوبت نسبی..... ۶۶
۷-۳-۴- دمای هوا..... ۶۶
۷-۳-۵- تعرق..... ۶۶
۷-۴- عوامل موثر بر تبخیر- تعرق :..... ۶۶
۷-۴-۱- عوامل مربوط به گیاه..... ۶۷
۷-۴-۲- عوامل مربوط به رطوبت خاک : **بافت خاک، ساختمان خاک**..... **۶۷**

۷-۴-۳- عوامل اقلیمی و پارامترهای جوی ..... ۶۷
۷-۵- تبخیر – تعرق پتانسیل (Potential evaportranspiration) : ..... ۶۷
۷-۶- تبخیر – تعرق واقعی : ..... ۶۷
۷-۷- روش اندازه گیری تبخیر : ..... ۶۷
۷-۷-۱- اندازه گیری مستقیم ..... ۶۷
۷-۸- روش های تخمین تبخیر: ..... ۶۸
۷-۸-۱- روش بیلان آب : ..... ۶۸
۷-۸-۲- فرمول های تجربی : ..... ۶۹
۷-۹- روش های تخمین تبخیر- تعرق پتانسیل : ..... ۶۹
۷-۹-۱- روش بلانی- کریدل(BlonoyCriddle) : ..... ۶۹
۷-۹-۲- روش ترنت وایت(Thornth wite) : ..... ۷۰
۷-۹-۳- روش فائو پنمن- مانتیس FAO Penman-Manteith : ..... ۷۱
**۸- ابر و مه Clouds & Fogs : ..... ۷۱**
۸-۱- شرایط تشکیل شدن ابر و مه عبارتند از : ..... ۷۱
۸-۲- رطوبت نسبی (Relative Humidity) : ..... ۷۲
۸-۳- تقسیم بندی ابرها : ..... ۷۳
۸-۳-۱- بر اساس درجه حرارت : ..... ۷۳
۸-۳-۲- بر اساس نحوه پیدایش ..... ۸۰
۸-۳-۳- بر اساس ارتفاع : ..... ۸۱
۸-۳-۴- از نظر فیزیکی : ..... ۸۱
۸-۴- اندازه گیری ارتفاع ابر(سقف ابر) : ..... ۸۲
۸-۴-۱- استفاده از بالن ..... ۸۲
۸-۴-۲- استفاده از پروژکتور ..... ۸۲
۸-۵- نحوه تشکیل مه و انواع آن : ..... ۸۳
۸-۵-۱- مه تشعشعی : ..... ۸۳
۸-۵-۲- مه فرارفتی : ..... ۸۴
۸-۵-۳- مه فرا شیبی : ..... ۸۵

**۹- بارش : ..... ۸۵**

۹-۱- نحوه تشکیل باران : ..... ۸۵

۹-۲- ابرهای گرم : ..... ۸۵

۹-۳- ابرهای سرد : ..... ۸۶

۹-۴- باروری ابرها : ..... ۸۶

۹-۵- تگرگ : ..... ۸۶

۹-۶- انواع بارش : ..... ۸۶

۹-۶-۱- بارش جابجایی (کنوکسیون) : ..... ۸۶

۹-۶-۲- بارش کوهستانی (اوروگرافیک) : ..... ۸۷

۹-۶-۳- بارش جبهه ای : ..... ۸۷

۱۰- منابع : ..... ۷۸

## ۱- هوا و اقلیم شناسی Meteorology & Climatology :

هوا لایه ای گازی به ضخامت ۸۰ تا۱۰۰کیلومتر است که اطراف سیاره زمین را احاطه کرده است و توسط نیروی جاذبه نگه داشته می شود. هوا را با نام های اتمسفر، نیوار و جو نیز می شناسند. ضخامت واقعی هوا ۱۰کیلومتر است که بین۰ در قطب وتا۲۰ کیلومتردر استوا تغییرمی کند.
اتمسفر زمین تا ارتفاع ۸۰ کیلومتری وزنی معادل $۵/۶\times۱۰^{۱۴}$ تن دارد.

### ۱-۱- علت ماندن گاز در اطراف سیاره زمین :

۱- نیروی ثقل(سنگینی)
۲- درجه حرارت مناسب (درجه حرارت هوا آن قدر زیاد نیست که ملکول های هوا بتوانند فرار کنند و از جو خارج شوند.) کمترین درجه حرارت ثبت شده در اتمسفر سیاره زمین (ضخامت۰ تا۲۰ کیلومتری) $88.3°C$- (۱۹۶۰) و بالاترین $65°C$ است.
۳- سرعت لازم برای این که ملکول های هوا بتوانند از جو خارج شوند $11.3km/sec$ می باشد.

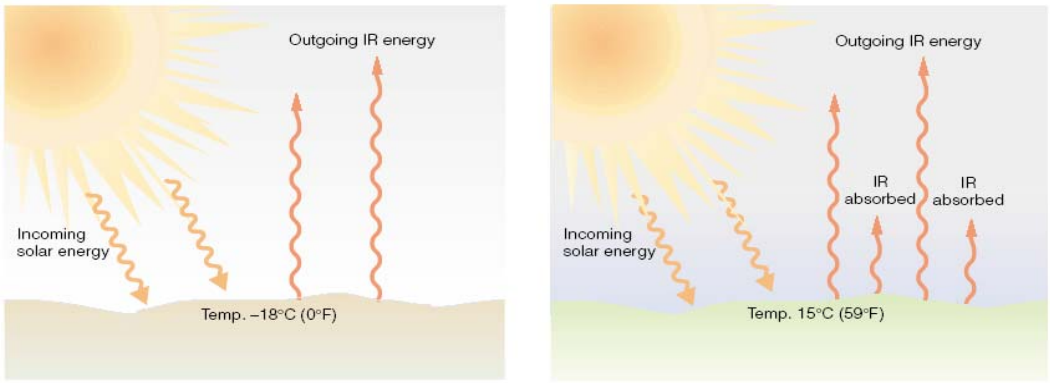
دردمای $0°C$ و فشار $76cmHg$ چگالی هوا در سطح زمین $1.3kg/m^3$ است.
۵۰ درصد جرم هوا در ارتفاع کمتر از۵/۵ کیلومتری اول سطح زمین و ۲۵ درصد دیگر در فاصله ۵/۵ تا۱۱ کیلومتری و ۲۵ درصد دیگر در ۱۱تا۸۰ کیلومتری سطح زمین قرار دارد.

### ۱-۲- ترکیبات هوای خشک :

هوای خشک شامل ۷۸/۰۸ ٪ ازت ، ۲۰/۹۵٪ اکسیژن ، ۰/۹۳٪ آرگون ، ۰/۰۳۲٪ دی اکسید کربن و مقادیر خیلی کم ۰/۰۱٪ نئون ، هلیوم ، هیدروژن و آمونیاک و... می باشد.

#### ۱-۲-۱- ازن در جو ($O_3$) :

هر ملکول ازن شامل ۳ اتم اکسیژن میباشد. ازن طی واکنش هایی که طی جذب اشعه فرا بنفش خورشید می انجامد تشکیل می شود. ازن در قسمت بالایی لایه دوم جو یعنی استراتوسفر تشکیل می شود و ملکول های تشکیل شده در جو نزول نموده و در قسمت های تحتانی استراتوسفر یعنی ارتفاع بین ۱۵تا۲۵ کیلومتری از سطح دریا متمرکز می شوند. گاز ازن دارای خاصیت گلخانه ای( Greenhouse effect) می باشد یعنی نسبت به طول موج کوتاه خورشید شفاف بوده ولی نسبت به بعضی از طول موج های ساطع شده از زمین و هوا نیمه شفاف است. خاصیت گلخانه ای یکی از عوامل موثر در گرم شدن زمین می باشد.



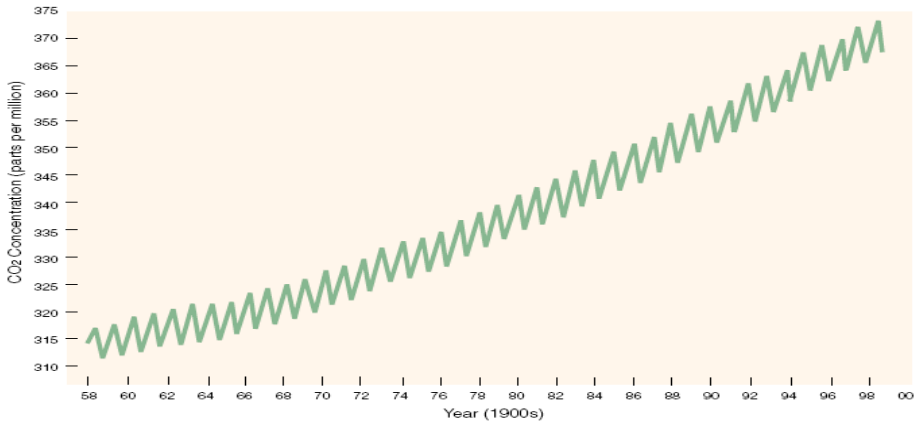
(a) Without greenhouse effect (b) With greenhouse effect

### ۱-۲-۲- بخارآب در جو($H_2O$) :

اتمسفر در اطراف سیاره زمین دارای بخارآب می باشد که به چشم مرئی نمی باشد. مقدار آن از نظر وزنی به ندرت از ۳ درصد در اتمسفر تجاوز نمی کند. اگرچه مقدار بخار آب در جو ناچیز است می تواند نتایج بسیار مهمی مثل ابر ، مه ، برف، باران و تگرگ را داشته باشد. این گاز نیز دارای خاصیت گلخانه ای نیز می باشد. مقدار بخار آب از نظر حجمی در مقیاس جهانی ۱ درصد می باشد که بین ۰ تا ۴ درصد نیز میرسد.

### ۱-۲-۳- دی اکسید کربن در جو :

گرچه مقدار دی اکسید کربن در جو بسیار ناچیز است (۰/۰۳۲٪) اما از نظر فتوسنتز در گیاهان یکی از مهمترین گازهای اتمسفر به حساب می آید. از دیگر خواص این گاز خاصیت گلخانه ای آن می باشد که در اثر گرم شدن هوا از اهمیت ویژه ای برخوردار است.



**۱-۲-۴- ناخالصی هوا (هواویزها و آئروسل ها) :**

ناخالصی هوا به دو قسمت جامد و گازی تقسیم می شود. ناخالصی های گازی شامل گازهای سولفورو ، سولفوریک ، آمونیاک و با قیمانده های احتراق می باشد که در نواحی صنعتی به وجود می آید. دسته دوم ناخالصی های غباری شکل هستند. هوا همیشه دارای ذرات بسیار ریز غبار از جنس مواد آلی و معدنی هستند که مبدا آن ها متفاوت است. اهم آن ها عبارتند از:

۱- ذرات شن و خاک که به وسیله باد از سطح زمین به خصوص مناطق کویری جدا شده و در فضا پراکنده می شود.

۲- خاکسترهای آتشفشانی که گاهی در ارتفاعات بالای جو نیز مشاهده می شود. آتشفشان ها حجم زیادی بخارآب ، دی اکسید کربن و دی اکسید سولفورو($So_2$) وارد اتمسفر می کنند.

۳- دانه های گرده گیاهان که توسط اندام نر گیاهان در هوا منتشر می شود.

۴- نمک هایی که ناشی از تبخیر قطرات ریز آبی است که در اثر اصطکاک امواج درسطح دریاها و یا برخورد امواج به ساحل پدید می آید. این ذرات و قطرات کوچک به وسیله باد به لایه های فوقانی منتقل شده و پس از تبخیرآب ، نمک آن در فضا باقی می ماند.

اندازه ذرات غبار معلق در هوا بسیارمتفاوت است ولی به طور متوسط می توان گفت که ابعاد این ذرات حدود ۰/۲ میکرون است. این ذرات که در لایه های تروپوسفر فراوان دیده می شود با افزایش ارتفاع از تعداد آن ها کاسته می شود.

**۱-۲-۵- مطالب تکمیلی :**

ضخامت لایه ای که حاوی ازن می باشد بین ۱۶ تا۳۰ کیلومتر است. مقدار ازن در جو کم می باشد به طوری که اگر کل ازن جو را در فشار متعارف روی هم انباشته کنیم ضخامت آن از چند میلی متر تجاوز نمی کند. ازن در برابر پرتوهای فرابنفش(Ultraviolet) مانند یک جسم سیاه عمل کرده و با جذب آن ها از نفوذ تابش های زیان آور فرابنفش در سطح زمین جلوگیری به عمل می آورد.

**۱-۲-۶- مطالب تکمیلی :**

اگرچه وزن ملکولی بخار آب از وزن سایر تشکیل دهنده جو کمتر است، با این وجود بخار آب عمدتا" در لایه های پایین جو متمرکز می باشد. وجود اقیانوس ها به عنوان منبع تامین بخارآب و سرد بودن لایه های فوقانی

جو که مانع از نفوذ و نگهداشت آب می شود، دو عامل اصلی زیاد بودن بخار آب در نزدیکی سطح زمین می باشد.

**۱-۳- مزیت های هوا :**

۱- هوا در اطراف سیاره زمین باعث می شود تا انرژی به صورت گرما جابجا شود.

گرما (Heat) :

- (Sesible) محسوس : دمایی که دماسنج آن را اندازه گیری می کند.

- (Latent ) نهان : زمانی که $H_2O$ تبدیل به بخارمی شود ۵۸۰cal/gr انرژی جذب می کند و گرمای نهان در داخل بخار آب می باشد.

۲- هوا باعث انتقال بخارآب می شود.

۳- هوا باعث تعادل گرمایی زمین می شود. یعنی باعث می شود که در این سیاره درجه حرارت های بسیار زیاد یا کم به وجود نیاید. هوا می تواند تشعشع گرمایی با امواج بلند را که توسط زمین فرستاده می شود، نگه دارد و اجازه ندهد زمین گرمای خود را زود از دست دهد.

۴- هوا می تواند اشعه فرابنفش را توسط ازن کنترل نماید.

۵- هوا موجودات زنده را درمقابل سنگ های آسمانی محافظت نماید.

۶- هوا از نظر پیدایش پدیده های جوی بسیار اهمیت دارد. تمام پدیده ها شامل ابر، باران و برف در هوا انجام می شود. در واقع اتمسفر جایگاه پیدایش پدیده های جوی است.

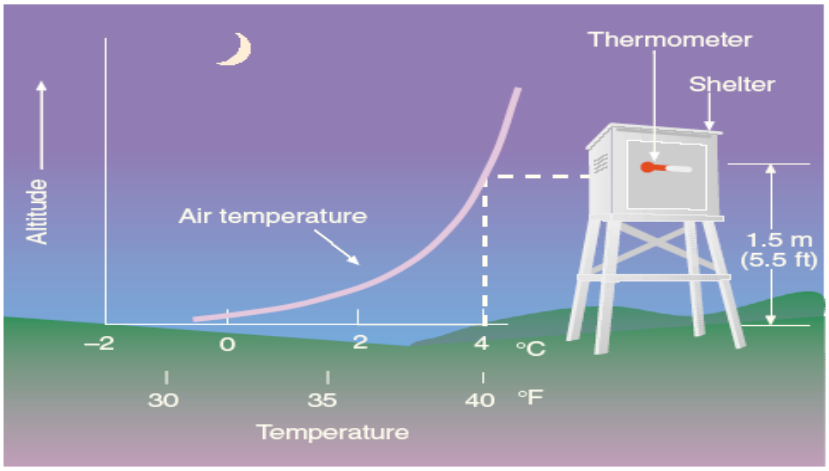
Meteor یعنی پدیده جوی و Logy به معنی شناختن است.

هر گونه پدیده ای که در اتمسفر انجام شود Meteor نام دارد.

1.Hydro Meteor پدیده های آبی که منبع آن آب است.

2.Litho Meteor پدیده های خاکی که منبع جامد( گرد و غبار و دود) دارند.

3.Photo Meteor پدیده های نوری مثل رنگین کمان




تغییرات دما و فشار با ارتفاع

### ۱-۴- تقسیمات عمودی جو :

به طور کلی اتمسفر بر اساس تغییرات دما از ۴ قسمت کاملا" متفاوت تشکیل شده است شامل:

۱- تروپوسفر Troposphere

۲- استراتوسفر Stratosphere

۳- مزوسفر Mesosphere

۴- ترموسفر Thermosphere

### ۱-۴-۱- تروپوسفر:

پایین ترین لایه جو که در برگیرنده بیشترین جرم هواست تروپوسفر می باشد. از ویژگی های این لایه می توان کاهش تدریجی دمای هوا نسبت به ارتفاع را نام برد. ضخامت متوسط لایه تروپوسفر11km می باشد. ضخامت این لایه در قطب حداقل به 0km و در استوا به مقدار حداکثر 20km می رسد.

در لایه تروپوسفر تقریبا" $\Delta T/\Delta Z$= -6°C/km و این گرادیان منفی باعث می شود بخار آب در این لایه ثابت باقی بماند. در این مسیر یک جایی بخارآب به مایع تبدیل شود.

برای پیدایش آب دو شرط لازم است:

۱- وجود بخار آب

۲- مکانیزم سرد شدن

با افزایش ارتفاع، بخارآب کم ، درجه حرارت کم و سرعت باد افزایش می شود. دلیل افزایش سرعت باد کاهش اصطکاک با موانع طبیعی است. کلیه پدیده های جوی (ایجاد ابر، بارش و باد) در لایه تروپوسفر رخ می دهد یعنی این لایه جایگاه پیدایش کلیه پدیده های جوی است. ضخامت این لایه در تابستان بیشتر از زمستان است یعنی ضخامت تروپوسفر به دما بستگی دارد.

فشار هوا در بالای لایه تروپوسفر ¼ فشار هوادر سطح دریاست.

**به بالاترین قسمت لایه تروپوسفر تروپوپاز Tropopause گفته می شود.**

**۱-۴-۲- استراتوسفر:**

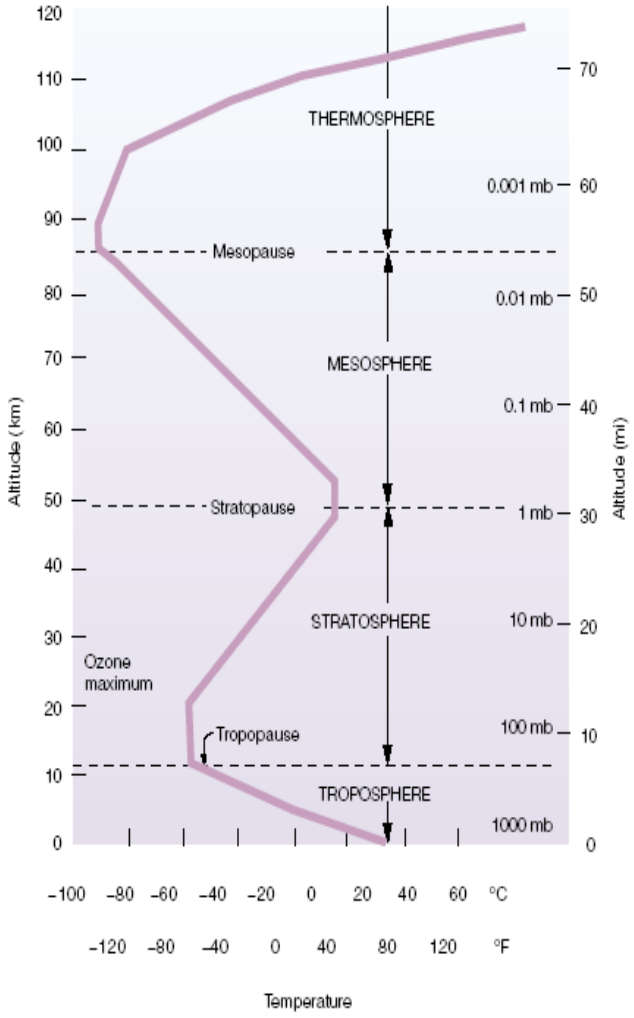
روی لایه تروپوسفر، لایه استراتوسفر قرار دارد و ضخامت آن حدود 38km است. در 11km لایه اول $\frac{\Delta T}{\Delta Z} = 0$ و حالت ایزوترم (هم دما) داریم و در قسمت بعد $\frac{\Delta T}{\Delta Z} > 0$ می باشد یعنی گرادیان دما در این لایه مثبت است. منبع حرارت لایه دوم جو (استراتوسفر) در قسمت فوقانی این لایه استراتوپاز Stratopause نام دارد.

**۱-۴-۳- مزوسفر:**

لایه مزوسفر در بالای لایه استراتوسفر واقع شده، در این لایه دمای هوا با افزایش ارتفاع به طور سریع کاهش می یابد($\frac{\Delta T}{\Delta Z} < 0$) . لایه مزوسفر از قسمت زیرین خود انرژی کسب می کند. ($\frac{\Delta T}{\Delta Z} = -3°C$) قسمت فوقانی لایه مزوسفر، مزوپار (Mesopause ) نام دارد و محلی است که کمترین دما را داراست.

**۱-۴-۴- ترموسفر:**

انتهایی ترین لایه جو می باشد.گرادیان دما در این لایه مثبت می باشد، که تحت تاثیر منبع گرمایی فوقانی این لایه می باشد. این لایه از ارتفاع ۸۰ تا ۱۹۰ کیلومتری سطح زمین ادامه دارد .




رابطه فشار و چگالی هوا با ارتفاع

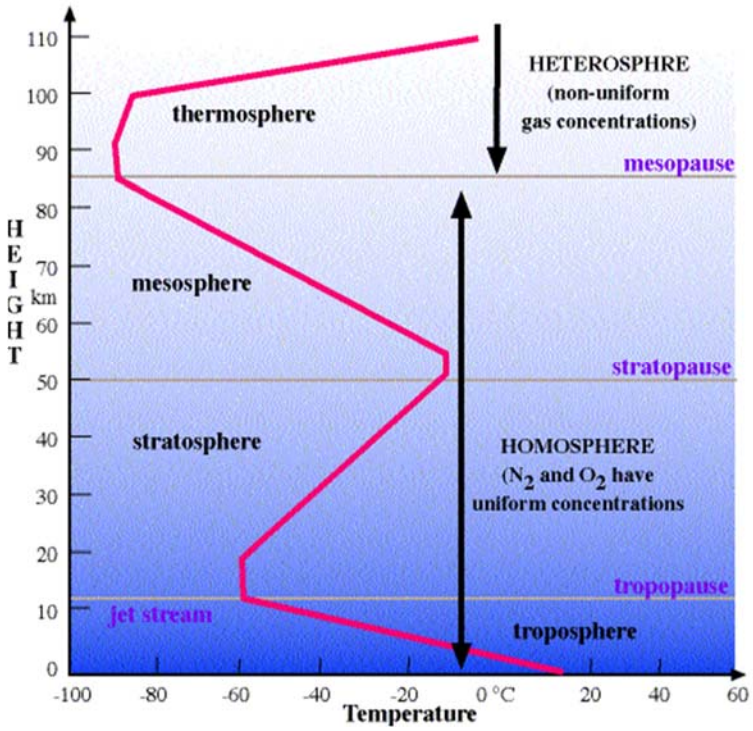
,

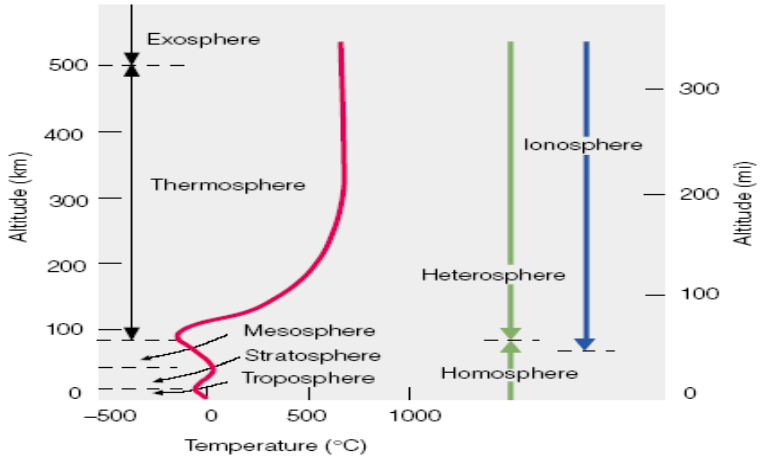
**۱-۵- جو همگن (هوموسفر Homosphere ) :**

هوموسفر بخشی از پوشش گازی زمین است که ارتفاع آن تا 80km از سطح زمین می باشد.گازهای تشکیل دهنده اتمسفر در این بخش مخلوط بوده و نسبت اختلاط آن ها جز در موارد استثنایی ثابت است.

**۱-۶- جو ناهمگن (هتروسفر Hetrosphere) :**

دربالای ارتفاع 80km اختلاط گازهای جوی به خوبی انجام نمی شود و اتم های سنگین تحت تاثیر نیروی جاذبه در پایین قرار می گیرند. این قسمت از اتمسفر که از نظر ترکیب اتم های تشکیل دهنده لایه لایه است، هتروسفر نام دارد.






Layers of the atmosphere based on temperature (red line), composition (green line), and electrical properties (blue line).

**۱-۷- هوا شناسی یا متئورولوژی (Meteorology):**

مطالعه لایه های مختلف جو و کلیه پدیده هایی را که در آن به وقوع می پیوندد ، هواشناسی گویند. پدیده های جوی درون اتمسفر شامل ریزش ها ی جوی، دما ، فشار و باد و ... می باشد.

**۱-۸- اقلیم شناسی (Climatology):**

عبارتست ازمطالعه علت ها ، تغییرات و توضیح علت ها.

در اقلیم شناسی عمدتا علم آمار به کار می رود که بر اساس آمار دراز مدت مورد مطالعه قرار می گیرد. عموما" اقلیم یک منطقه با دو پارامتر دما و بارش سنجیده می شود.

هوا شناسی به کمک علم فیزیک علت ، شرایط و پیدایش پدیده های جوی را بحث می کند که از مهم ترین آن ها پیش بینی های کوتاه مدت هوا را می توان نام برد.

**نحوه تشکیل ازن :**

۱. ملکول های اکسیژن بر اثر تابش مستقیم فرابنفش با طول موج کمتر از ۰/۲ میکرون به ۲ اتم اکسیژن تجزیه می شود:

$$O_2 + h\upsilon \rightarrow O + O$$

در این معادله $h\upsilon$ معرف انرژی است. h ثابت پلانک و$\upsilon$ فرکانس تابش است.

۲. این اتم های آزاد شده نیز می توانند با دیگر ملکول های اکسیژن ترکیب شده و ازن را تشکیل دهند.

$$O_2 + O + h\upsilon \rightarrow O_3 + M$$

در این فرمول M هر نوع اتم یا ملکولی است که وجودش واکنش بالا را تحریک کند.

۳. از طرف دیگر چون ازن نسبت به ملکول های معمولی $O_2$ پایداری کمی دارد بر اثر تابش خورشید که طول موج آن ها بیشتر از ۰/۲ میکرون باشد, به اتم و ملکول اکسیژن تجزیه می شود:

$$O_3 + h\upsilon \rightarrow O_2 + O$$
$$O_3 + O \rightarrow 2\,O_2$$

در زمان تجزیه مقداری انرژی آزاد می شود که $\lambda = 0.29\ \mu$ و لایه ازن این طول موج را جذب می کند.

ازن در محدوده طول موج های بلند (۹/۶ میکرون) نیز قدرت جذب بالایی دارد از این رو وجود آن در بیلان گرمایی استراتوسفر مهم است.

مقدار ازن در بهار حداکثر و در پاییز حد اقل است. در عرض جغرافیایی ۶۰ حداکثر و در نواحی استوایی حداقل است. در حوزه های کم فشار مقدار آن حداکثر و در حوزه های پرفشار حد اقل است.

**۱-۹- هواشناسی کشاورزی :**

علمی است که کاربرد هواشناسی در کشاورزی را مورد بحث و بررسی قرار می دهد.

**۲- تشعشع و بیلان انرژی Radiation & Energy Balance :**

**۲-۱- منشا انرژی :**

خورشید منبع اصلی تامین انرژی برای تمام اعمال حیاتی و غیر حیاتی در سیارات منظومه شمسی از جمله کره زمین می باشد. خورشید یکی از میلیون ها ستاره موجود در منظومه شمسی به شمار می رود و همانند کره گازی ملتهبی می باشد. به دلیل گرمای فوق العاده زیاد درونش وجود مواد در آن به صورت جامد یا مایع امکان پذیر نمی باشد و تمامی مواد موجود درآن به صورت یون می باشد. منبع انرژی درون خورشید به علت انجام واکنش های هسته ای می باشد که در آن ۴ اتم هیدروژن به یک اتم هلیوم تبدیل می شود. متخصصان

فیزیک نشان داده اند که جرم هسته هلیوم ایجاد شده قدری کمتر از جرم هسته های هیدروژنه ای است که آن را می سازد. بنابراین جرم اضافی طبق تئوری نسبیت انیشتین یعنی $E = mc^2$ به انرژی تبدیل می شود. در این فرمول m جرم بر حسب gr و c سرعت نور بر حسب cm/sec و E برحسب Erg می باشد. $Erg = gr\ cm^2/sec^2$

چون مقدار c بسیار زیاد است ($۳\times۱۰^{۱۰}$ cm/sec) از تبدیل مقدار بسیار کمی جرم انرژی عظیمی حاصل می شود. انرژی خورشیدی به صورت تشعشع از فضا گذشته و به سیارات از جمله زمین می رسد. $4H \rightarrow He$

درجه حرارت درونی خورشید ۱۰تا۱۵ میلیون درجه کلوین تخمین زده شده است و دمای لایه خارجی خورشید ۶۰۰۰ درجه کلوین می باشد.

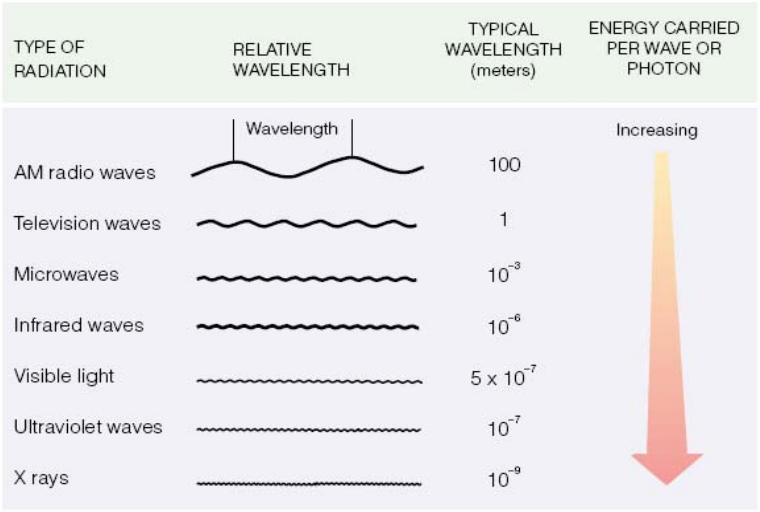
## ۲-۲- خصوصیات فیزیکی تشعشع :

### ۲-۲-۱- ماهیت تشعشع :

هرجسمی که دمایش بیشتر از صفر درجه مطلق باشد به فضای اطراف خود انرژی ساطع می کند (پس می دهد.) انرژی انتقال یافته به این روش و طرز عمل انتشار آن روی هم رفته تشعشع Radiation نامیده می شود. تشعشع به خاطر سرعت زیاد انتشار برابر سرعت نور و عدم احتیاج به محیط مادی برای انتشار از دیگر فرم های انتقال انرژی مانند هدایت و جابجایی متمایز می گردد. در مدل انتشار موجی شکل تشعشع ، طول موج $\lambda$ طبق رابطه زیر با تواتر $\upsilon$ (فرکانس) نسبت عکس دارد: $\lambda=c/\upsilon$

تشعشع الکترو مغناطیس به انواع متعددی که تنها از نظر طول موج و فرکانس با یکدیگر متفاوتند تقسیم می گردد. به ترتیب افزایش طول موج عبارتند از: اشعه کیهانی، اشعه ایکس ، اشعه گاما، اشعه فرابنفش، نور مرئی، امواج فروسرخ، رادیویی وامواج الکتریکی.

امواج بلند رادیویی  امواج کوتاه رادیویی  مادون قرمز  نور مریی  فرابنفش  اشعه x




Radiation characterized according to wavelength. As the wavelength decreases, the energy carried per wave increases.

**۲-۲-۲- تعاریف :**

- جریان تشعشعی (Cal/min) ($d_f$) Radiant flux :

مقدار انرژی تشعشعی که در واحد زمان توسط یک جسم دریافت شده، پس داده شده و یا عبور کرده است.

- شدت جریان تشعشعی ($d_f/d_A$) Radiant flux density : عبارتست

از مقدار جریان تشعشعی در واحد سطح.در هواشناسی $\frac{cal}{cm^2 min}$ یا $\frac{ly}{\min}$ به عنوان واحد شدت جریان تشعشعی به کار می رود.

($Ly = \frac{cal}{cm^2}$ لانگلی) گستره طیف اشعه ایکس تا امواج رادیویی

$\frac{ly}{\min} = 6.97\times10^{-2}$ w/cm$^2$= $4.19\times10^{7}$ erg/cm$^2$min

- جسم سیاه: جسمی است که تمامی تشعشع رسیده به خود را جذب کند.a = 1

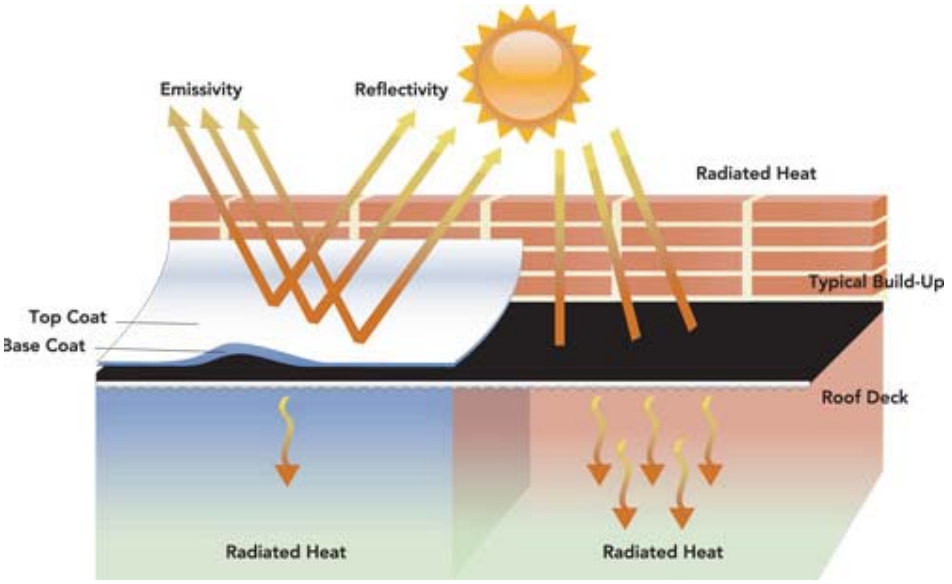
- جسم سفید: جسمی است که تمامی تشعشع رسیده به خود را منعکس می کند.a = 0

- جسم خاکستری: جسمی است که بخشی از تشعشع رسیده به خود را جذب می کند. ۱> a > 0

اگر میزان جذب و یا پس دادن انرژی با طول موج فرق کند به جسم پس دهنده یا جذب کننده با خاصیت انتخابی گویند.

- قدرت پس دادن (e) Emissivity :

عبارتست از نسبت ساطع نمودن انرژی تشعشعی یک جسم در طول موج و دمای معین به قدرت ساطع نمودن تشعشع یک جسم سیاه در همان طول موج و دما. پس قدرت ساطع نمون تشعشع یک جسم سیاه برابر ۱ است.




- قدرت جذب(a) Absorptivity:

نسبت انرژی تشعشعی جذب شده به وسیله یک ماده به کل انرژی تشعشعی رسیده به آن را قدرت جذب می گویند.

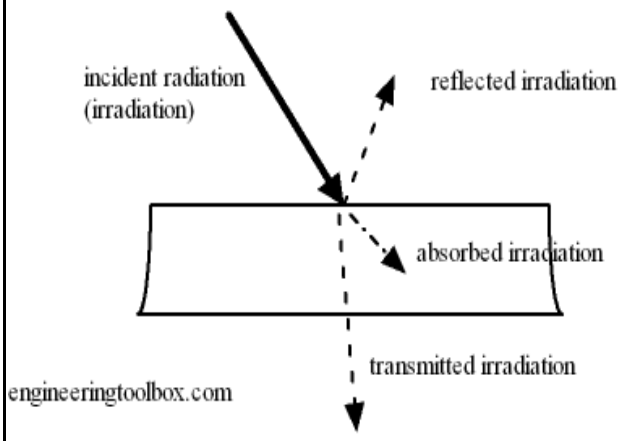
برای جسم سیاه:a=e=1 و برای جسم سفید: a = e = 0

- قدرت انتقال(t) Transmissivity:

نسبت مقدار انرژی تشعشعی انتقال یافته به کل انرژی تشعشعی رسیده به آن.

- قدرت انعکاس (r) Reflectivity :

نسبت انرژی تشعشعی انعکاس یافته به کل انرژی تشعشعی رسیده به یک ماده را قدرت انعکاس می گویند.




هر جسم خاکستری که انرژی تشعشعی دریافت می کند، مقداری از آن را جذب نموده و بخشی را منعکس می کند. علاوه برآن ممکن است قسمتی از انرژی دریافتی را از خود عبور دهد. با فرض این که a,t,r به ترتیب قدرت انعکاس، قدرت انتقال و قدرت جذب باشد، رابطه زیر برقرار است:

$$a_{\lambda,T} + r_{\lambda,T} + t_{\lambda,T} = 1$$

**۲-۳- قوانین تشعشع :**

**۲-۳-۱- قانون پلانک :**

اولین قانون تشعشع می باشد. این قانون چگونگی انرژی تشعشعی پس داده شده از یک جسم سیاه که تابعی از طول موج و دمای آن جسم می باشد به صورت زیر بیان می کند:

$$E_\lambda = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{(\frac{e^{C_2}}{\lambda}) - 1}$$

$E_\lambda$ مقدار انرژی پس داده شده بر حسب $cal/cm^2.min.\mu$

T درجه حرارت جسم سیاه بر حسب $^oK$

$C_1$ برابر $1.49\times10^{-14}$ بر حسب $cal/cm^2.min$

$C_2$ برابر ۱/۴۳۸۵cm.k

مقادیر $C_1=2\pi hc^2$ و $C_2=hc/k$ می باشد.

k ثابت بولتزمن و برابر $۸/۱۲۸\times۱۰^{-۱۱} cal/cm^2.min.k^4$

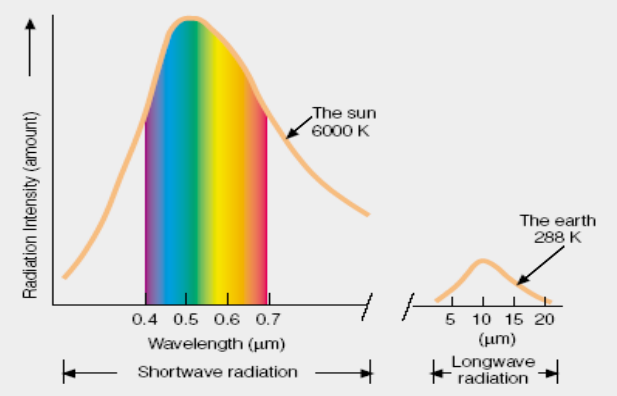
C سرعت نور و برابر $۳\times۱۰^{۱۰}$ cm/sec

h ثابت پلانک و برابر $۶,۶۲۴\times۱۰^{-۲۷}$ erg.s

رابطه بین طول موج و انرژی تابشی برای زمین و خورشید :

خورشید و زمین را به عنوان اجسام سیاه در نظر می گیرند. خورشید با دمای ۶۰۰۰ درجه کلوین دارای دامنه طیف تشعشعی ۰/۱۵ تا حدود۳ میکرون می باشد.

زمین با دمای ۳۰۰ درجه کلوین دارای دامنه طیف تشعشعی ۳ تا حدود ۸۰ میکرون می باشد. بنابراین خورشید در یک طول موج مشخص انرژی ساطع نمی کند بلکه در یک طیف انرژی را ساطع می کند.




The hotter sun not only radiates more energy than that of the cooler earth (the area under the curve), but it also radiates the majority of its energy at much shorter wavelengths. (The scales for the two curves differ by a factor of 100,000.)

زمین در طول موج ۱۰میکرون بیشترین انرژی را ساطع می کند.

خورشید در طول موج ۰/۵میکرون بیشترین انرژی را ساطع می کند.

فاصله متوسط خورشید تا زمین ۱۵۰میلیون کیلومتر است و شدت انرژی رسیده به سیاره زمین به نسبت عکس مجذور فاصله کاهش می یابد. بنابراین به طور متوسط ۲میلیاردم از انرژی تابشی خورشید به سطح خارجی جو زمین می رسد.

واحد انرژی رسیده به سطح زمین کالری بر سانتی متر مربع بر دقیقه یا لانگلی بر دقیقه می باشد. مقدار انرژی بالای جو زمین ۲لانگلی بر دقیقه ودر سطح زمین ۱/۳ لانگلی بر دقیقه می باشد.

نشر و انتقال انرژی خورشیدی به هر دو حالت موجی و ذره ای (تشکیل شده از ذرات ریز انرژی به نام کوانتوم) انجام می شود. نظریه موجی تابش الکترو مغناطیس را ماکسول در اوایل قرن نوزهم عرضه کرد.

بر اساس این نظریه انرژی خورشید به صورت امواج پیوسته و پی در پی منتشر می شود. سرعت انتشار این امواج ثابت و برابر ۳۰۰هزار کیلومتر بر ثانیه (سرعت نور) می باشد. کوانتوم = ذرات ریز انرژی

**مفهوم ذره ای :**

قانون ذره ای یکی دیگر از قوانین پلانک در خصوص تابش خورشیدی است. طبق این قانون تشعشع الکترومغناطیس به صورت جریانی متشکل از کوانتا انتشار می یابد. انرژی هر کوانتوم ، $E_q$ بر حسب ارگ از رابطه زیر به دست می آید:

$$E_q=h\upsilon=hc/\lambda$$

$$\upsilon=c/\lambda$$

h ثابت پلانک، $\upsilon$ تواتر یا فرکانس و $\lambda$ طول موج می باشد. هرچه طول موج کم و فرکانس بیشتر باشد، مقدار انرژی هر کوانتوم نیز بیشتر خواهد شد. برای مثال انرژی کوانتای نورفرابنفش به مراتب بیشتر از کوانتای نور قرمز (مادون قرمز) می باشد.

مفهوم ذره ای در بسیاری از پدیده های مربوط به انرژی حاصل از دریافت تابش از جمله در عمل فتوسنتز مفید است.

### ۲-۳-۲- قانون جابجایی وین (wien) :

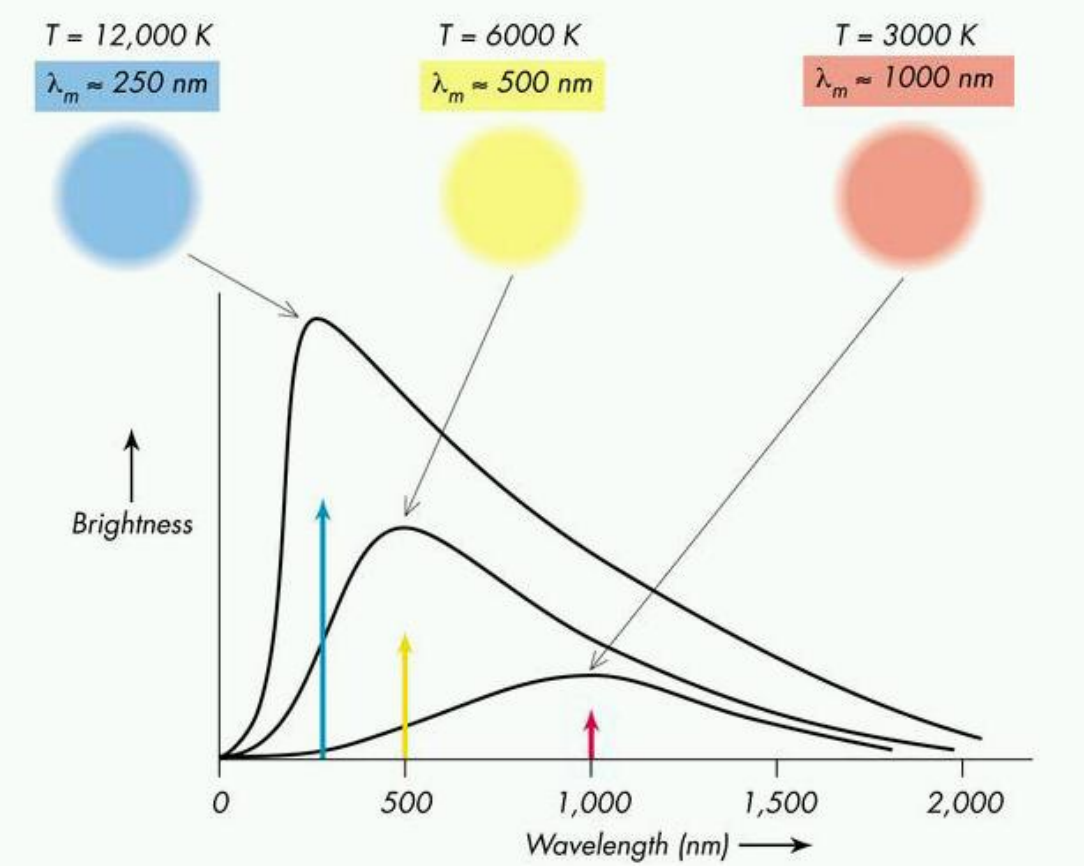
قانون جابجایی وین رابطه طول موج تشعشع ساطع شده ماکزیمم را به صورت تابعی از دمای مطلق جسم در حال تابش (T) به شکل زیر بیان می کند:

$\lambda_{max}=2898/T\sim3000/T$

$\lambda_{max}$ طول موج ماکزیمم تشعشع ساطع شده بر حسب میکرون، T دمای مطلق جسم بر حسب درجه کلوین

$\lambda max=3000/300=10$ برای زمین

$\lambda max=0.5\ \mu$ برای خورشید



### ۲-۳-۳- قانون استفان بولتزمن Stefan boltzman :

طبق قـانون اســـتفان بولتزمن مقدار کل انرژی پس داده شـده از یک جسـم سـیاه برای تمامی طول موج ها، E از رابطه زیر به دست می آید:

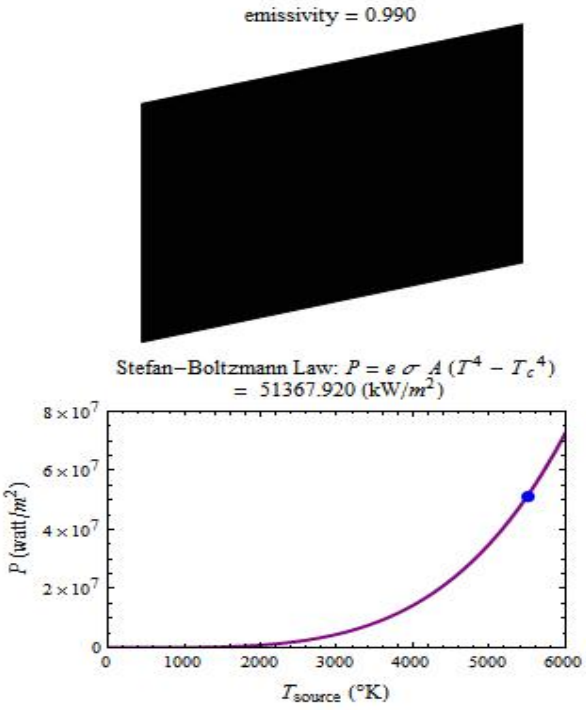
$$E=\delta T^4$$

که در آن E بر حسب کالری بر سانتی متر مربع بر دقیقه

Tدمای جسم بر حسب کلوین

δ ثابت بولتزمن و برابر $۸/۱۲۸\times۱۰^{-۱۱}$ کالری بر سانتی متر مربع بردقیقه بر نمای چهارم درجه کلوین می باشد.

سوال: اگر دمای جسمی دو برابر شود مقدار انرژی چگونه تغییر می کند؟




### ۲-۳-۴- قانون کرشف Kirchohhff's Low :

این قانون بیان می کند که برای طول موج و دمای معین قدرت جذب تشـعشـع توسط یک ماده برابر قدرت پس دادن تشعشع ازآن ماده است. یا به عبارتی اگر جسمی جذب کننده خوبی باشد ساطع کننده خوبی هم هست:

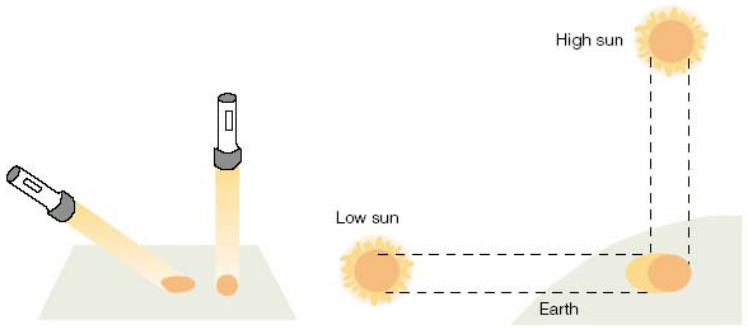
$$a_{\lambda,T} = e_{\lambda,T}$$

### ۲-۳-۵- قانون کسینوس لامبرت :

$$R = R_\circ \cos\alpha$$
$$R = R_\circ \sin\beta$$
$$\alpha + \beta = ۹۰ \longrightarrow \sin\beta = \cos\alpha$$

α زاویه ای است که نور خورشید با خط عمود بر سطح ماده می سازد.

$R_\circ$ تشعشع عمود می باشد .




شدت تشعشع مایل و عمودی

### ۲-۴- تشعشع خورشیدی Solar Radiation :

خورشید تمامی انرژی رسیده به زمین را تامین می کند. این انرژی صرف فتوسنتز، گرم کردن هوا و خاک، تبخیر ، تعرق و... می شود. مقدار انرژی خورشیدی رسیده به یک سطح افقی در زمین به فاکتورهایی از جمله ثابت خورشیدی، فاکتورهای نجومی و ترکیبات اتمسفر بستگی دارد.

### ۲-۴-۱- ثابت خورشیدی Solar Constant :

مقدار تشعشع رسیده در خارج از اتمسفر زمین بر واحد سطح عمود بر مسیر تابش خورشید در متوسط فاصله زمین تا خورشید ثابت خورشیدی نامیده می شود.

ثابت خورشیدی = 1.94 تا 2 Langly/min = 1.94 ± 3.5٪ (1.94) = 1.88 تا 2 $Cal/cm^2min$

حدود نصف کل انرژی خورشیدی در قسمت قابل رویت طیف خورشیدی قرار دارد (۰/۴تا ۰/۷میکرون). مقدار ثابت خورشیدی ثابت نیست و ۳/۵٪ کمتر یا بیشتر از 1.94 Langly/min می باشد که تحت تاثیر فاصله زمین از خورشید می باشد. بیشترین مقدار در ژانویه (زمستان) و کمترین مقدار در اواخر ژوئن و یا اوایل ژولای (تابستان) رخ می دهد.

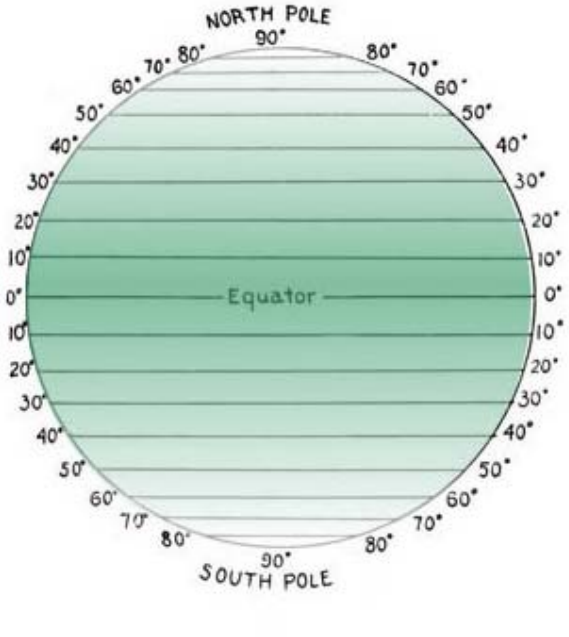
### ۲-۴-۲- اثر فاکتورهای نجومی :

زمین دارای دو حرکت می باشد یکی به دور خود وضعی و دیگری به دور خورشید انتقالی حرکت زمین به دور خود از غرب به شرق می باشد.

کمربند استوا کره زمین را به دو نیمکره شمالی و جنوبی تقسیم می کند.

**عرض جغرافیایی(Latitude) :**

خطوطی که به موازات خط اســتوا رســم می شــوند (۰ تا۹۰ درجه) شمالی و جنوبی. زاویه ای که خط واصل بین یک نقطه و مرکز زمین با صفحه استوا می سازد عرض جغرافیایی نام دارد.




عرض جغرافیایی در روی زمین

**طول جغرافیایی(Longitut) :**

به نیم دایره هایی گفته می شود که دو قطب را به هم وصل می کند. نصف النهاری که از گرینویچ عبور کرده صفر در نظر گرفته می شود و سایر نصف النهارها بین۰ تا۱۸۰ درجه شرقی و غربی نام گذاری می شوند.

**ظهر خورشیدی:**

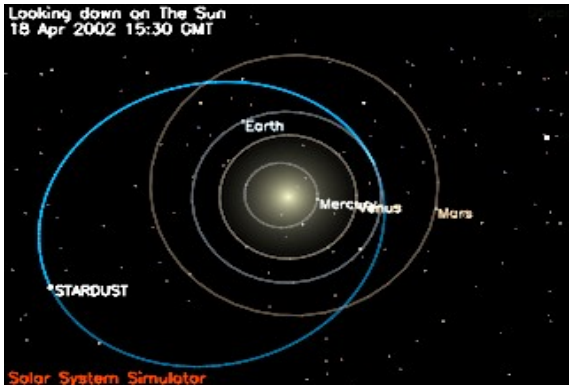
به لحظه ای گفته می شود که نصف النهار یک نقطه روبروی خورشید قرار می گیرد. در این صورت زاویه تابش حداکثر مقدار خود را دارد.

عرض جغرافیایی ایران: ۲۴ تا ۴۰ درجه شمالی
طول جغرافیایی ایران: ۴۴ تا ۶۳/۵ درجه شرقی
طول جغرافیایی اصفهان: ۴۱ تا ۵۱ درجه شرقی
عرض جغرافیایی اصفهان: ۳۲ تا ۴۱ درجه شمالی
مدار گردش زمین به دور خورشید بیضی نزدیک به دایره است که خورشید همواره در یکی از کانون های آن قرار دارد. محور زمین برصفحه گردش زمین به دور خورشید عمود نیست بلکه با خط عمود زاویه ۲۳°۳۷′ می سازد. همین امر باعث اختلاف فصول می شود.

**محور زمین:**
به خطی گفته می شود که قطب شمال را به قطب جنوب وصل می کند.

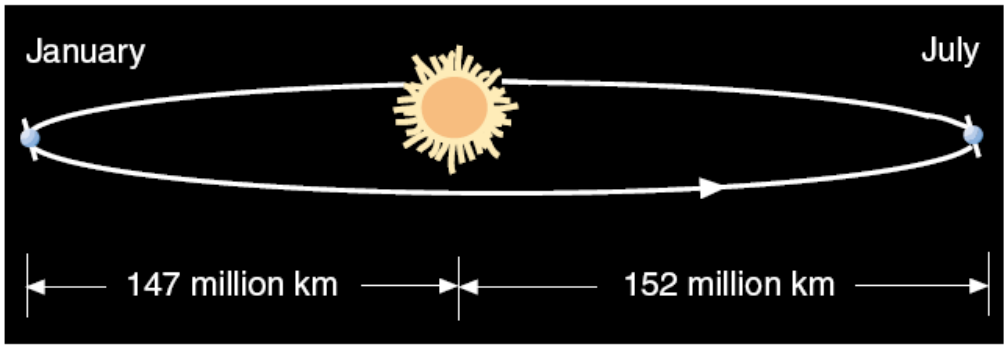
**الف-خمیدگی خورشیدی:**
زاویه ای است که جهت نور خورشید با صفحه استوا می سازد. اگر خورشید در بالای این صفحه باشد خمیدگی خورشیدی مثبت و اگر خورشید در پایین صفحه استوا باشد خمیدگی خوشیدی منفی است.
اول مهر و فروردین خمیدگی خورشیدی صفر می باشد یعنی خورشید روی ادامه صفحه استوا قرار دارد.
$\delta_{min} = -23°27'$
$\delta_{max} = 23°27'$

**ب-قانون توازی** parallelism :
محور زمین در همه حالات با هم موازی است.
$a = 90 - \Phi + \alpha$
a زاویه تابش ، $\Phi$ عرض جغرافیایی و $\alpha$ خمیدگی خورشیدی



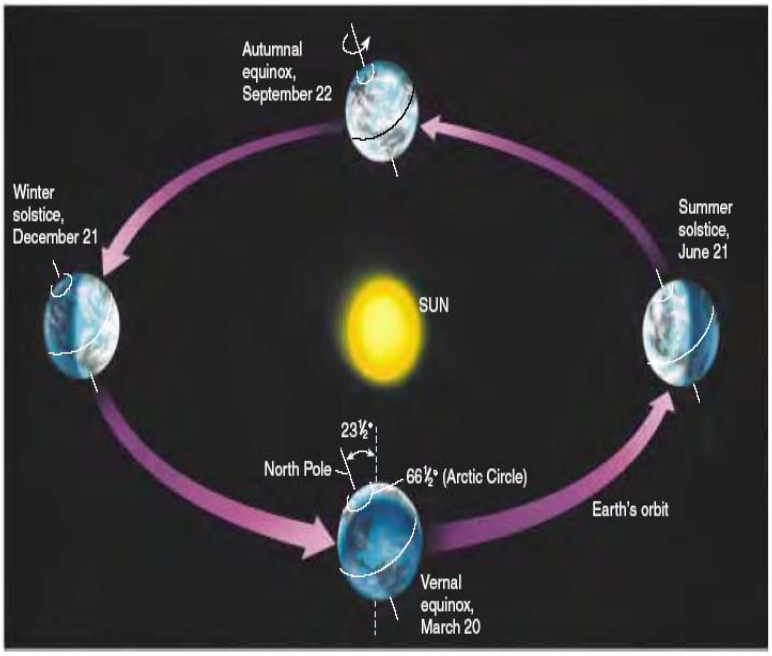

**اوج *Aphelion*:**
نقطه ای از مسیر گردش زمین به دور خورشید که زمین دور ترین نقطه را از خورشید دارد و از نظر زمانی تقریبا برابر ۱۳ تیر ماه است. ($۱۵۲\times۱۰^۶$)

**حضیض *Perihelion* :**
کوتاه ترین فاصله زمین تا خورشید که حدودا" در ۱۳دی ماه اتفاق می افتد. ($۱۴۷\times۱۰^۶$)



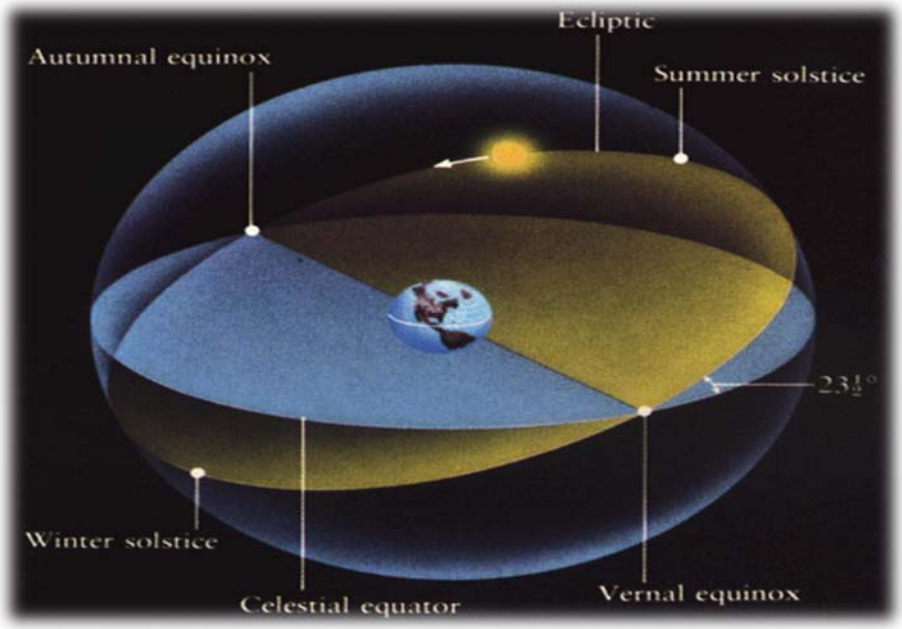

متوسط فاصله زمین تا خورشید ۱۴۹میلیون کیلومتر است و تقریبا" در تاریخ های ۱۵فروردین و ۱۳ مهرماه اتفاق می افتد.

در اثر گردش زمین به دور خورشید و پدیده توازی، فصول پدید می آید. زمانی که صفحه تشکیل شده از محور زمین و خط واصل بین مراکز زمین و خورشید به صفحه مدار گردش زمین به دور خورشید عمود می گردد ، زمین در یکی از وضعیت های انقلاب (Solstice) قرار می گیرد. در این وضعیت اگر قطب شمال به خورشید نزدیک باشد درنیمکره شمالی تابستان آغاز خواهد شد که از نظر زمانی مقارن ۳۱خرداد است و بلند ترین روز سال در نیمکره شمالی است و گفته می شود انقلاب تابستانه (summer soslice) در نیمکره شمالی رخ داده است.

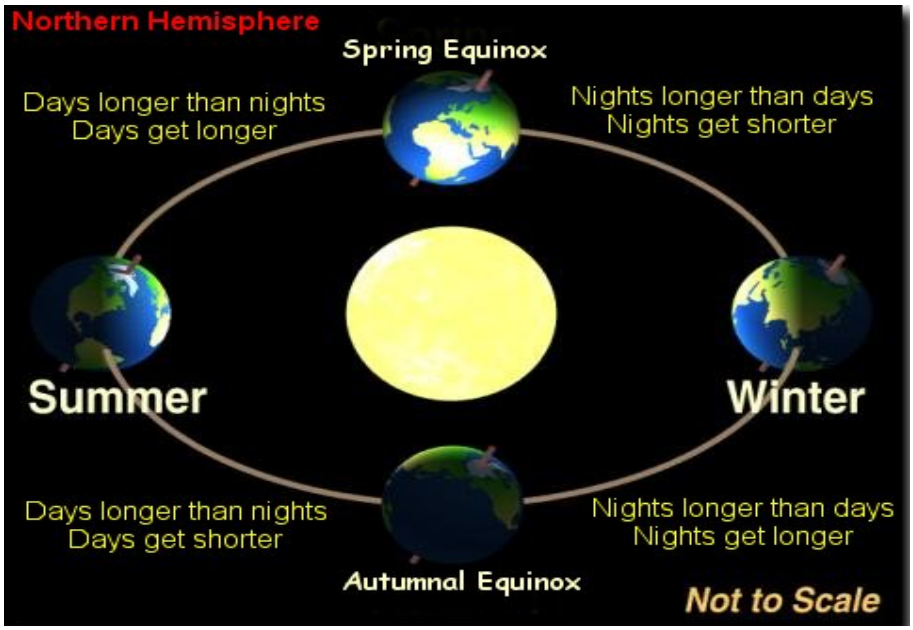



هر گاه در این وضعیت قطب جنوب به خورشید نزدیک تر باشد در نیمکره جنوبی تابستان آغاز گردیده است که از نظر زمانی مقارن ۱دی ماه است که کوتاهترین روز سال در نیمکره شمالی است و می گوییم انقلاب زمستانه (winter soslice)در نیمکره شمالی رخ داده است.

هرگاه صفحه تشریح شده بر صفحه مدار گردش زمین عمود نبوده و حداقل زاویه را با آن بسازد ، به عبارت دیگر، هرگاه خط واصل بین مراکز زمین و خورشید در صفحه استوایی کره زمین قرار بگیرد و آن را قطع ننماید ، زمین در یکی از وضعیت های اعتدال قرار می گیرد. در نیمکره شمالی اعتدال بهاره (Vernal equinox ) در اول فروردین و اعتدال پاییزه (equinox Autumnal) در اول مهر رخ می دهد. در وضعیت اعتدال طول شب و روز با هم برابرند. تاریخ اعتدال بهاره و پاییزه و انقلاب زمستانه و تابستانه در نیمکره شمالی و جنوبی برعکس است.




اعتدال بهاره

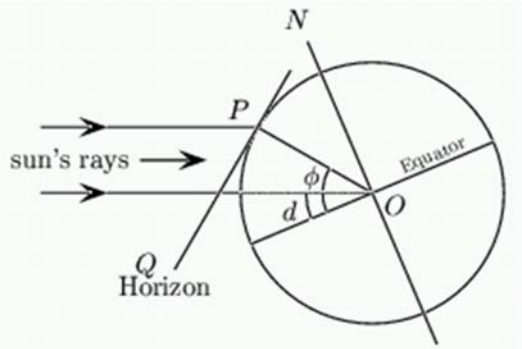



اعتدال پاییزه

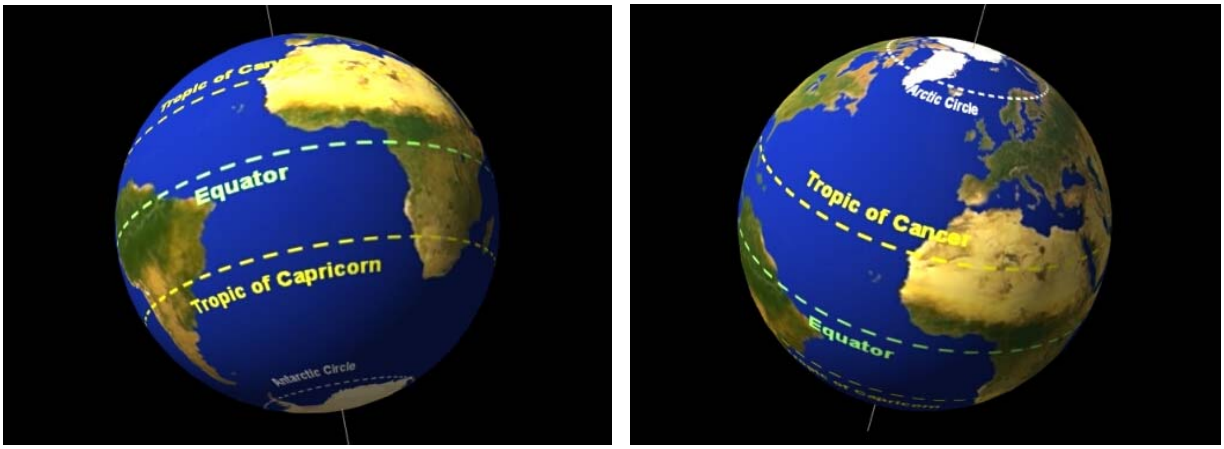
سرعت گردش زمین به دور خود همواره ثابت است. اما سرعت گردش زمین به دور خورشید در مدار بیضی شکل تغییر می کند، این امر سبب می شود که ظهر شرعی (از زمانی که خورشید درست روی خط نصف النهار محل قرار گیرد) زودتر یا دیرتر از ظهر استاندارد(ظهر به وقت ساعت) رخ دهد.
زمین در هر ساعت ۱۵درجه به دور خود می چرخد.(360/24=15)

**ج- میل خورشیدی** Declination of the sun :

با تشریح وضعیت زمین به دور خورشید ملاحظه می گردد که خورشید گاهی بالای امتداد صفحه استوایی زمین و گاهی پایین آن قرار می گیرد. فاصله زاویه خورشیدی تا این صفحه را میل خورشیدی می گویند.




هر گاه خورشـید در بالای این صـفحه باشـد، زاویه مثبت و در صـورتی که پایین این صـفحه باشد این زاویه منفی است. محدوده تغییرات این زاویه 23.5°C- تا 23.5°C می باشد. اثر این زاویه بر تشعشع خورشیدی رسـیده به سطح زمین مخصوصا" در نواحی با عرض جغرافیایی زیاد خیلی محسوس است. به مدار 23.5°C دور کره زمین مدار راس السرطان (Tropic of cancer) و به مدار23.5°C - مدار راس الجدی (Tropic of Capricorn) گویند.




مدار راس السرطان

در خارج از این محدوده ، اشعه خورشید هیچ گاه عمود بر سطح نمی تابد ولی در عرض جغرافیایی درون این محدوده خورشـید در طی سـال یک بار عمود می تابد و در اسـتوا ۲بار عمود می تابد. بنابراین میزان روزانه تشـعشع خورشیدی که به یک سطح افقی در خارج از یک اتمسفر می رسد ،گاهی تابعی ازموقع روز ، عرض جغرافیایی و موقع سـال می باشـد. از عرض جغرافیایی ۶۶/۵ شـمال به بالاو ۶۶/۵ جنوبی به بالا روز به ۲۴ ساعت می رسد.

طول روز بستگی به ماه از سال دارد. درماه های بهار و تابستان هرچه قدر از استوا به طرف قطب برویم طول روز بیشتر می شود ولی در پاییز و زمستان عکس این مطلب است.

$$a = 90 - \Phi + \alpha$$

a زاویه تابش در ظهر

Φ عرض جغرافیایی

و α خمیدگی خورشیدی

در استوا نور۲بار کاملا"عمود می تابد یکی در اول بهار و دیگری در اول پاییز.

*عرض جغرافیایی آبادان ۲۶ درجه در ظهر می باشد زاویه تابش دراول تیر ماه(تابستان) چقدر است؟*

a=90-26+23.5=87.5°

*عرض جغرافیایی تبریز ۳۹ درجه در ظهر می باشد زاویه تابش دراول تیر ماه(تابستان) چقدر است؟*

در تبریز a=90-39+23.5=74.5°

کمترین زاویه تابش در زمستان و بیشترین زاویه تابش در تابستان رخ می دهد.

در آبادان در اول زمستان(دی ماه):

a=90-26-23.5=40°

در ایران هرگزنور عمود نمی تابد چون عرض جغرافیایی ایران از ´۲۳,۲۷ بیشتر است. زاویه تابش از جنوب به شمال ایران کم می شود.

**۲-۴-۳- اثر اجزای تشکیل دهنده جو بر تشعشع :**

طیف خورشید را می توان به ۳ قسمت فرابنفش با طول موج کمتر از ۰/۴ میکرون، مرئی با طیف ۰/۴ تا ۰/۷ میکرون و مادون قرمز با طول موج بیشتر از ۰/۷ میکرون طبقه بندی می کنند.

در خارج از اتمسفر قسمت فرابنفش حدود ۷٪ انرژی طیف خورشیدی است. در صورتی که اشعه فرابنفش ۳٪ انرژی طیف خورشیدی در سطح دریا را تشکیل می دهد. یعنی با جذب اشعه فرابنفش توسط ازن از مقدار آن کاسته می شود. ازن تقریبا "تمامی تشعشع فرابنفش تا طول موج ۰/۳ میکرون را جذب می کند.

حدود نیمی از کل انرژی خورشیدی در قسمت قابل رویت خورشیدی قرار دارد که اغلب به این انرژی" نور" اطلاق می شود. اثر مهم اتمسفر در محدوده قابل رویت عبارتست از پخش تشعشع به وسیله ملکول های ازت ، اکسیژن و دیگر گازها. چون قطر این ملکول ها به مراتب کمتر از طول موج تشعشع در این محدوده می باشد، لذا عمل پخش از قانون ریلی پیروی می کند. طبق این قانون راندمان پخش با $1/\lambda^4$ متناسب است و$\lambda$ طول موج تشعشع می باشد.

پخش (**Scatterine**) :

قطر ذرات ازت و اکسیژن (۰/۱ میکرون) از طول موج مرئی کمتر است.

اگر ذرات قطرشان از طول موجی که با آن ها برخورد می کند کمتر باشد می گویند خاصیت پخشی دارد.

راندمان پخش $=1/\lambda^4$

$\lambda$قرمز$=0.65\mu$ → راندمان پخش قرمز$=5.6$

$\lambda$آبی$=0.425\mu$ → راندمان پخش آبی$= 30.6$

نورخورشید وقتی در هوا حرکت می کند در اثر برخورد با ذرات پخش می شود و بر اساس قانون ریلی نور آبی بیشتر از سایر نور ها پخش می شود این قانون رنگ آبی آسمان را توجیه می کند.

زمانی که نور به جایی برخورد می کند و منعکس می شود خواصش تغییر نمی کند اما در پخش این خاصیت وجود ندارد.

در قسمت مادون قرمز حداکثر جذب تشعشع به وسیله گاز کربنیک در طول موج های۲و ۳و۴ و۱۵ میکرون صورت می گیرد.

بخار آب بر حسب شرایط جوی مقدارش از۰تا۴ درصد حجم هوا تغییر می کند و به مقدار زیاد تشعشع مادون قرمز را جذب می کند. بیشترین جذب بین ۵تا۸ میکرون صورت می گیرد و در ۸تا۱۲ میکرون هیچ گونه جذبی توسط بخارآب صورت نمی گیرد. به این محدوده دریچه جوی گویند که در تعادل انرژی در سطح کره زمین نقشی بسیار اساسی ایفا می کند.

به طور کلی می توان گفت قسمت زیادی از تشعشع فرابنفش در طیف خورشیدی توسط ازن و اکسیژن جذب می گردد. جذب اثر ناچیزی به قسمت قابل رویت طیف خورشیدی دارد، اما قسمت اعظم انرژی مادون قرمز طیف خورشیدی و زمین به وسیله بخار آب ، گاز کربنیک ، بی اکسید ازت و متان جذب می گردد.

درهوای بدون ابر، گرد و غبار، دانه های گرده ، گازهای حاصل از کارخانجات ، بخار آب و مواد آتشفشان وجود دارد که باعث تیرگی جو می شوند و با جذب و پخش تشعشع خورشیدی کاهش میزان تشعشع رسیده به زمین را باعث می شود. این کاهش و اثر مسیر جوی بر تشعشع از قانون بیر (Beer) پیروی می کند. طبق این قانون هرگاه یک پرتو نور به شدت جریان اولیه $f_0$ از محیطی به ضخامت x و با ضریب کاهندگی $\alpha$ عبور کند، شدت جریان نور پس از عبور از این محیط (f) از فرمول زیر به دست می آید:

$$f=f_0 e^{-\alpha x}$$

بیشترین رقم دریافت روزانه انرژی خورشید در تابستان به قطب شمال ۱۱۱۰ کالری و در زمستان به قطب جنوب تعلق دارد. دامنه اختلاف دریافت انرژی روزانه درطول سال در قطب های زمین از همه جا بیشتراست، در حالی که در مناطق استوایی به لحاظ دریافت انرژی شرایط یکنواختی دارد. مقدار انرژی دریافتی از خورشید به عرض جغرافیایی، طول روز و ساعت روز بستگی دارد.

میزان دریافت انرژی روزانه در واحد سطح (سانتی مترمربع) به طور متوسط در مرز جو۷۱۲ کالری می باشد.

**تاثیر اتمسفر زمین در تابش خورشیدی** :

۱- حداکثر تراکم انرژی در حول محدوده مرئی با طول موج تقریبی ۰/۵ میکرون (نورسبز) واقع است.

۲- انرژی تابش فرابنفش به سرعت و ناگهانی و انرژی تابش مادون قرمز به آرامی و به تدریج کاهش می یابد.

۳- در بخشی از محدوده طیف گسستگی هایی مشاهده می شود که آن ها را باند تاریک طیف گویند.

۴- باند های تاریک در قسمت مرئی طیف کمترند و درقسمت فروسرخ رو به افزایش می گذارند.

۵- با افزایش ارتفاع مقدار انرژی در تمام باندهای طیف بیشتر و گسست در باندهای مختلف طیف کمتر می شود.

۶- تابش خورشیدی ضمن عبور از اتمسفر مقدار چشمگیری انرژی از دست می دهد. (Extinction پدیده حذف)

۷- پدیده حذف در قسمت قرمز و مادون قرمز طیف شدید تر از قسمت های دیگر قلمرو طیف است.

علت حذف طول موج تابش ، اساسا" پخش و جذب انتخابی می باشد.

**فرآیند پخش توسط ذرات جو :**

۱- پخش ریلی Ray Leigh

۲- پخش مای Mie

۳- پخش غیر انتخابی Non-Selection

پخش ریلی: طول موج تابش خورشید خیلی بیشتر از اندازه ذرات است. میزان این پخش با توان چهارم طول موج رابطه عکس دارد.

راندمان پخش $=1/\lambda^4$

یعنی امواج با طول موج کوتاه تر بسیار بیشتر از امواج با طول موج بلندتر پخش می شود. (دلیل آبی رنگ بودن آسمان)

پخش مای: هنگامی که قطر ذرات مساوی طول موج تابش خورشید است پخش نور قرمز بیشتر صورت می گیرد که به پخش مای موسوم است. علت قرمزی آسمان در هنگام طلوع وغروب (زمان بین الطلوعین)، پخش بیشتر امواج در باند نور قرمز است. در این هنگام از روز امواج خورشید به صورت مایل از طبقات پایین جو عبور می کنند و چون ذرات درشت تر با طول موج مساوی نور قرمز در این طبقات بیشتر است، پخش مای سبب قرمز دیده شدن آسمان می شود.

پخش غیر انتخابی: ذرات درشت جو مانند قطرات آب تمام امواج را به طور یکسان باز می تابانند که به پخش غیر انتخابی موسوم است و زمانی صورت می گیرد که قطر ذره بیشتر از طول موج تابش خورشید باشد. علت سفید دیده شدن ابرها یا رنگ شیریِ آسمان گرد آلود به دلیل پخش غیر انتخابی در باند مرئی است.

ابرهای سیروس حدود ۱۸تا۲۵ درصد و ابرهای کومولونیمبوس حدود ۹۰ درصد امواج خورشید را منعکس می کند.

**۲-۵- تشعشع مستقیم ، تشعشع غیر مستقیم(آسمانی) و تشعشع کل خورشیدی :**

تشعشع پخش شده ای که در سطح زمین دریافت می شود را تشعشع آسمانی گویند. در عرض جغرافیایی بالاتر بیشتر است. میزان آن در زمستان بیشتر از تابستان است و در شرایطی که نور مایل می تابد بیشتر است.

تشعشع کل خورشیدی= تشعشع مستقیم + تشعشع آسمانی

**۲-۵-۱- تشعشع مستقیم و غیر مستقیم :**

- تشعشع مستقیم به تشعشعی گفته می شود که بدون مانع به زمین می رسد. این نور با گرفتن مانع در مقابلش ایجاد سایه می کند.

- تشعشع غیر مستقیم به نوری گفته می شود که به طور غیر مستقیم و پس از پخش شدن در هوا به سطح زمین می رسد.این نور با ایجاد مانع در مقابلش ایجاد سایه نمی کند.

- Pyrhellometer (پیر هلیومتر) تشعشع امواج خورشید با طول موج کوتاه را اندازه می گیرد.

- Pyronometer (پیرانومتر) این دستگاه امواج کوتاه و بلند را با هم اندازه می گیرد. در مسائل بیلان تشعشعی از این دستگاه استفاده می شود. این دستگاه از یک حباب نیمکره ای تشکیل شده است. در داخل حباب یک صفحه قرار دارد که قسمت هایی از آن سفید و قسمتهایی سیاه است. قسمت سیاه نور را جذب می کند(a=1,r=0) و قسمت های سفید نور را منعکس می کند. (r=1,a=0)

اختلاف درجه حرارت با یک سیستم ترموکوپلی اندازه گیری می شود و از طریق آن مقدار کل انرژی محاسبه می شود.

$T_{black} - T_{white}$ = انرژی کل $(cal/cm^2min)$

**۲-۵-۲- انعکاس تشعشع خورشیدی(آلبیدو Albedo) :**

به بخشی از کل تشعشع خورشیدی که به جو و کره زمین رسیده و به فضا بر می گردد، آلبیدو می گویند.

آلبیدو برخی اجسام:

| | درصد آلبیدو |
|---|---|
| برف تازه | 75-90 |

ابرها بازتابنده بسیار موثری هستند. به طور متوسط حدود ۵۴ درصد کره زمین در طی سال پوشیده از ابر می باشد، و سالیانه ۲۴ درصد از کل تشعشع خورشیدی رسیده به سیاره زمین را منعکس می کنند.

| | |
|---|---|
| ابر بـا ضـــخامت زیاد | 60-90 |
| ابر بـا ضـــخامت کم | 30-50 |
| یخ | 30-40 |
| شن | 15-45 |
| زمین و اتمسفر | 30 |
| زمین خشـــک شخم زده | 5-30 |
| آب | 10 |
| جنگل | 3-10 |
| ماه | 7 |

- برف ها به خصوص وقتی تازه باشند بازتابنده های موثری هستند.
- یخ شفاف مقدار زیادی از نور خورشید را جذب می کند.
- سطح دریا بازتابنده های ضعیفی هستند و به عنوان منبع ذخیره انرژی خورشید محسوب می شوند.
- تخته سنگ ها ، شن ، خاک و گیاهان از۱۰تا ۳۰ درصد انرژی رسیده به خود را منعکس می کنند.

**۲-۵-۳- تشعشع زمینی :**

کره زمین به علت جذب تشعشع از خورشید و اتمسفر از خود انرژی ساطع می کند که به آن تشعشع زمینی می گویند. زمین در طول موج ۱۰ میکرون بیشترین گرما را از دست می دهد.

به جز طول موج های ۸ تا ۱۲ میکرون بقیه طول موج ها توسط $H_2O$ و $Co_2$ جذب می شوند.

حدود ۹۰ درصـد انرژی تشـعشـع مادون قرمز پس داده شده توسط زمین به وسیله جو به خصوص بخارآب، ابرها و گازکربنیک موجود درآن جذب می شـود و قسـمت زیادی در اثر تشـعشع اتمسفر به زمین برگردانده می شود که به آن تشعشع برگشتی می گویند.

تشعشع زمینی موثر یا تشعشع موج بلند خارج شده خالص $R_L = R_{L\uparrow} - R_{L\downarrow}$

$$R_L = \left(\frac{a_1 R_s}{R_{s\,0} + b_1}\right) R_{L0}$$

$R_{s\,0}$ : مقدار تشعشع خورشیدی که به طور معمول در یک روز صاف در سطح زمین دریافت می شود.

$R_s$ : مقدار تشعشع خورشیدی دریافت شده در سطح زمین

$R_{L0}$ : تشعشع امواج بلند خارج شده خالص در یک شبانه روز صاف

**$a_1$ , $b_1$** : ضرایب ثابت محلی که $a_1$ همیشه مثبت و $b_1$ همیشه منفی یا صفر است.

$$R_{l0} = (a_2 + b_2\sqrt{e_a})\,\delta T^4$$

$e_a$ : فشار واقعی  بخار آب در هوا بر حسب میلی بار

T : دمای متوسط شبانه روزی هوا بر حسب کلوین

$a_2$ و $b_2$ : ضرایب ثابت  محلی که بستگی به شرایط اقلیمی دارد.

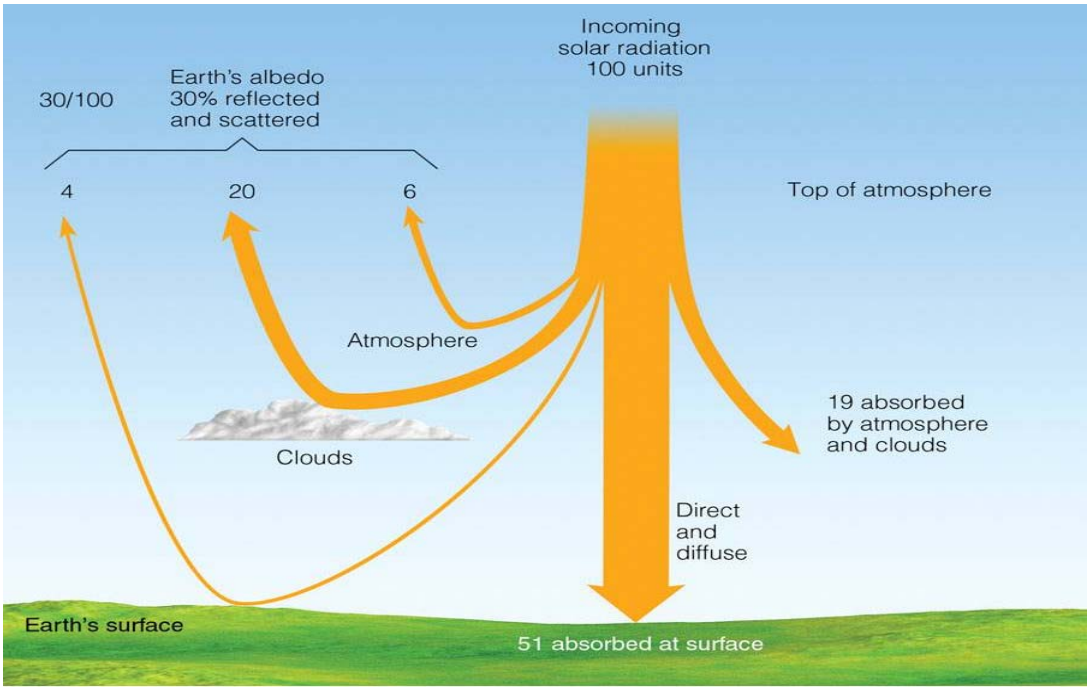
δ : ثابت استفان بولتزمن  $4.903*10^{-9}$ $MJ/(K^4m^2day)$

| اقلیم | $a_1$ | $b_1$ | $a_2$ | $b_2$ |
|---|---|---|---|---|
| **خشک** | 1.2 | -0.2 | 0.39 | **-0.55** |
| **نیمه مرطوب** | 1.1 | -0.1 | 0.39 | **-0.55** |
| **مرطوب** | **1.0** | **0.0** | **0.39** | **-0.55** |

هرچه مقدار بخار آب و پوشش ابر بیشتر باشد تشعشع امواج بلند خالص کمتری به فضا می رسد. ابرها باعث بسته شدن دریچه جوی شده و از خروج تشعشع امواج بلند به فضا جلوگیری به عمل می آورد.

## ۲-۶- بیلان تشعشعی سیاره زمین :

سـیاره زمین در طول سـال همان مقدار انرژی که از خورشـید می گیرد را از دست می دهد و این امر سبب می شود درجه حرارت سیاره زمین ثابت بماند.




درصد انرژی های جذب و ساطع شده از سطح
زمین

۲۰ درصد از نور خورشید زمانی که به ابرها برخورد می کند منعکس می شود.
۶ درصد از نور خورشید زمانی که به ذرات هوا برخورد می کند پخش شده و منعکس می شوند.
۵۱ درصد از نور خورشید به سطح زمین می رسد که از آن مقدار ۴ درصد منعکس می شود. بنابراین ۴۷ درصد از نور خورشید به سطح زمین می رسد. آلبیدو سیاره زمین ۳۰ درصد می باشد (یعنی ۳۰ درصد از کل انرژی خورشیدی موقعی که وارد آن می شود از آن خارج می شود.) ۱/۵ درصد جذب به وسیله ابرها و ۱۶ درصد به وسیله ازن، گاز کربنیک و دیگر ذرات موجود در هوا است. ۱۷/۵ درصد از نور خورشید جذب ذرات و ملکول های هوا می شود.

اگر انرژی خورشید در بالای اتمسفر ۱۰۰واحد باشد، در طی عبور انرژی خورشیدی از جو ۳۰ واحد آن به خارج از اتمسفر بر می گردد. ۱۹ واحد توسط ابرها و اتمسفر جذب می شود و ۵۱ واحد به صورت تابش مستقیم و غیر مستقیم توسط زمین جذب می شود. ۳۰ واحدی که از اتمسفر منعکس می شود و هرگز جذب زمین نمی شود آلبیدو کره زمین می شود. اجزای ۳۰ واحد آلبیدو زمین به شرح زیر است:

۶ واحد توسط اتمسفر و ۲۰ واحد توسط ابرها منعکس می شود و به خارج از جو منتقل می شود و ۴ واحد پس از رسیدن به سطح زمین منعکس شده و از جو خارج می شود. از ۵۱ واحد انرژی جذب شده توسط زمین ۲۳ واحد در فرآیند تبخیر آب ۷واحد در فرآیند جابجایی و هدایت و ۲۱ واحد به صورت مادون قرمز infrared ساطع می شود.

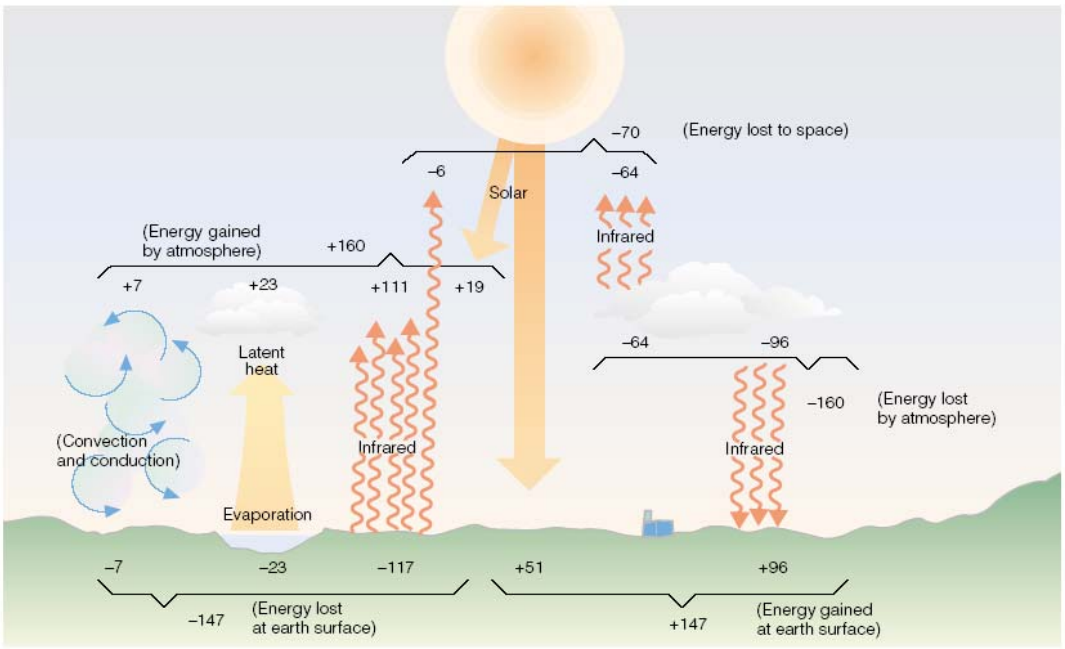
توجه کنید که سطح زمین معمولا" ۱۱۷ واحد انرژی را به بالا (فضا) ساطع می کند. زیرا زمین در طی روز انرژی دریافت می کند اما انرژی را به طور پیوسته در کل شبانه روز ساطع می کند. از ۱۱۷ واحد انرژی ساطع شده از سطح زمین (طول موج بلند و مادون قرمز) ۶ واحد از دریچه های جوی عبور کرده و از اتمسفر خارج می شوند.۱۱۱ واحد توسط گازهای گلخانه ای بخارآب ، گازکربنیک و ابرها جذب می شوند. ۹۶ واحد از انرژی جذب شده توسط گازهای گلخانه ای و ابرها به سمت زمین برگردانده می شود. یعنی زمین تقریبا" ۲ برابر طول موج کوتاه خورشید (۵۱ واحد) را که قبلا" دریافت کرده بود مجددا" از طرف ابرها و اتمسفر به صورت طول موج بلند دریافت می کند. بنابراین زمین ۱۴۷ واحد انرژی دریافت می کند.

انرژی دریافت شده توسط اتمسفر ۱۶۰ واحد می باشد. ۷ واحد جابجایی و هدایت، ۲۳ واحد گرمای نهان، ۱۱۱ واحد مادون قرمز و ۱۹ واحد طول موج کوتاه جذب شده توسط ابرها و اتمسفر از خورشید است.

همانطور که قبلا" ذکر شد، ۵۱ واحد انرژی توسط زمین جذب می شود. ۱۹ واحد توسط ابرها جذب می شود اما ۶ واحد از طرف زمین به صورت مادون قرمز از اتمسفر خارج می شود. بنابراین:

۶۴ = ۶ - ۱۹+۵۱ انرژی کماکان در اتمسفر باقی مانده است، که این مقدار انرژی توسط اتمسفر به خارج جو منتقل می شود.

سطح زمین ۱۴۷ واحد انرژی دریافت می کند در صورتی که ۱۱۷ واحد انرژی از دست می دهد. بنابراین ۳۰ واحد انرژی کمتر از دست داده است. همچنین اتمسفر زمین ۱۳۰ واحد (۱۹+۱۱۱) انرژی دریافت می کند در صورتی که ۱۶۰ واحد انرژی از دست می دهد یعنی ۳۰ واحد انرژی بیشتر از دست می دهد. دراین موازنه ۳۰ واحد به گرم شدن اتمسفر در اثر فرآیند انتقال گرما به وسیله پدیده های جابجایی و هدایت و گرمای نهان ارتباط دارد.




تشعشع خالص

**۲-۶-۱- تشعشع خالص Net Radiation**

$R_n = ( R_s\downarrow - R_s\uparrow ) + ( R_l\downarrow - R_l\uparrow )$

$R_n = ( R_s - \alpha R_s ) + ( -R_l )$

$R_s$ تشعشع خورشید

$\alpha$ آلبیدو

$R_l$ تشعشع زمینی موثر

$R_n = R_s (1 - \alpha) - R_l$

تشعشع خالص به نور خورشید و $R_l$ بستگی دارد.

$R_l$ تابعی از بخار آب و ابرها می باشد.

در هنگام شب $R_n$ منفی است. در لحظه طلوع مقدار $R_n$ صفر می شود و بعد از آن مقدار آن مثبت می شود.

$R_n = a + bR_s$

a و b ضرایب منطقه ای

$R_S$ تشعشع خورشیدی

$$R_S = (a_s + \frac{b_s n}{N}) R_{S0}$$

$N = 24 W_S / \pi$

N حداکثر ساعات آفتابی ممکن در طول روز

n ساعات واقعی آفتابی در طول روز (آفتاب نگار)

$a_s$ و $b_s$ در مناطق مختلف و ماه های مختلف متفاوت است.

$a_s$ بستگی به ضخامت هوا و آلودگی دارد.

$b_s$ بستگی به ضخامت ابر و نوع ابر دارد.

$R_{S0}$ از جداول هواشناسی قابل استخراج می باشد و تابعی از ماه از سال و عرض جغرافیایی می باشد.

**۲-۷- اندازه گیری تشعشع خورشیدی :**

۱- دستگاه پیرهلیومتر pyrhellometer

۲- دستگاه پیرانومتر pyronometer

۳- آفتاب نگار Sunshine Recorder

برای مشخص کردن وضعیت ابری بودن آسمان در شب از رادار استفاده می شود.

سوال: چگونه می توان پیرانومتر را برای اندازه گیری آلبیدو استفاده کرد؟

تشعشع خالص، در مزرعه صرف تبخیر و تعرق ، گرم شدن خاک و هوا می شود.

$$R_n = LE + S + H$$

LE : تبخیر و تعرق

S : گرم شدن خاک

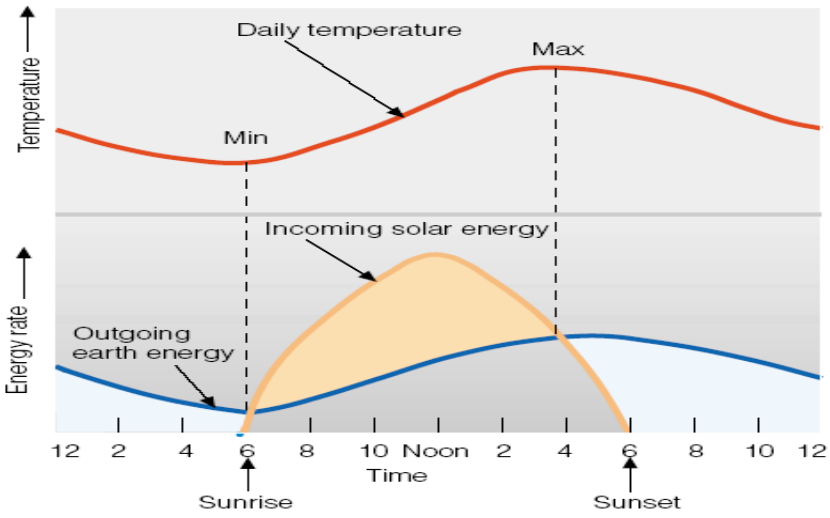
H : گرم شدن هوا

در یک مزرعه که آبیاری می شود $R_n$ عمدتا" صرف تبخیر و تعرق می شود و درجه حرارت خاک و هوا پایین می باشد.

درمناطق سردسیر رشد و جوانه زنی گیاهان دیرتر شروع می شود.

در مناطقی که بارش کم است انرژی صرف گرم کردن خاک و هوا می شود.

دربهار خاک شنی گرم تر از خاک رسی است. چرا؟




درصورتی که $R_I > R_S$ کمبود انرژی پیش می آید.

$$T = \frac{(T_{max} + T_{min})}{2}$$

$R_S$ : تشعشع دریافتی زمین

$T_{min}$ : لحظه ای بعد از طلوع اتفاق می افتد.

در سطح زمین درجه حرارت خاک در ظهر حداکثر است اما در ۱/۵تا ۲ متری بالای سطح زمین حداکثر درجه حرارت ساعت ۲/۵ تا۳ بعدازظهر اتفاق می افتد.

## ۳- دمای هوا و مکانیزم های انتقال گرما در هوا

### ۳-۱- مکانیزم های انتقال گرما :

۱- تشعشع Radiation

۲- هدایت Conduction

۳- جابجایی Convection

### ۳-۱-۱- تشعشع

زمین $R_a$ را جذب کرده و مقدار کمی از آن را برمی گرداند.

$(1- E_g) R_a$

$E_g$ : ضریب جذب شدن

$R_g = E_g \gamma T_g^4$
$R_a = e_a \gamma T_a^4$
$R_n = R_s\downarrow - \alpha R_S\uparrow + R_a\uparrow - R_g\uparrow$

### ۳-۱-۲- هدایت

انتقال گرما از ذره ای به ذره دیگر و از ملکولی به ملکول دیگر را هدایت می نامند. با توجه به این که ملکول های هوا از هم فاصله دارند هدایت در هوا ضعیف است. هدایت گرما ازسطح زمین به هوا و بر عکس به خوبی انجام می شود.

### ۳-۱-۳- جابجایی

در این مکانیزم با جابجا شـــدن هوا ، گرما نیز جابجا می شـــود. انتقال گرما در صـــورتی که به طور عمودی صـــورت بگیرد جابجایی را Convection گویند و درصـــورتی که انتقال گرما به طور افقی صـــورت بگیرد ، جابجایی افقیAdvection نامیده می شود.

**در اتمسفر دو نوع جابجایی عمودی رخ می دهد:**

۱- جابجایی آزاد Free Convection : عامل جابجایی، چگالی است ؛ مثلا" بالا رفتن هوای گرم و نزول هوای سرد به طور طبیعی

۲- جابجایی اجباری Forced Convection : انتقال هوا به خودی خود صورت نمی گیرد، بلکه عوامل فیزیکی دیگری مثل سطوح ناصاف یا زمین های مرتفع در مسیر باد سبب حرکت عمودی هوا می شود.

*مراکز کم فشار باعث صعود هوا می شود.

مقدار گرمایی که در روز به هوا داده می شود، از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$H = \frac{\rho_a C_p \left(T_g - T_a\right)}{r_a}$$

$C_p$ گرمای ویژه هوا بر حسب کالری بر گرم بر درجه سانتی گراد

$\rho_a$ چگالی هوا بر حسب گرم بر سانتی متر مکعب

$T_g$ دمای سطح زمین بر حسب درجه سانتی گراد

$T_a$ دمای سطح هوا بر حسب درجه سانتی گراد

$r_a$ مقاومت هوا برحسب ثانیه بر سانتی متر

لایه نازکی از هوا نزدیک سطح کره زمین که در اثر اصطکاک با سطح زمین فاقد حرکت می باشد.
در صورتی که هوا متلاطم باشد یک ضریب تلاطم ($k_d$) در معادله فوق ضرب می شود.

$$H = \frac{\rho_a C_p k_d \left(T_g - T_a\right)}{r_a}$$ (اجباری)

هرچه سرعت باد زیاد شود $r_a$ کاهش می یابد.

**مسـاله :** تشـعشـع خورشیدی یا تشعشع طول موج کوتاه خورشید را در ماه ژوئن و مقدار تشعشع خالص را برای اصـفهان محاسبه کنید.( فرض کنید ۴ ساعت از روز هوا ابری بوده و تشعشع زمینی موثر برابر $0.15R_s$ باشد.)

**گرم شدن روزانه:**

سه مکانیزم باعث گرم شدن روزانه می شود:

۱- تشعشع $R_l, R_s, R_g$

سـطح زمین ۴۷ درصـد از انرژی خورشـیدی را جذب می کند. ۹۹ درصـد از انرژی خورشیدی ۰/۱۵ تا ۳/۸ میکرون است.

۲- هدایت

هوا می تواند گرما را از سطح زمین جذب کند.

۳- جابجایی

در روز ابتدا سطح زمین گرم شده سپس صعود نموده و باعث گرم شدن هوا می شود .

**سرد شدن شبانه :**

۱- تشعشع

در شب Rs وجود ندارد و Rg نیز کم می باشد، در نتیجه هوا سرد می شود.

k برای جسم سیاه ۱ و برای سایر اجسام کمتر از ۱ می باشد.

$$E=k\delta T^4$$

۲- هدایت

زمانی که سطح زمین سرد شود هوای اطراف نیز سرد می شود.

۳- جابجایی

در شب جابجایی اجباری باعث سرد شدن هوا می شود. (در شب جابجایی آزاد نداریم.)

در شب تشعشع امواج بلند باعث سرد شدن می شود و در روز تشعشع امواج بلند و کوتاه باعث گرم شدن هوا می شود.

– علت کاهش درجه حرارت در برگ:

یک سری امواج بلند (Ra ,Rg) را جذب نموده و یک سری امواج بلند (Rl) از دست می دهد. این عوامل باعث تغییر دمای برگ می شود.

تعرق علت نزول درجه حرارت در برگ نیست. ازدست دادن گرما درشب باعث کاهش درجه حرارت در برگ می شود. تشعشع و هدایت عامل تاثیر گذار بر کاهش دمای برگ می باشد.

- چرا برگ های فوقانی درشب سردتر می شوند؟

برگ های فوقانی به راحتی گرما را با Rl از دست می دهند درصورتی که برگ های تحتانی به راحتی نمی توانند Rl را از دست بدهند و گرما را از برگ های اطراف کسب می کنند. هدایت و جابجایی درمورد برگ های فوقانی به راحتی انجام می شود. در روز برگ های فوقانی گرم تر می شوند، زیرا Rs بیشتری را دریافت می کنند.

**قانون بویل:**

در یک دمای ثابت فشار و جرم مخصوص هوا با هم رابطه مستقیم دارند:

$$P = k\rho$$

$T = cte$

$p_1v_1 = p_2v_2$

**قانون چارلز:**

در یک فشار ثابت افزایش حجم هوا بستگی به افزایش درجه حرارت آن دارد.

$V = V_0 (1 + \alpha_p t)$

$V_0$ : حجم در دمای صفر درجه سلسیوس

$\alpha_p$ : ضریب انبساط حجمی ~۱/۲۷۳

t : دما برحسب درجه سلسیوس

جرم ملکولی آب ۱۸ و جرم ملکولی هوا ۲۹ می باشد. پس هوای مرطوب سبک تر از هوای خشک است. هوای گرم سبک تر از هوا ی سرد است.

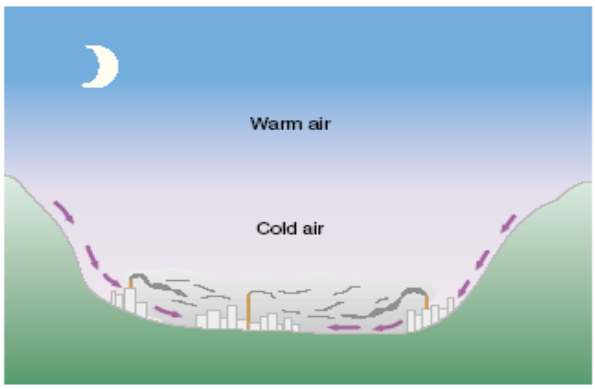
### ۳-۲- تغییرات دمای هوا نسبت به ارتفاع

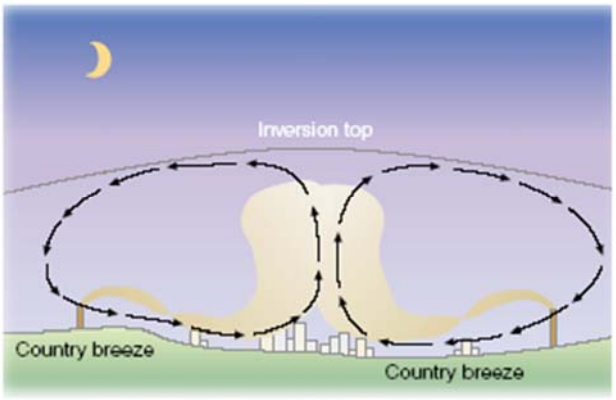
جریان حرارتی محسوس از زمین به هوا در طی روز سبب گرم شدن هوا می شود.

با افزایش ارتفاع و دور شدن از منبع حرارتی زمین، درجه حرارت کاهش می یابد. میانگین کاهش دما نسبت به ارتفاع تقریبا" ۶ درجه سانتی گراد بر هر کیلومتر می باشد

یعنی: $\Delta T/\Delta Z = -6°c/km$

در عمل به علت وجود حرکات عمودی، تغییرات درصد رطوبت، وجود ابر و مواد گوناگون دیگر در هوا، میزان کاهش واقعی دمای هوا نسبت به ارتفاع ممکن است با $-6°c/km$ تفاوت داشته باشد. گاهی دمای هوا با افزایش ارتفاع افزایش می یابد، که آن را وارونگی حرارتی (Inversion) گویند.




At night, ‹
low-lying

وارونگی حرارتی بر روی نمودار رابطه ارتفاع و دما

- **یخبندان تشعشعی:** در اثر تشعشع زمین هوا سرد می شود. مانند سرمای دیررس بهاره. در برخی از شب های بهاری در نزدیکی سطح زمین دما صفر می باشد که خطر یخبندان را دارد. در شب هایی که هوا صاف و آرام باشـــد و بخار آب هم کم باشـــد وقوع این یخبندان محتمل تر اســـت. این گونه یخبندان را یخبندان تشعشعی یا سرمای تشعشعی می گویند.

-**یخبندان جبهه ای**: هوای سرد از منطقه ای دیگر وارد می شود. مانند سرمای زودرس پاییزی

### ۳-۳- قانون اول ترمودینامیک:

درمورد گازهای کامل از جمله هوا به صورت زیر است:

$dE = dQ - P\,dV$

dE : تغییرات انرژی

dQ : تغییرات گرما

P : فشار

dV : تغییرات حجم هوا

$dQ = Cp \cdot dT - (RT/M)(d\,P/P)$

Cp : گرمای ویژه هوا

R : ثابت عمومی گازها

M : جرم ملکولی هوا برابر ۲۹

در شرایط آدیاباتیک : $\boldsymbol{dQ = 0}$

$d\,Q = Cp\,dT - (RT/M)(d\,P/P) = 0$

$d\,T/T = (R/MCp)(d\,P/P)$ پس از انتگرال گیری

$T/T_0 = (P/P_0)^{R/MC}P \rightarrow \frac{T}{T_0} = (\frac{P}{P_0})^{0.286}$

**معادله پویسون (poisson) :**

$T_0$, $P_0$ , $T_0$= 20°C به ترتیب عبارتند از درجه حرارت و فشار توده هوا در شرایط اولیه

$P_0$=980mb

P=800mb

T=?

$T=T_0(P/P_0)^{0.286} = 293(800/980)^{0.286} = 276.5°K=3.5°C$

### ۳-۴- شرایط آدیاباتیک

#### ۳-۴-۱- آدیاباتیک خشک

هرچه از سطح زمین دور شویم از چگالی و فشار هوا کاسته می شود. اگر توده ای از هوا به دلیلی به طرف بالا (یعنی ناحیه ای که دارای فشار کمتر است ) صعود نماید، انبساط می یابد. در اثر این انبساط دمای آن کاسته می شود. اگر هیچ گونه تبادل گرمایی نسبی بین توده هوا و محیط اطراف صورت نگیرد و بخار موجود در آن تراکم نیابد، به چنین کاهش دما نسبت به ارتفاع آدیاباتیک خشک می گویند.

- اگر هوا به صورت آدیاباتیک خشک صعود کند به ازای هر کیلومتر صعود ۱۰ درجه سانتی گراد دما کم می شود.

#### ۳-۴-۲- آدیاباتیک مرطوب

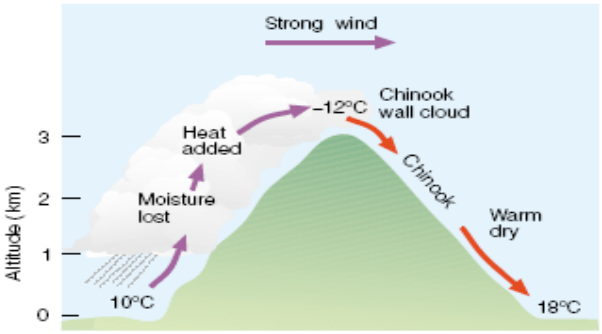
در شرایط آدیاباتیک اشباع یا مرطوب ، مقدار کاهش دما نسبت به ارتفاع کمتر از آدیاباتیک خشک می باشد، زیرا هوا به هنگام صعود به ارتفاعی می رسد که نسبت به بخار آب موجود ، اشباع شده و عمل تراکم و تشکیل ابر و مه و احتمالا" ریزش صورت می گیرد. تراکم بخار آب مقدار زیادی گرما به محیط پس می دهد و با فرض اینکه هیچ گونه ریزش به صورت باران و برف از توده هوا انجام نگیرد ، حرارت آزاد شده صرف گرم کردن هوای خشک، بخار آب و قطرات آب حاصل از تراکم شده و در نتیجه کاهش دما نسبت به ارتفاع کمتر از کاهش دما نسبت به ارتفاع در حالت آدیاباتیک خشک می باشد. در این حالت کاهش دما $۶\frac{°C}{KM}$ می باشد.

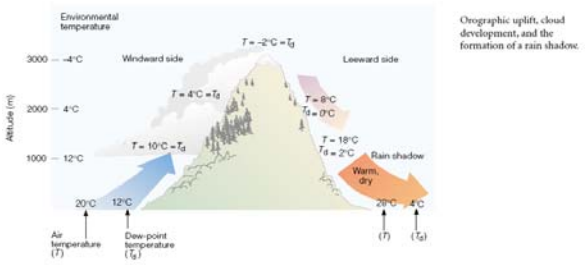
#### ۳-۴-۳- شبه آدیاباتیک

اگر از توده هوا ریزش صورت گیرد، در این صورت فرآیند کاملا" آدیاباتیک نیست، بلکه مقداری ازگرمای توده هوا همراه با ریزش های جوی از توده هوا خارج می شود و در این حالت فرآیند شبه آدیاباتیک رخ خواهد داد. در این حالت اگر هوا به بالا پرتاب شود چون دمای آن با هوای اطراف یکسان است در همان جا باقی می ماند. تا زیر ابر هوا ناپایدار است ولی در کف ابر هوا پایدار است. پایداری کف ابر سبب شکل گیری ابر در همان ارتفاع می شود.

به هنگام نزول توده هوا دمای آن به ازای هر کیلومتر نزول ۱۰ درجه سانتی گراد افزایش می یابد در این شرایط قطرات آب موجود در این توده هوا به سرعت تبخیر شده و ریزش از آن صورت نمی گیرد.

- در اثر صعود توده هوا از کوه و انتقال آن به سوی دیگر پدیده بادفون یا چینوک به وجود می آید.




Orographic uplift, cloud development, and the formation of a rain shadow.

Conditions that may enhance a chinook.

تغییرات Lapse Rate(آهنگ کاهش) شدیدا تحت تاثیر زمان و مکان می باشد. گاهی اوقات کمتر از آدیاباتیک اشباع و گاهی اوقات بیشتر از آدیاباتیک خشک می باشد. در آدیاباتیک خشک کاهش دما آب، افزا

چینوک یا بادفون

به طور یکسان است. در آدیاباتیک اشباع به دلیل وجود شرایط اشباع کاهش دما نسبت به ارتفاع می .
در ارتفاع به دلیل کاهش بخار آب شیب منحنی کم می شود یا به عبارتی کاهش دما نسبت به ارتفاع افزایش می یابد.

### ۳-۵- وضعیت های توده های هوا

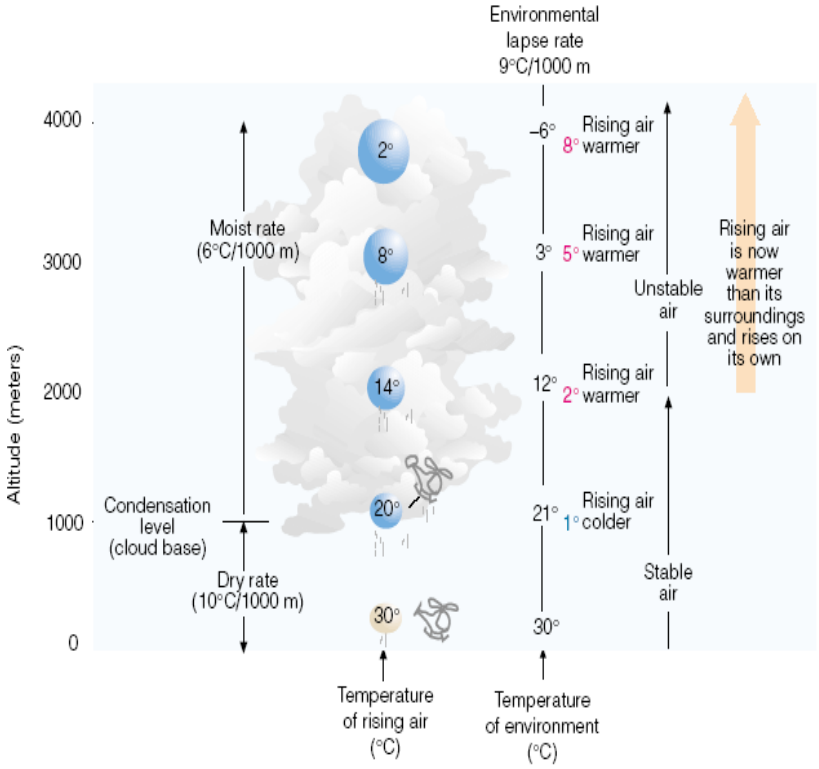
#### ۳-۵-۱- وضعیت ناپایدار (Unstuble) :

اگر توده هوا به عللی به طرف بالا حرکت کرده و در ارتفاع جدید دمای آن بیش از دمای محیط اطرافش باشد، به علت سبکی نسبت به هوای اطراف به حرکت صعودی خودش ادامه می دهد. این حالت از وضعیت جو را حالت ناپایدار گویند. این موضوع برای توده ای از هوا که به سمت پایین حرکت می کند نیز کاربرد دارد. هرگاه توده هوایی که به سمت پایین حرکت می کند دمایش در ارتفاعات زیرین کمتر از دما ی اطرافش باشد، به علت سنگینی بیشتر نسبت به محیط اطراف به حرکت نزولی خود ادامه خواهد داد، در این حالت نیز جو ناپایدار است.
مقایسه تغییرات واقعی درجه حرارت نسبت به ارتفاع با تغییرات دما در شرایط آدیاباتیک نشان خواهد داد که لایه های هوا پایدار یا ناپایدار است.

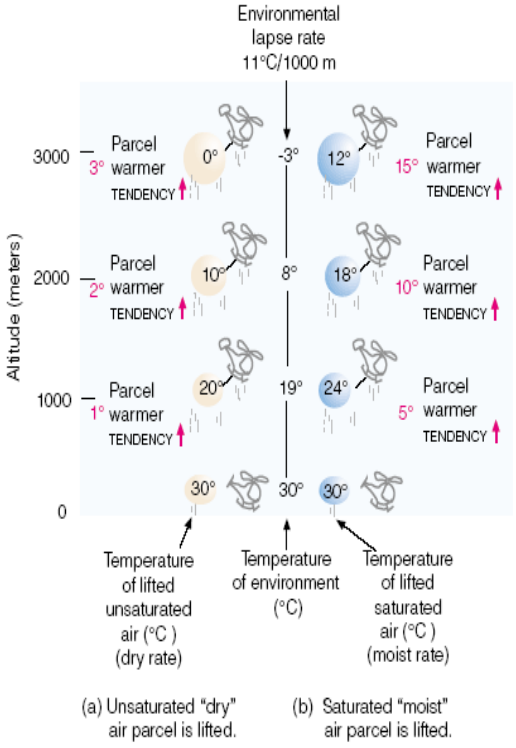
آلودگی ها به سمت بالا حرکت می کنند چون دمای هوایی که می خواهد بالا برود بیشتر از دمای هوای اطراف است.

ELR = -12 °c/km

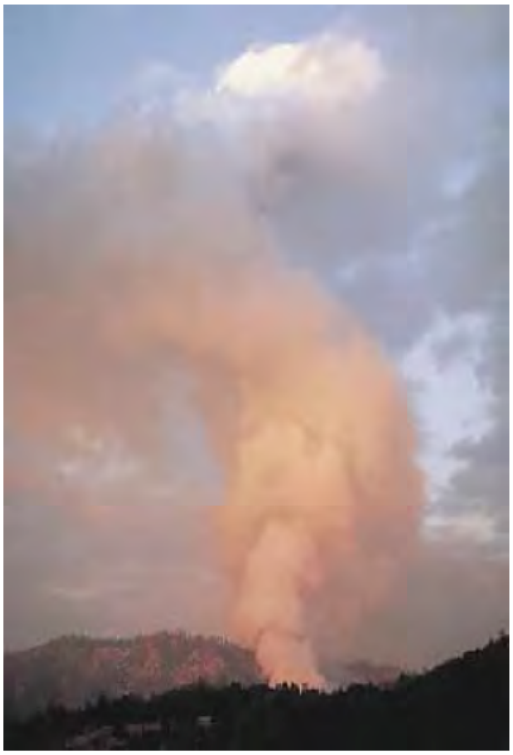
اگر ELR > DALR یا ELR > -10°c/km هوا حتما" ناپایدار است.




Conditionally unstable air. The atmosphere is conditionally unstable when unsaturated, stable air is lifted to a level where it becomes saturated and warmer than the air surrounding it. If the atmosphere remains unstable, vertical developing cumulus clouds can build to great heights.




An unstable atmosphere. .



Unstable air.

### ۳-۵-۲- وضعیت پایدار (Stuble) :

اگر توده هوا در حرکت صعودی خود در لایه بعدی دمایی کمتر از دمای اطراف خود داشته باشد، سنگین تر از محیط خود بوده و تمایل به برگشت به نقطه شروع حرکت دارد، یا اگر توده هوا در حرکت نزولی خود دمایی بیشتر از دمای محیط اطراف خود داشته باشد، سبک تر از محیط اطراف بوده و تمایل به صعود و برگشت به نقطه شروع خویش دارد، در این حالت جو پایدار است.

هوای خنثی به حالتی از جو گفته می شود که توده هوا درحال صعود و نزول دمایی برابر دمای محیط داشته باشد، در این صورت هیچ گونه تمایلی به برگشت یا ادامه مسیر از خود نشان نمی دهد.

اگر ELR < SALR(MALR) یا ELR < -5.5°c/km هوا حتما" پایدار است.

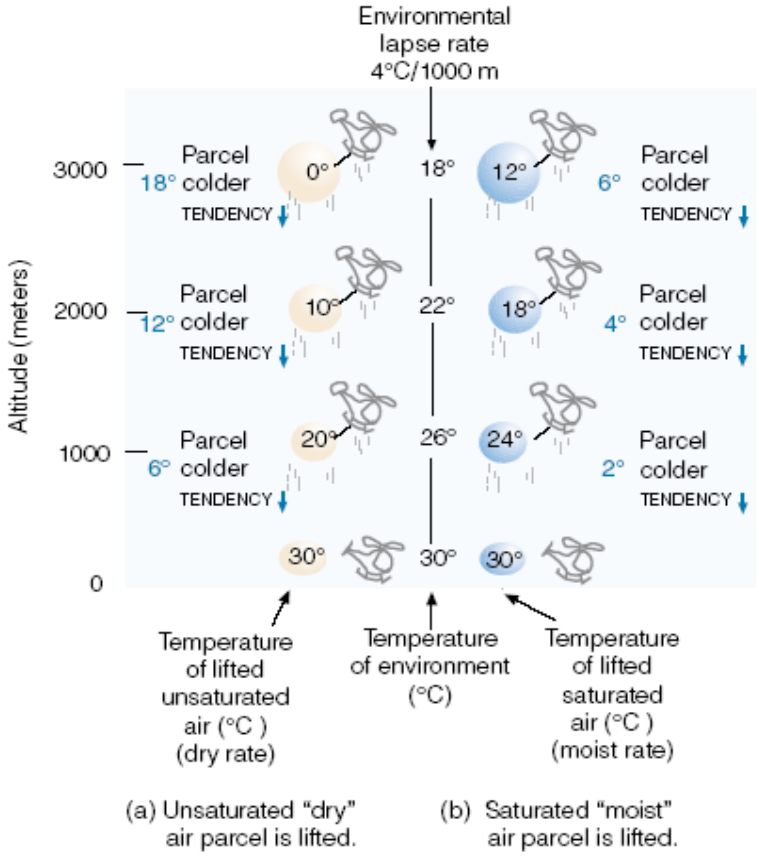
هوای صاف ELR < -10°c/k*m*

هرگاه Inversion (وارونگی حرارتی) وجود داشته باشد، هوا پایدار است.

درهنگام صبح Inversion داریم و این باعث می شودکه هوای صبح صاف باشد ولی غروب ابری می باشد زیرا هوا ناپایدار بوده و توده هوا تمایل به صعود دارند. زمانی که ابر به وجود آمد هوا ناپایدار است.

اگر SALR < ELR < DALR یا 5.5°c/km < ELR < 10°c/km پایداری هوا شرطی است بنابراین:

- اگر هوا صاف باشد به هوا پایدار گویند.
- اگر هوا ابری یا مه آلود باشد به هوا ناپایدار گویند.




A stable atmosphere.

## ۴- دمای خاک و انتقال حرارت در خاک

### ۴-۱- ظرفیت گرمایی (Heat Capacity):

عبارتست از حرارت مورد نیاز برای بالا بردن دمای یک سانتی متر مکعب خاک به میزان یک درجه سانتی گراد. ظرفیت گرمایی خاک را با $C_v$ نشان داده و واحد آن کالری برسانتی مترمکعب برسانتی گراد ($cal/cm^3{}^oc$) می باشد.

### ۴-۲- جرم مخصوص ظاهری خاک (Bulk density):

عبارتست از مقدار گرم خاک دست نخورده در واحد حجم که معمولا" بر حسب $gr/cm^3$ خاک گزارش می شود و آن را به صورت $P_b$ نمایش می دهند.

$P_b$ در اکثر خاک ها به ویژه خاک های زراعی حدود۱/۴ می باشد. رابطه زیر برای تبدیل گرمای ویژه خاک به ظرفیت گرمایی خاک استفاده می شود:

$$C_V = P_b C_P$$

در اکثر خاک های معدنی مقدار ظرفیت گرمایی($C_V$) به مقدار آب و مواد آلی موجود در خاک بستگی دارد. مقدار ظرفیت گرمایی در واحد حجم خاک را می توان از رابطه زیر تخمین زد:

$$C_V = 0.46V_M + 0.6V_{OM} + \theta_V$$

$V_M$ : درصد حجمی مواد معدنی

$V_{OM}$ : درصد حجمی مواد آلی

$\theta_V$ : درصد حجمی آب خاک

مثال : اگر خاکی حاوی ۵۰ درصد مواد جامد، ۲/۵ درصد مواد آلی و ۲۵ درصد آب باشد، ظرفیت گرمایی آن خاک ۰/۴۹۵ کالری بر سانتی متر مکعب بر درجه سانتی گراد می باشد.

$$C_V = 0.46\times0.5+0.6 \times0.025+0.25=0.495$$

$$C_P = C_V / P_b = 0.495 / 1.4 = 0.353$$

### ۴-۳- هدایت گرمایی (Thermal Conductivity):

عبارتست از مقدار گرمایی که از یک سانتی متر مربع در واحد زمان از خاکی به عمق یک سانتی متر و با گرادیان دمایی یک درجه سانتی گراد بر سانتی متر می گذرد. هدایت گرمایی خاک را با k نشان داده واحد آن کالری بر سانتی متر بر درجه سانتی گراد بر ثانیه (cal/cm °c sec) می باشد. $\Delta t/\Delta z = 1°c/km$

در خاک مرطوب به جای هوا آب قرار می گیرد. هوا هدایت کننده ضعیفی است اما آب یک هدایت کننده قوی می باشد. بنابراین هدایت گرمایی خاک مرطوب بیشتر از خاک خشک می باشد. خاک خشک معمولا" هدایت گرمایی ضعیفی دارد.

هدایت گرمایی تحت تاثیر بافت خاک می باشد. به طوری که هدایت گرمایی خاکهای رسی بهتر از خاکهای شنی می باشد یا به عبارتی خاکهای رسی بهتر از خاکهای شنی گرما را از خود عبور می دهند. منافذ درشت هوا در خاک های شنی سبب کاهش هدایت گرمایی در این گونه خاک ها می شود. اگر چه در خاک های رسی هوا بیشتر می باشد، اما ذرات هوا در این گونه خاک ها کوچک بوده و تبادل گرمایی بین ذرات خاک بهتر از خاک های شنی انجام می شود.

در صورتی که خاک همگن بوده و تغییرات دما تنها در جهت عمودی برسطح آن صورت گیرد، مقدار انتقال گرما در خاک از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$Q = -KAt\ dt/dz$$

K : هدایت گرمایی

A : مساحت

t : زمان

dt/dz : گرادیان عمودی رو به پایین

علامت منفی بیان کننده این واقعیت است که جریان گرمایی در خلاف جهت اختلاف دما به وقوع می پیوندد.

مقدار گرما به ازای واحد سطح و در واحد زمان از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$G = Q/At = -k\ dt / dz$$

G : جریان گرمایی خاک

### ۴-۴- رابطه بین ظرفیت گرمایی و گرمای ویژه :

.1

$$C_V = P_b\ (1 + \theta_M)\ C_P = P_b\ (C_{pav} + \theta_M C_{pw})$$

$P_b$ : جرم مخصوص ظاهری خاک

$\theta_M$ : درصد وزنی آب خاک

$C_V$ : ظرفیت گرمایی

$C_{pav}$ : میانگین گرمای ویژه ترکیبات جامد

$C_{pw}$ : گرمای ویژه آب که برابر یک کالری بر درجه سانتی گراد می باشد.
گرمای ویژه قسمت جامد خاک برای اکثر خاک های معدنی تقریبا" ۰/۲کالری بر گرم بر درجه سانتی گراد است.

.2

$$C_V = P_b (0.2+ \theta_M) = 0.2 P_b+ P_b \theta_M = 0.2 P_b+\theta_v$$

$\theta_v$ : درصد حجمی آب خاک
ازرابطه های ۱ و۲ نتیجه می گیریم:

$$C_P = (0.2 + \theta_M) / (1+ \theta_M)$$

**۴-۵- تغییرات دمای خاک در عمق :**

تغییرات دمای خاک نسبت به زمان موجی شکل بوده و هرچه عمق خاک بیشتر می شود، دامنه تغییرات دمای خاک به طور نمایی کم می شود.
حداکثر دمای سطح خاک در ظهر شرعی حاصل می گردد. حداکثر دما در عمق ۵ سانتی متری در ساعت یک بعد از ظهر حاصل می شود.

$$R = T_{max} - T_{min} = 30-5 = 25$$

$T_{min}$ در اعماق خاک بیشتر است.
$T_{max}$ در اعماق خاک کمتر است.
در عمق ۵۰ سانتی متری R=0 . دامنه درجه حرارت از سطح به عمق کاهش می یابد و درمقیاس ۲۴ ساعت در عمق ۵۰ سانتی متری به صفر می رسد.

- چرا $T_{max}$ از سطح به عمق کاهش می یابد؟

سطح زمین نور خورشید را جذب نموده و حداکثر درجه حرارت را دارد اما نور خورشید به اعماق خاک نمی تابد و اعماق خاک فقط از طریق هدایت گرم می شوند.

- چرا$T_{min}$ از سطح به عمق افزایش می یابد؟

در سطح زمین امواج با طول موج بلند به راحتی از دست داده می شوند اما در اعماق زمین گرما فقط از طریق هدایت از دست داده می شود و این پروسه کند می باشد.
ریشه های سطحی با نوسانات درجه حرارت مواجه هستند. در عمق یک متری نوسانات درجه حرارت وجود ندارد.

**۴-۶- محاسبه دامنه تغییرات دما در عمق Z :**

$$R_z = R_s \exp[-z\sqrt{\frac{\pi}{PD}}] = R_s e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{PD}}}$$

$R_z$ : دامنه تغییرات دما در عمق

$R_s$ : دامنه تغییرات دما در سطح خاک

P : دوره نوسان (به عنوان مثال ۲۴ ساعت=۲۴×۳۶۰۰ ثانیه)

D :ضریب پخشیدگی(سانتی متر مربع بر ثانیه)

$$D = k / C_v = k / (C_p P_b)$$

K : هدایت گرمایی

$C_v$ : ظرفیت گرمایی

$C_p$ : گرمای ویژه

$P_b$ : جرم مخصوص ظاهری خاک

فرضیات: خلل و فرج ، مقدار آب و مقدار مواد آلی خاک نسبت به عمق یکنواخت فرض می شود.

$\sqrt{D}$= عمق نفوذ گرما در خاک بر حسب متر

**۴-۷- تاخیر در زمان وقوع حداکثر دما :**

تاخیر زمانی (Time Lag) $T_{max}, T_{min}$ بین اعماق مختلف با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\Delta t = t_2 - t_1 = \frac{\sqrt{\frac{P}{D\pi}}(Z_2 - Z_1)}{2}$$

$\Delta t$ : اختلاف زمان وقوع حداکثر،حداقل

Z : برحسب سانتی متر

P : برحسب ثانیه

برای $Z_1 = ۰$ در سطح زمین: $\Delta t = ([P/D\pi]^{1/2} Z_2)/2$

**۴-۸- تغییرات روزانه و فصلی دمای خاک :**

در تابستان از عمق ۵۰ سانتی متر به پایین دمای خاک کمتر از میانگین دمای سطح خاک می شود.

در زمستان از عمق ۵۰ سانتی متری به پایین دمای خاک بیشتر از میانگین دمای سطح خاک می شود.

در اول پاییز :

- طول روزها کوتاه می شود.
- زاویه تابش کم می شود.

بنابراین سطح زمین انرژی کمی را دریافت می کند. دراین شرایط سطح زمین گرما را با طول موج بلند از دست می دهد. این عامل سبب سرد شدن لایه های سطحی خاک می شود اما لایه های عمقی گرمای کمتری را از دست می دهند و گرما را دیرتر از دست می دهند. (زیرا گرما در لایه های عمقی از طریق هدایت از دست داده می شود.)
عوامل فوق سبب می شود لایه های سطحی سردتر و لایه های عمقی در پاییز و زمستان گرمتر باشند.

اول فصل بهار:
در اوایل بهار لایه های سـطحی انرژی بیشتری دریافت نموده و لایه های عمقی انرژی کمتری را دریافت می نمایند. این امر سبب می شود دمای لایه های سطحی بیشتر از لایه های عمقی باشد.
درعمق ۵۰ سانتی متری تغییرات درجه حرارت خاک تقریبا" به صفر میل می کند.

تبدیل درجه حرارت هوا به درجه حرارت خاک در عمق ۵۰ سانتی متری :
اگر درجه حرارت سالیانه هوا با یک جمع شود میانگین درجه حرارت سالیانه در عمق ۵۰ سانتی متری حاصل می شود.
در طی ۳۶۰ روز حداکثر عمقی از خاک که تحت تاثیر دمای سطح خاک قرار می گیرد، عمق ۲۰ متری می باشد.
میانگین شبانه روزی دمای هوا کمتر از میانگین شبانه روزی دمای خاک می باشد.
گرادیان درجه حرارت خاک در عمق ۵۰ تا ۱۵۰ سانتی متری درماه های بهار و تابستان منفی و گرادیان درجه حرارت خاک در عمق ۵۰ تا ۱۵۰ سانتی متری در ماه های پاییز و زمستان مثبت می باشد.

- ۵۰ سانتی متری :

$$T_{avg\text{-}soil\text{-}50} = T_{avg\text{-}air} + 3.8$$

- ۱۰۰ سانتی متری :

$$T_{avg\text{-}soil\text{-}100} = T_{avg\text{-}air} + 3.7$$

- ۱۵۰ سانتی متری :

$$T_{avg\text{-}soil\text{-}150} = T_{avg\text{-}air} + 4.2$$

### ۴-۹- اثر بافت خاک در درجه حرارت خاک:

به طور کلی در بهار خاک شنی گرم تر از خاک رسی می باشد. ظرفیت کم نگه داری آب در خاک های شنی و ضـعیف بودن حرکت مویین آب در خاک های شـنی از جمله عوامل موثر بر گرم بودن خاک های شنی در بهار می باشد.

سطح خاک های شنی خشک تر از خاک های رسی می باشد. طبق قانون $R_n=H+LE+S$ گرما در خاک های شنی بیشتر صرف گرم کردن خاک و هوا می شود.

در خاک های رسـی (سـنگین) عموما" سطح خاک مرطوب بوده و درصد بیشتری از انرژی خورشیدی صرف تبخیر می شـود و انرژی کمتری برای گرم نمودن هوا و خاک باقی می ماند. در خاک های شنی بذر زودتر و بهتر سبز می شود.

برای اندازه گیری درجه حرارت خاک از دو نوع دماسنج استفاده می شود:

۱. دماسنج زاویه دار در عمق های
   - ۵ سانتی متر
   - ۱۰ سانتی متر
   - ۲۰ سانی متر
۲. دماسنج زنجیره ای (آویزان)
   - ۵۰ سانتی متری
   - ۱۰۰ سانتی متری

### ۴-۱۰- دماسنج آویزان :

این گونه دماســـنج ها که مخزن آن ها در پارافین جامد قرار دارد، به وســـیله زنجیری درون لوله ای فلزی یا پلاستیکی با دیواره نازک که غیر قابل نفوذ آب است، قابل حرکت می باشد.

## ۵- فشار هوا :

### ۵-۱- فشار هوا :

یک مترمکعب هوا در فشار۷۶۰ میلی متر جیوه و در دمای ۰ درجه سانتی گراد ۱/۲۹۳ کیلوگرم وزن دارد. با افزایش تراکم تعداد ملکول ها افزایش یافته و جرم مخصوص افزایش می یابد.

- اثر دما روی جرم مخصوص

رابطه بین دما، فشار هوا و جرم مخصوص:

$a\ (kg/m^3) = 0.4645P/(273+t)$

فشار برحسب میلی متر جیوه و دما برحسب درجه سلسیوس است.

مثال: جرم مخصوص هوای خشک در فشار ۷۴۰ میلیمتر جیوه و در دمای ۲۲ درجه سانتی گراد را محاسبه کنید.

$a = 0.4645\times740/(273+22) = 1.165(kg/m^3)$

- **فشار**

نیرویی که بر واحد سطح وارد می شود.

$P=F/S$

- **فشار هوا**

وزن ستون قائمی از هواست که سطح مقطع آن یک سانتی متر مربع و ارتفاع آن از نقطه مورد نظر تا حد فو قانی جو می باشد.

**۵-۲- قوانین حاکم بر فشار هوا :**

**۵-۲-۱- قانون بویل(Boyle) :**

اگر دما ثابت باشد:

$PV=K$

P: فشار

V: حجم

K: ثابت

**۵-۲-۲- قانون چارلز(Charles) :**

اگر حجم را ثابت در نظر بگیریم، تغییرات فشار تحت تاثیر دما به شرح زیر می باشد:

فشار در هر زمان $P=P_0 + (1/273)TP_0=P_0(1+T/273)$

$P_0$ : فشار در دمای صفر درجه سانتی گراد

t : دما برحسب درجه سانتی گراد

**۵-۲-۳- قانون گیلوساک (Gay-lussac) :**

اگر فشاررا ثابت در نظر بگیریم تغییرات حجم تحت تاثیر دما به شرح زیر می باشد:

$V=V_0 + (1/273)TV_0=V_0(1+T/273)$ حجم در هر زمان

$PV=RT$

$V_0$: حجم در دمای صفر درجه سانتی گراد

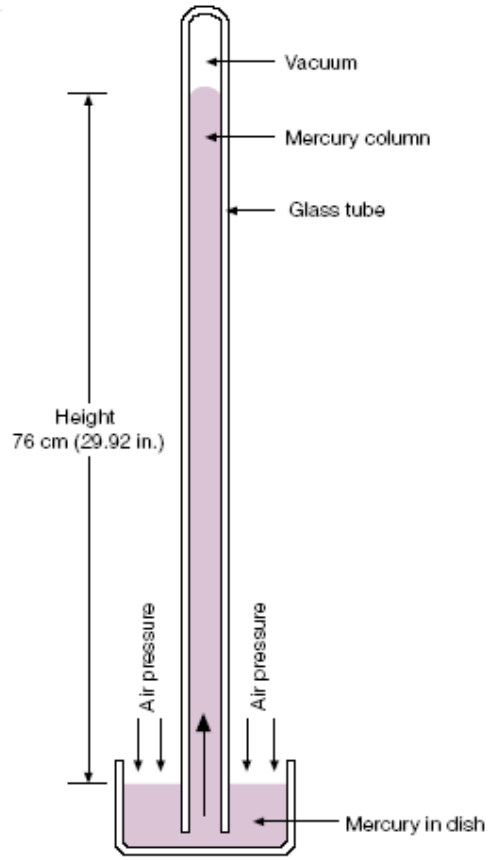
R : ثابت عمومی گازها برابر ( ۸،۳۱۴J/mol°k )

رابطه فشار و ارتفاع از سطح دریا برای شرایطی که ارتفاع کمتر از ۱۰کیلومتر از سطح دریا می باشد: $P=1013 - 0.1055Z$ فشار هوا برحسب میلی بار

Z : ارتفاع از سطح دریا برحسب متر

$P=1013 – 0.1055\times1600 = 845$ mb اصفهان

## ۵-۳- آزمایش تریچلی (Torricheli):




The mercury barometer. The height of the mercury column is a measure of atmospheric pressure.

اگر S سطح مقطع لوله P فشار جوی باشد نیروی ناشی از فشار جوی برابر است با: $f = P_0 S$

نیروی ناشی از وزن ستون جیوه درنقطه A برابر است با: $f' = \rho g h S$

چون سیستم در تعادل است f و $f'$ مساوی و متقابل هم می باشد:

$$P S = \rho g h S \rightarrow P = \rho g h$$

بنابراین فشار هوا مستقیما" متناسب با ارتفاع ستون جیوه است و سطح مقطع و فرم لوله اثری بر روی فشار ندارد.

$P = 13.6\ gr/cm^3 \times 980\ cm/sec^2 \times 76\ cm = 1012928\ din/cm^2$

$1bar = 10^6\ din/cm^2$

عموما" **میلی بار** را برای بیان فشار هوا در هواشناسی استفاده می کنند.

760 mmHg = 1013.25 mb

با پذیرفتن تقریبی کمتر از $۱۰^{-۴}$ می توان رابطه زیر را استفاده نمود:

$P_{mmHg} / P_{mb} = 3/4$

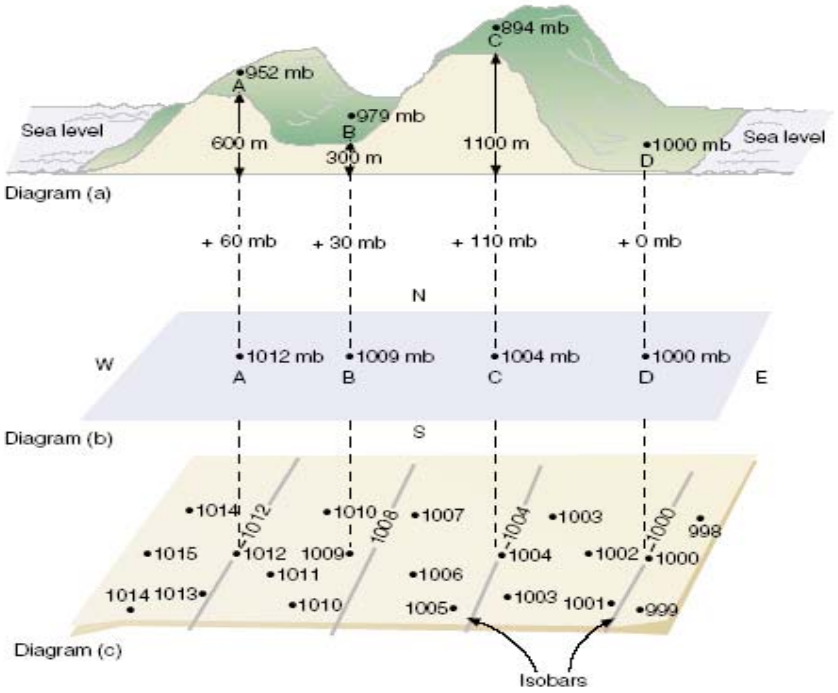
**۵-۴- نقشه هم فشار(ایزوبار) :**

برای ترسیم نقشه هم فشار باید تمام فشارهای اندازه گیری شده به یک ارتفاع ثابت تبدیل شود که این ارتفاع سطح آزاد دریا می باشد. نقشه هم فشار سطحی اساسی ترین نقشه ای است که در پیش بینی ها از آن استفاده می شود.

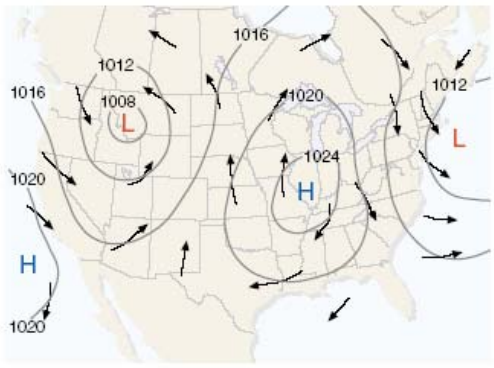
هوا از مراکز پرفشار به سمت مراکز کم فشار حرکت می کنند.

H : هوا آفتابی و ابر وجود ندارد.

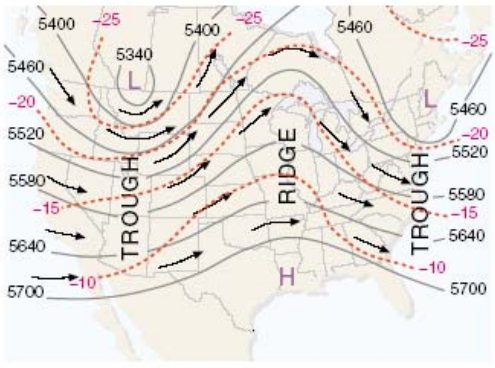
L : هوا ابری و احتمال بارش وجود دارد.



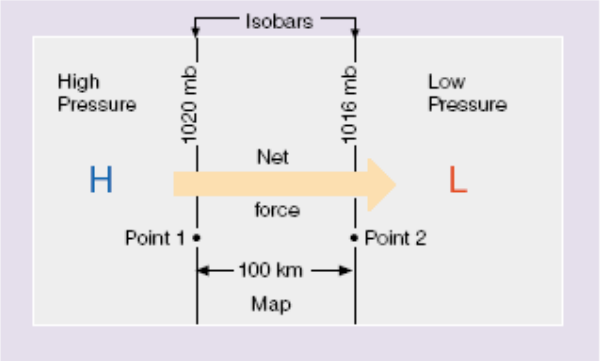

Sea Level Pressure Chart



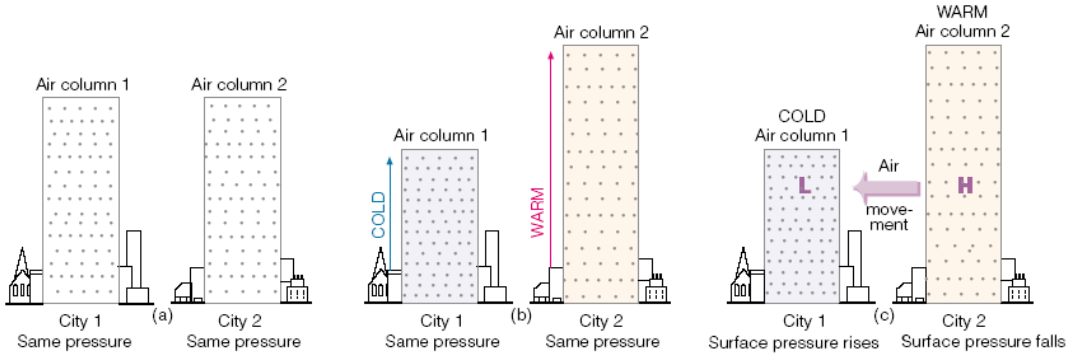

(a) Surface map




(b) Upper-air map (500 mb)




The pressure gradient between point 1 and point 2 is 4 mb per 100 km. The net force directed from higher toward lower pressure is the *pressure gradient force.*




It takes a shorter column of cold air to exert the same pressure as a taller column of warm air. Because of this fact, aloft, cold air is associated with low pressure and warm air with high pressure. The pressure differences aloft create a force that causes the air to move from a region of higher pressure toward a region of lower pressure. The removal of air from column 2 causes its surface pressure to drop, whereas the addition of air into column 1 causes its surface pressure to rise. (The difference in height between the two columns is greatly exaggerated.

نقشه های هم فشار سطحی

### ۵-۵- تغییرات فشار هوا با ارتفاع :

هرچه از سطح زمین بالاتر برویم از ارتفاع ستون قائم هوا کاسته می شود. بنابراین فشار کاهش می یابد. از طرفی چون هوا تراکم پذیر است، جرم مخصوص آن در لایه های پایین که فشار زیادتر است، بیشتر و در لایه های فوقانی کمتر است. بنابراین می توان استدلال نمود که کاهش فشار با ارتفاع رابطه مستقیم ندارد. برای مثال در مجاورت سطح دریا این کاهش ۱۰۵ میلی بار در هر کیلومتر و در ارتفاع ۱۰ کیلومتری ۳۸ میلی بار بر کیلومتر می باشد.

- لاپلاس بر اساس قوانین ترمودینامیک و متشابه دانستن هوا با گازهای کامل و فرضیات دیگر فرمول عملی زیر را به دست آورد:

$$Z = Z - Z_0 = 18400 \left[1 + 0.00366 \frac{(t_0 + t)}{2}\right] \log \frac{p_0}{p}$$

Z : برحسب متر

P : برحسب میلی بار

با فرض این که به ازای هر ۱۰۰ متر، ۰/۵ درجه سانتی گراد از دمای هوا کاسته می شود :

$(t + t_0) / 2 = t + Z / 400$

$t_0 = t + (Z \times 0.5) / 100$

$$Z = Z - Z_0 = 18400 \left[1 + 0.00366 \left(t_0 + \frac{z}{400}\right)\right] \log \frac{p_0}{p}$$

مثال: ارتفاع ایستگاهی ۱۲۰۰ متر و فشار قرائت شده در آن ۸۲۰ میلی بار می باشد. اگر دمای هوا ۱۲ درجه سانتی گراد باشد، مطلوب است فشار ایستگاه نسبت به سطح دریای آزاد؟

$Z = Z - Z_0 = 18400 [1 + 0.00366 (12 + 1200/400)] \log p_0/820 = \log p_0/820 = 0.06182$

اختلاف فشـار بین دو نقطه موجب حرکت توده هوا می شـود که شـتاب آن و یا مقدار نیرو در واحد حجمی هوا از رابطه زیر محاسبه می شود: $a_p = \Delta P/d.L$

$a_p$ : شتاب حرکت برحسب $cm/sec^2$ یا din/gr

d : جرم مخصوص هوا که در سطح دریا برابر $1.23\times10^{-3} gr/cm^3$ می باشد.

$\Delta P$ : اختلاف فشار بین دو نقطه

L : فاصله بین دو نقطه

مثال : اگر فاصله دو نقطه ۲۵۰ کیلومتر باشد و فشار در نقطه A برابر ۱۰۱۴ میلی بار و در نقطه B ۱۰۱۰ میلی بار باشد، مطلوب است:

- شتاب حرکت افقی توده هوا $(1mb=10^3 din/cm^2)$

$\Delta P/L = (1014-1010)10^3/(250\times10^5)$

$a_p = 4\times10^3/(1.23\times10^{-3} gr/cm^3 \times 25\times10^6) = 0.144 cm/sec^2 (din/gr)$

**شتاب عمودی :**

مثال: اگر فاصـله بین دو نقطه ۱۰۰متر باشـد و فشار در نقطه B ۱۰۰۲ میلی بار و در نقطه A ، ۱۰۱۴ میلی بار باشد. مطلوب است:

- شـتاب حرکت عمودی هوا، *با توجه به اینکه فشـار در سطح زمین بیشتر از فشار در نقطه B است، بنابراین توده هوا تحت تاثیر اختلاف فشار به سمت بالا تمایل به صعود دارد.*

$a_p = (1014 - 1002) \times 10^3/(100 \times 100cm \times 1.23 \times 10^{-3}) = 972\ cm/sec^2$

$a_p \uparrow = 976\ cm/sec^2$

شتاب گرانش $g = 980.6\ cm/sec^2$

$980.6 - 976 = 4.4$

**"با فرض اینکه شتاب به سمت پایین مثبت باشد، برآیند شتاب حاصل از اختلاف فشار و جاذبه محاسبه می گردد."**

بنابراین در این حالت توده هوا در حال نزول با شتاب $4.4\ cm/sec^2$ می باشد. در حرکت عمودی برآیند دو نیرو (نیروی ثقل و شتاب حرکت توده هوا) تعیین کننده جهت حرکت می باشد.

اگر $P<G$ حرکت هوا نزولی و اگر $P>G$ حرکت هوا به صورت صعودی است.

### ۵-۶- هوای پرفشار :

$\Delta t / \Delta Z = 10°C/km$

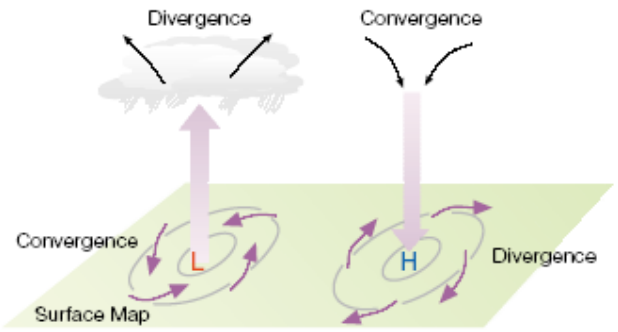
نزول هوا یعنی گرم شدن هوا زمانی که هوا نزول می کند ابری تشکیل نمی شود زیرا ابر موجود در اتمسفر به بخار آب تبدیل شده و از بین می رود. در پروسه نزول ، افزایش دما سبب بخار شدن ابر می شود.

### ۵-۷- هوای کم فشار :

در اثر پدیده صعود هوا، دمای توده هوا کاهش می یابد (صعود هوا باعث نزول درجه حرارت شده و بخار آب موجود در هوا به ابر تبدیل می شود.)

$\Delta t/\Delta Z = -10°C/km$

$\Delta t/\Delta Z = -5.5°C/km$



- آیا در تمام شرایط کم فشار ابر تشکیل می شود؟
در شرایطی که بخارآب وجود نداشته باشد، ابری تشکیل نمی شود.
برای پیش بینی هوا باید نقشه هم فشار و هم بخار تهیه گردد.

## ۶- حرکت هوا Air Movement :

### ۶-۱- باد Wind:

با حرکت هوا درجه حرارت، رطوبت هوا و سایراجزا تشکیل دهنده اتمسفر به حالت تعادل در می آیند. حرکت هوا شامل دو حرکت عمودی و افقی می باشد که در اثر اختلاف فشار بین دو نقطه حاصل می گردد. این حرکت از مراکز پرفشار به مراکز کم فشار می باشد.

نیروهای موثر بر حرکت هوا به شرح زیر می باشد: $\sum \boldsymbol{F} = \boldsymbol{P} + \boldsymbol{G} + \boldsymbol{C} + \boldsymbol{f} + \boldsymbol{R}$

P : نیروهای حاصل از اختلاف فشار

G : نیروهای حاصل از جاذبه زمین

C : نیروهای منحرف کننده یا کوریولیس

f : نیروی اصطکاک

R : نیروی جانب مرکز

P,G اصلی ترین عوامل موثر بر حرکت می باشند. بدون این دو نیرو حرکتی به وجود نخواهد آمد. اما C,f,R وابسته به حرکت هوا می باشند. یعنی اگر حرکت هوا وجود نداشته باشد، آن ها نیز وجود نخواهند داشت.

شتاب ثقلی برابر است با نیرو در واحد جرم. $G = 980.6 cm/sec^2$

مقدار گرادیان عمودی فشار دراتمسفر بیشتر از مقدار افقی آن می باشد گرادیان عمودی فشار در هوای سرد بیشتر از هوای گرم می باشد.

### ۶-۲- نیروهای موثر بر حرکت هوا :

### ۶-۲-۱- نیروی کوریولیس

نیروی کوریولیس در نیمکره شمالی باعث انحراف جهت باد به طرف راست و در نیمکره جنوبی به طرف چپ حرکت هوا می گردد. این نیرو در اثر حرکت زمین به دور خودش به وجود می آید.

$C=2V\omega Sin\theta$

V: سرعت باد

$\omega$ : سرعت زاویه ای زمین

$\theta$ : عرض جغرافیایی

$2\pi$ در شبانه روز (۲۴ ساعت)

بنابراین نیروی C در استوا صفر و در قطبین حداکثر می باشد.

سرعت زاویه ای برای تمام نقاط سیاره زمین یکسان است. اما تصاویر افقی و قائم سرعت زاویه ای هر نقطه، به یک اندازه نیست و به عرض جغرافیایی بستگی دارد.

در قطبین سرعت زاویه ای دارای تصویر عمودی بوده و تصویر افقی ندارد. در استوا مقدار تصویر عمودی صفر و تصویر آن مساوی سرعت زاویه ای زمین در خط استوا می باشد.

### ۶-۲-۲- نیروی اصطکاک f :

در اثر اصطکاک هوا با سطح زمین حاصل می شود. به طور کلی سرعت باد از سطح زمین به بالا افزایش می یابد زیرا اصطکاک کم می شود.

$V_1=V_2(Z_1/Z_2)^{0.2}$

مثال: سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری ۱۵ متربرثانیه است .سرعت باد در ارتفاع ۲ متری چقدر است؟

$V_1 = 15\ (2/10)^{0.2} = 10.9$ m/sec

### ۶-۲-۳- نیروی جانب مرکزR :

زمانی که جسمی حول محوری به حرکت در آید ، جهت سرعت دائما" در حال تغییر است و بنابراین شتابی را به وجود می آورد. این شتاب عمود بر جهت حرکت به طرف داخل دایره و در امتداد شعاع چرخش می باشد. این شتاب را شتا ب گریز از مرکز می باشد.

نیروی گریز از مرکز زمانی به وجود می آید که هوا در امتداد یک منحنی به حرکت در آید. در طبیعت این خاصیت زمانی به وجود می آید که ایزوبارها به طور منحنی قرار گیرند یا حرکت هوا به طور مداوم انجام گیرد:

$$R=\frac{V^2}{r}$$

V: سرعت باد

r : شعاع چرخش هوا

### ۶-۳- بادهای جوی :

باد ژئوستروفیک : در عرض های جغرافیایی متوسط و در اواسط لایه تروپوسفر ممکن است نیروی گرادیان فشار با نیروی کریولیس مساوی گردد یعنی :

$$2V\omega Sin\theta = \frac{\Delta P}{d.L}$$

در این شـرایط جریان توده هوا موازی با خطوط ایزوبارها(هم فشـار) می گردند. سـرعت این باد بسـتگی به نیروی گرادیان فشار و عرض جغرافیایی دارد. نیروی کوریولیس عمود بر جهت باد می باشد.

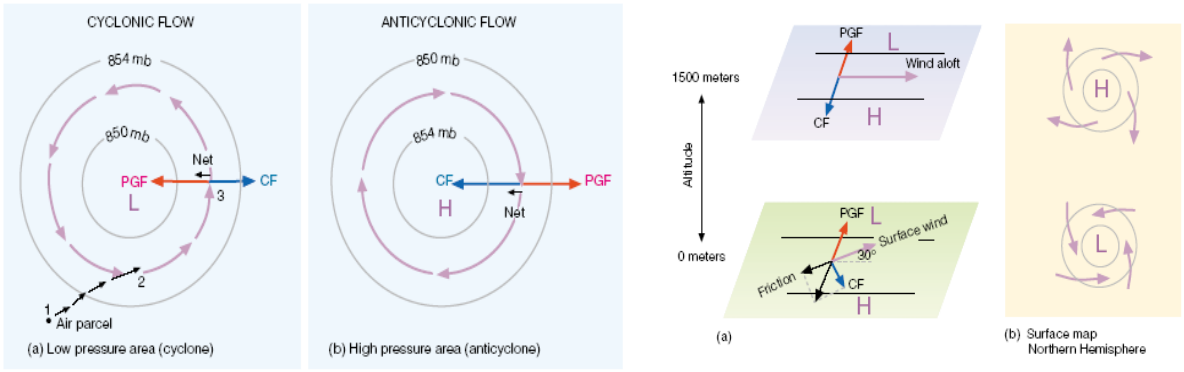
### ۶-۴- باد گرادیان :

در صورتی که جریان توده هوا به صورت منحنی در اطراف مراکز کم فشار و پر فشارجریان یابد نیروی دیگری (جانب مرکز توده هوا) حول محور دوران مرکز فشار ایجاد می شود.

در این حالت توده هوا تحت تاثیرتعادل ۳ نیروی گرادیان فشار ، کوریولیس و جانب مرکز می باشد و به صورت زیر نشان داده می شود:

$$\frac{\Delta P}{d.L} + 2V\omega Sin\theta + \frac{V^2}{r} = 0$$

این تعادل باعث جریانات منحنی الخط موازی می گردد که آن را باد گرادیان می گویند.



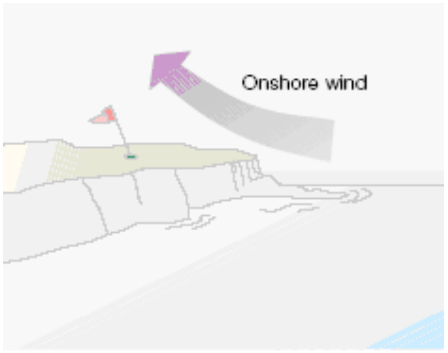

باد گرادیان در مراکز پرفشار و کم فشار و در قطب شمال و جنوب

### ۶-۵- نسیم دریایی :

درطی روز تقریبا" در تمامی فصول در مناطق استوایی و در طی تابستان در نواحی معتدله اختلاف بین دمای سطح زمین و آب موجب پیدایش اختلاف دمایی قابل ملاحظه ای قبل از ظهر می شود.

انبساط وصعود توده هوای نسبتا" گرم از سطح زمین (در مقایسه با سطح دریا) موجب پیدایش یک سلول جابجایی Convection cell جزیی شده که در اثر آن باد از طرف دریا به خشکی می وزد. نسیم دریایی در

ساعت ۹ صبح به وقت محلی آغاز می شود و تا اواسط بعد از ظهر و گاها" اواخر بعدازظهر ادامه می یابد. نسیم دریایی تا چند کیلومتردر خشکی پیش روی می نماید. در زمانی که نسیم دریایی رخ می دهد، تشکیل ابرهای کومولوس را می توان در مناطق حاره و نیمه حاره انتظار داشت.




نسیم دریایی :

درشـمال ایران در روزهای تابسـتان باد از طرف دریا به طرف سـاحل می وزد و با برخورد به رشـته کوه های البرز باران زیادی در آن منطقه داریم.

**۶-۶- نسیم زمینی یا خشکی :**

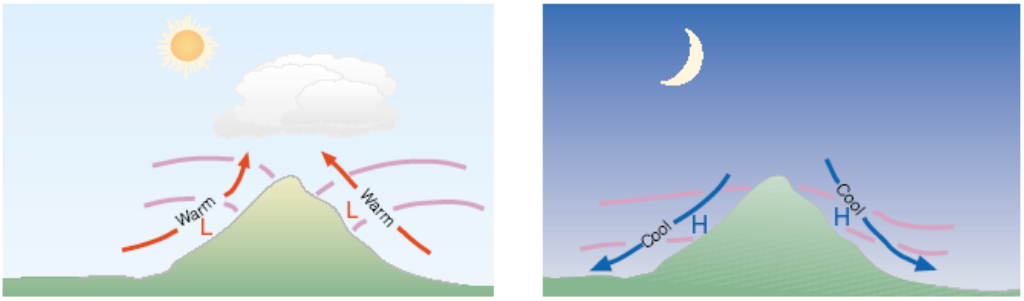
هنگام شب زمین در اثر از دست دادن تشعشع سرد شده و بادهای ساحلی شروع می شود، زمین در مقایسه با آب خیلی سریع تر سرد می شود. هوای روی زمین به تدریج سرد و سردتر می شود و فشرده تر می گردد. در اثر این امر اختلاف فشار در مقایسه با روز برعکس شده و باد ازمحل پرفشار روی زمین به طرف محل کم فشار روی دریا می وزد.

نسیم خشکی :

### ۶-۷- نسیم کوهستانی و دره ای :

این نوع بادها خصوص نواحی کوهستانی و مناطق با برجستگی ای زیاد است.  در طی روز مناطق دره ای نسبتا" گرمتر می شود و درنتیجه هوای گرم از اطراف دره در طی ساعات آفتابی صعود می کند. منشا این باد کف دره می باشد و به باد دره ای معروف است.

درطی شب در همین نواحی هوای روی کوهستان در تماس با سطوح شیب دار در حال سرد شدن زودتر از هوای اطراف سرد شده و باد در مسیر شیب حرکت کرده و جهت روبه پایین به خود می گیرد، به چنین بادی که از اطراف کوه به دره می وزد، باد کوهستانی می گویند.




Valley Breeze　　Mountain Breeze

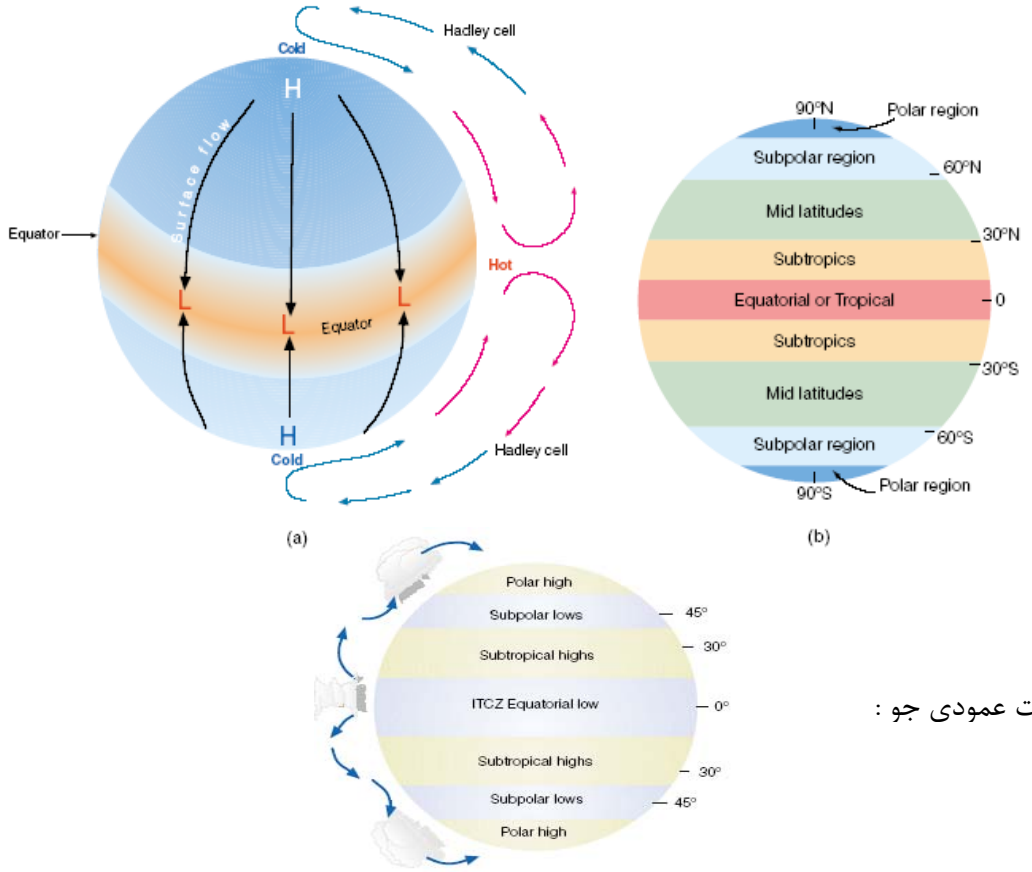
### ۶-۸- بادهای موسمی(Monsoon Winds) :

بادهایی را که جهت آن ها در طی سال از فصلی به فصل دیگر تغییر می کند، بادهای موسمی می گویند. تغییر نمودن جهت وزش باد بستگی به تغییرات فشار هوا دارد. تغییرات در دمای سطح زمین از زمستان به تابستان موجب تغییر فشار می شود و متعاقبا" تغییر جهت باد. برای مثال بادهای موسمی هندوستان در اثر صعود هوا در قاره آسیا فشار نزول کرده و مرکز کم فشار را می سازد. این شرایط موجب حرکت توده هوا از روی اقیانوس هند به سمت خشکی می گردد و در فصل تابستان بارش های زیادی را در هندوستان، افغانستان، شمال شرق ایران و پاکستان به وجود می آورد.

### ۶-۹- حرکت عمودی جو :

برای تعیین جهت حرکت هایی که هوا در سیاره زمین دارد، باید مراکز پرفشار و کم فشار دائمی و نحوه توزیع آن ها در این سیاره بررسی گردد. وضعیت گرمایی در استوا باعث می شود که اطراف استوا مراکز کم فشار دائمی زیادی به وجود آید. از این نظر کمربند استوا به مراکز کم فشار واقعی دائمی معروف شده است، که با توجه به آرام بودن سرعت باد این منطقه از نظر دریا نوردی به منطقه ای ساکن معروف است.

عرض جغرافیایی ۳۰ درجه (شمالی و جنوبی) معمولا" مراکز پرفشار دائمی می باشند. عرض های جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی و جنوبی نیز مراکز کم فشار می باشند.




حرکت عمودی جو :

در جنوب ایران مراکز پرفشار و در شمال ایران مراکز کم فشار می باشند، بنابراین هوا تمایل دارد از جنوب به سمت شمال حرکت کند و به سمت راست منحرف می شود که بادهای قبله را به وجود می آورد.

درعرض جغرافیایی ۳۰ درجه تمام ابرها به سمت پایین کشیده می شود. در این منطقه ابر وجود ندارد و منطقه بدی از نظر بارندگی می باشد. که این مراکز پرفشار دائمی می باشد. کویرها بیشتر در این منطقه قرار

دارد. عرض جغرافیایی ۶۰ درجه بهترین منطقه دیم کاری و گندم کاری می باشد و بارش به صورت برف می باشد. در ایران اکثر مراکز پر فشار می باشد.

## ۷- تبخیر و تبخیرــ تعرق :

### ۷-۱- تبخیر Evaporation:

فرآیند تبدیل آب مایع به بخارراتبخیرگویند. به طورکلی تبخیربه سه صورت انجام می شود.

**۷-۱-۱- تبخیردرخلا : تبخیر در فضای تهی از هوا انجام می شود و بسیار سریع می باشد.**

**۷-۱-۲- تبخیر درونی** : تبخیر دردمای نقطه ی جوش آغاز می شود و با ظاهر شدن حباب در آن مشخص می گردد.

**۷-۱-۳- تبخیر ســطحی** : زمانی که مولکول های آب از ســطح آزاد آب یا ســطح مرطوب خاک به بخار تبدیل گردند آنرا تبخیرسطحی گویند. این نوع تبخیر از اهمیت ویژه ای در هوا شناسی برخوردار می باشد.

### ۷-۲- اهمیت تبخیر

- تبخیر به عنوان یک پارامتردر تقسیم بندی اقلیمی کاربرد دارد.
- تبخیر از سطح دریاچه ها و مخزن سدها و همچنین رودخانه ها سبب تلفات آب می شود.
- تبخیر به عنوان یک جز مهم تبخیر و تعرق سطح پوشش گیاهی می باشد و میزان تبخیر و تعرق در معادله بیلان آب جز مهمی محسوب می شود.

تلفات تبخیر در آب و هوای معتدل مرطوب سالانه در حدود :

- ۶۰۰ میلی متر از سطح آزاد آب
- ۴۵۰ میلی متر از سطح زمین

تلفات تبخیر در آب و هوای خشک :

- ۲۰۰۰ میلی متر از سطح آزاد آب
- ۱۰۰۰ میلی متر از سطح زمین

تبخیر ممکن است از سطح خاک بدون پوشش گیاهی و یا از یک مزرعه با پوشش گیاهی رخ دهد.

**۷-۳- عوامل موثر بر تبخیر:**

**۷-۳-۱- تابش خورشید** : برای تبدیل آب به بخارحدود ۶۰۰ کالری حرارت لازم است. بنابراین در صورتی که انرژی لازم موجود باشد در هنگام شب نیز تبخیر صورت می گیرد.

**۷-۳-۲- باد :** دریک هوای اشباع مقدار خالص تبخیر از سطح مرطوب برابر صفر است. پس از تبخیر لایه نازکی از هوا که در حد فاصل سطح مرطوب و هوا قرار گرفته است از بخار اشباع می شود. بنابراین برای تداوم تبخیر باید هوای اشباع از سطح مرطوب رانده شود. در طبیعت این عمل توسط باد انجام می شود.

**۷-۳-۳- رطوبت نسبی** : افزایش رطوبت نسبی سبب کاهش تبخیر می شود.

**۷-۳-۴- دمای هوا** : در صورتی که دمای هوا گرمتر باشد این امر سبب افزایش دمای خاک و آب نیز می گردد. بنابراین مقدار انرژی کمتری برای تبخیر یک گرم آب مورد نیاز می باشد. البته به این نکته توجه داشته باشید که دمای هوا تابعی از تابش خورشید می باشد. اما در بعضی شرایط دمای هوا تابعی از تابش خورشید نمی باشد. (مانند اثر واحه)

**۷-۳-۵- تعرق** : گیاهان برای رشد و ادامه حیات خود به آب نیاز دارند. درصد کمی از این آب داخل بافت های گیاهی نگه داری و قسمت اعظم آن دوباره به صورت تعرق از طریق روزنه های موجود در سطح برگ ها به جو بر می گردند.

**۷-۴- عوامل موثر بر تبخیر- تعرق :**

در یک حوضه آبریز که در آن سطوح مرطوب و سطوح با پوشش گیاهی وجود دارند، تفکیک تعرق از تبخیر امکان پذیر نمی باشد. این دو فرآیند که به طور دائم صورت می پذیرد تبخیر- تعرق (Evaporationspiration) نامیده می شود.

**۷-۴-۱- عوامل مربوط به گیاه** : وضعیت روزنه ها ، عمق منطقه فعال ریشه و نوع گیاه و...

**۷-۴-۲- عوامل مربوط به رطوبت خاک** : بافت خاک، ساختمان خاک

**۷-۴-۳- عوامل اقلیمی و پارامترهای جوی** : دما ، رطوبت نسبی ، باد و تشعشع.

**۷-۵- تبخیر – تعرق پتانسیل (Potential evaportranspiration) :**

در صورتی که آب خاک به اندازه کافی در اختیار گیاه باشد مقدار تبخیر- تعرق پتانسیل گویند.

**۷-۶- تبخیر – تعرق واقعی :**

در طبیعت آب همیشه به اندازه توان تبخیر – تعرق پتانسیل در خاک وجود ندارند و عملا" مقدار تبخیر- تعرق گیاه کاهش می یابد. مقدار تبخیر و تعرق گیاه در شرایط طبیعی را تبخیر- تعرق واقعی می باشد. اندازه گیری تبخیر- تعرق واقعی بسیار مشکل می باشد. در ایستگاه های تحقیقاتی مقدار تبخیر- تعرق با استفاده از دستگاه های لایسیمتر (Lysimeter) اندازه گیری می شود.
واحد اندازه گیری تبخیر میلی متر می باشد.

مثال : اگر تبخیر از تشـتک در یک منطقه ۱۲ میلی متر در روز باشد، مطلوب است: حجم آب تبخیر شده از یک دریاچه به مساحت ۵ هکتار؟

$V = Ah$
$V = 5\times10000m^2\times12mm\times(1m/1000mm) = 600m^3/day$

مثال : اگر تبخیر-تعرق سالانه گندم در منطقه ای ۴۰۰میلی متر در سال باشد، مطلوب است: حجم آب مورد نیاز برای یک هکتار؟

$V=1\times10000m^2\times400mm \times (1m/1000mm) = 4000m^3$

**۷-۷- روش اندازه گیری تبخیر :**

**۷-۷-۱- اندازه گیری مستقیم** : در این روش از تشـتک تبخیر استفاده می شود و ارتفاع آب تبخیر شدهٔ روزانه اندازه گیری می شود.

۱- تشت استاندارد انگلیسی

۲- تشت استاندارد روسی

۳- تشت کلاس A استاندارد آمریکایی

تشت انگلیسی و روسی در داخل خاک قرار داده می شوند در صورتی که تشت کلاس A روی صفحه مشبک چوبی در سطح خاک کار گذاشته می شود.

**- مزایا و معایب تشت کلاس A :**

مزایا : اگر تشت سوراخ شود قابل رویت می باشد.

معایب:

- سطح آب بالاتر از سطح زمین می باشد، به دلیل افزایش سرعت باد در ارتفاع ، کمی مقدار تبخیر را بیشتر برآورد می کند.
- جنس آن از ورق گالوانیزه می باشد و به دلیل گرم شدن باعث افزایش دمای آب شده و تبخیر افزایش می یابد.

بااستفاده از مقدار تبخیر تشت می توان مقدار تبخیر از سطح آزاد آب را تخمین زد.

$E$ سطح آزاد آب $= K_1 E_{Pan}$

$K_1 = 0.8$ تشت کلاس A

با استفاده از مقدار تبخیر تشت می توان تبخیر- تعرق را تخمین زد.

$E$ تبخیر-تعرق پتانسیل $= K_2 E_{Pan}$

$K_2 = 0.65 = K_{Pan}$ تشت کلاس A

به صورت یک عدد تقریبی، هر زمان ۷۰میلی متر آب از تشت تبخیر کلاس Aتبخیر شد، بهترین زمان برای آبیاری است.

**۷-۸- روش های تخمین تبخیر:**

مقدار تبخیر سطحی تابعی از تشعشع خورشیدی ، دمای هوا و آب ، باد ، فشارهوا و مقدار سطح تبخیر شونده می باشد.

**۷-۸-۱- روش بیلان آب :**

این روش برای تخمین میزان تبخیر- تعرق در یک حوضه آبریز به کار می رود.

$$ET = P + I \pm u - O \pm S$$

u : جریان زیر سطحی که وارد منطقه می شود (+) یا خارج می شود (-).

O : جریان سطحی که از منطقه خارج می شود.

I : جریان سطحی که وارد منطقه می شود.

S : تغییر در حجم ذخیره آب داخل منطقه.

**۷-۸-۲- فرمول های تجربی :**

تبخیر از سطح آزاد آب

$$E_a = 0.35(e_s - e_d)(0.5+ u_2/100)$$

$E_a$ : تبخیر از سطح آزاد آب(mm/day)

$e_s$ : فشار بخار اشباع هوا درt درجه سانتی گراد، t متوسط درجه حرارت روزانه (mmHg)

$u_2$ : سرعت متوسط روزانه باد در ارتفاع ۲ متری(m/s)

برای محاسبه از مخازن ذخیره آب که مساحت آنها از چند متر مربع تا بالغ بر ۱۲۰۰۰ هکتار می باشد:

$$E_a = 0.291\ A^{-0.05}\ u_2\ (e_s - e_d)$$

A : مساحت مخزن بر حسب متر مربع

$u_2$ : سرعت باد در ارتفاع ۲ متری برحسب متر درثانیه

$e_d, e_s$ : فشار بخار اشباع واقعی بر حسب میلی بار در درجه حرارت هوای محیط.

**۷-۹- روش های تخمین تبخیر- تعرق پتانسیل :**

در اقلیم شناسی کاربردی سعی می گردد از روش های ساده برای تخمین تبخیر از سطح آزاد آب و یا تخمین تبخیر- تعرق استفاده گردد.

دو روش زیر مقدار تبخیر تعرق پتانسیل $ET_0$ را برآورد می کنند. یعنی تبخیرتعرق از یک سطح پوشیده کامل گیاهی که هیچ گونه محدودیت آبی ندارد.

**۷-۹-۱- روش بلانی- کریدل(BlonoyCriddle) :**

$$ET_0=P(0.46T+8.1)$$

$ET_0$ : متوسط تبخیر تعرق پتانسیل در ماه مورد نظر(میلی متر در روز)

T : متوسط درجه حرارت روزانه در ماه مورد نظر(سانتی گراد)

P : ضـریب روشـنایی یا درصـد سـاعات روشـنایی در هر یک از روز های ماه مورد نظر نسبت به کل ساعات روشنایی سال در محل.

مثال : اگر متوسـط ساعات روشنایی در روزها فروردین ۱۲/۵ساعت و کل ساعت روشنایی سال ۴۳۸۰ ساعت باشد مقدارp را به دست آورید؟

$P=12.5\times100/4328=0.28$

P به عرض جغرافیایی بستگی دارد و برای عرض های جغرافیایی مختلف و در ماه های مختلف سال از جدول استخراج می شود.

**۷-۹-۲- روش ترنت وایت(Thornth wite) :**

روش ترنت وایت نیز براساس متوسط درجه حرارت ماهانه استوار است. برای محاسبه تبخیرتعرق پتانسیل به روش مذکور به ترتیب زیرعمل می شود:

الف- شاخص حرارتی (i) برای هر یک از ماه های سال به دست می آید.

$i_m=(T_m/5)^{1.5}$

$i_m$ : شاخص حرارتی ماهانه

$T_m$: متوسط ماهانه درجه حرارت بر حسب درجه سانتی گراد

برای ماه هایی که دمای هوا صفر یا منفی است شاخص حرارتی صفر در نظر گرفته می شود.

ب- شاخص حرارتی سالانه از جمع شاخص حرارتی ۱۲ ماه سال به دست می آید.

$I=i_1+i_2+\ldots+i_{12}$

ج- تبخیرتعرق در هرماه

$ET_0=16N_m(10T_m/I)^a$

$ET_0$ : تبخیر تعرق ماهانه بر حسب میلی متر

$T_m$: متوسط درجه حرارت در ماه مورد نظر(درجه سانتی گراد)

I : شاخص حرارتی سالانه

$N_m$ : ضریب اصلاحی

a : ضریبی است که به شاخص سالیانه بستگی دارد و مقدار آن از فرمول زیر محاسبه می شود:

$a=(675\times10^{-9})I^3-(771\times10^{-7})I^2+(179\times10^{-4})I+0.942$

فرضیات : هرماه ۳۰ روز و هر روز ۱۲ ساعت روشنایی

**۷-۹-۳- روش فائو پنمن- مانتیس FAO Penman-Manteith :**

$$ET_0=[0.408\Delta(R_n-G)+\gamma(900/(T+273))u_2(e_s-e_a)] /[\Delta+\gamma(1+0.34u_2)]$$

$R_n$ : تشعشع خالص در سطح گیاه ($mJm^{-2}day^{-1}$)

G : فلاکس گرمای خاک ($mJm^{-2}day^{-1}$)

$u_2$: سرعت باد در ارتفاع ۲ متری ($\frac{m}{s}$)

$e_s$ : فشار بخار اشباع (kPa)

$e_a$ : فشار بخار واقعی (kPa)

$e_s-e_a$ :کمبود فشار بخار اشباع (kPa)

$\Delta$ : شیب منحنی فشار بخار ($kPa°C^{-1}$)

$\gamma$ : ضریب سایکرومتری ($kPa°C^{-1}$)

بر اساس آمار بلند مدت اصفهان، تبخیر از تشت تبخیر کلاسA , 2500mm بوده در صورتی که در کویرها به 3000mm می رسد. در مناطق شمال ایران میزان تبخیر سالیانه حدود 1300mm گزارش شده است. در ارتفاعات البرزو زاگرس 1000mm تبخیر وجود دارد.

به طور متوسط در ایران تبخیر سالیانه از ۱۰۰۰ تا ۴۰۰۰ میلی متر متغیر است و میزان باران از ۵۰ تا ۲۰۰۰ میلی متر.

یک گیاه در مزرعه به طور متوسط در هر روز ۵ میلی متر آب نیاز دارد. اکثر گیاهان در یک فصل زراعی ۵۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ متر مکعب در هکتار آب نیاز دارند.

## ۸- ابر و مه Clouds & Fogs :

### ۸-۱- شرایط تشکیل شدن ابر و مه عبارتند از :

۱- بخار آب

۲- سرما

۳- هسته های متراکم

خنک شدن هوا (سرما) تحت شرایط زیر حاصل می شود:

- صعود هوا به طور آدیاباتیک
- مخلوط شدن توده هوا با توده هوایی با دمای کمتر
- تماس توده هوا با توده هوایی دیگر

در تمام این ۳ حالت گرمای نهان تبخیر (Laten heat) آزاد می گردد.
برای تشـکیل ابر یا مه به ناخالصـی های هوا نیاز اسـت که آن ها را هسـته های متراکم نامند. هسـته های متراکم شامل آلودگی های موجود در هوا ، دود ، گرد و غبار املاح دانه گرده اسپر قارچ ها می باشد.
قطر این ناخالصی ها باید کمتر از ۰,۱ میکرون باشد.

## ۸-۲- رطوبت نسبی (Relative Humidity) :

یکی از معیار های اندازه گیری بخار آب است. می توان گفت رطوبت نسبی درصدی از بخار آب موجود در هوا نسبت به بیشترین مقدار بخار آبی است که هوا می تواند در خود نگه دارد. به عنوان مثال اگر دمای مجاور سطح زمین ۲۵ درجه سلسیوس و تراکم بخار آب نصف بیشترین مقدار موجود آن درجه حرارت باشد، رطوبت نسبی ۵۰ درصد خواهد بود. وقتی که حجم هوایی با مشخصات فوق سرد می شود با صعود به ناحیه فشار هوای کمتر رطوبت نسبی افزایش می یابد. ضمن این که تراکم نسبی بخار آب و هوای خشک ثابت می ماند. در این حالت اگر دما به ۱۲ درجه سانتی گراد برسد رطوبت نسبی به ۱۰۰ در صد خواهد رسید. در این حالت می گوییم هوا اشباع شده است. اگر سرد شدن ادامه یابد میزان بخار آب اضافه بر میزان مورد نیاز جهت حفظ حالت اشباع به قطرات ابر تبدیل می شوند. بخار آب از سطوح بزرگ آب مزارع و جنگل ها تامین می شود.
قطرات ابر در اطراف هسته های میعان ابر به وجود می آیند. قطرک ها در ابرهای معمولی کوچک هستند به طوری که ۱میلیون از آن ها تشکیل یک قطره باران را می دهند. ذرات معلق موجود در جو سبب انجماد قطرات ابر و شکل گیری بلورهای یخ از بخار آب می گردد. این ذرات که هسته های یخ نامیده می شوند نادر هستند. بسیاری از قطرک های ابر در زیر دمای ۰ درجه سانتی گراد یعنی نقطه انجماد آب، مایع می باشند. به چنین قطراتی ابر سرد می گویند در ابرهایی که دمای کل یا بخشی ازآن پایین تر از ۰ درجه سانتی گراد باشد علاوه بر قطرک های ابر سرد ذرات یخ نیز با تراکم خیلی پایین تر در دمای ۴۰- درجه سانتی گراد وجود دارند.
باران در نواحی حاره ای اغلب ناشی از ابرهایی است که کاملا" در دمای بالاتر از ۰ درجه سلسیوس قرار دارند که به ابر های گرم معروفند. بارش در ابرهای گرم و در نتیجه ریزش قطرات بزرگ و ادغام آن با قطرات کوچکتر که دارای سرعت سقوط نهایی کوچکتری هستند، می باشد. ادغام قطرک های مایع ابر سرد در دمای زیر ۰ درجه سلسیوس اتفاق می افتد.

**- عوامل مهمی که درکنترل شروع و میزان بارش یک ابر دخالت دارد:**

- اندازه ابر (در بعد افقی و عمودی)
- طول عمر ابر
- اندازه و تراکم قطرک ها و ذرات یخ ابر

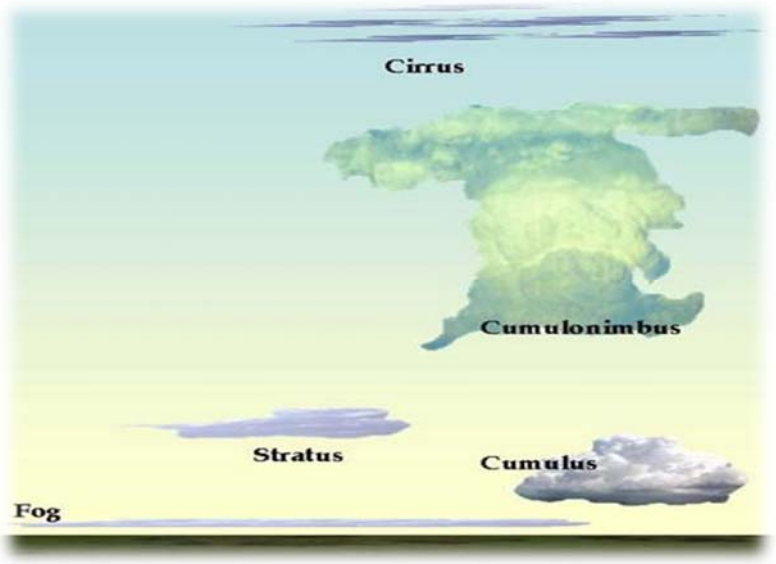
**۸-۳- تقسیم بندی ابرها :**

**۸-۳-۱- بر اساس درجه حرارت :**

۱. ابرهای سرد

۲. ابرهای گرم

ابرهایی که در ارتفاعات بالا و درجه حرارت $T< 0$ تشکیل می شوند حاصل این نوع ابر برف است. البته بستگی به این نکته دارد که $T=0$ کجا باشد.



Cumulus congestus.

**- ابر کومولوس**

در اثر صعود هوا به وجود می آیند. به هر صورتی که هوا صعود کند ابر کومولوس پدید می آید.

اگر ضخامت زیاد و تیره رنگ باشد به آن ابر کومولوس باران زا و کومولونیمبوس گویند که معمولا" رگبار دارند و باران و برف زیادی به همراه دارند و میزان بارش آنها محدود است و موجب به وجود آمدن سیل می شود.

ابرهای کپه ای یا گل کلم شکل می باشند. این ابرها روی اقیانوس ها دریاچه ها و کوه ها پدید می آیند.

ابرهای کومولو نیمبوس با رعد و برق همراه هستند.

Cumulus clouds. Small cumulus clouds such as these are sometimes called *fair weather cumulus,* or *cumulus humilis.*

Altocumulus clouds.

A cumulonimbus cloud.

Stratocumulus clouds.

Cumulus clouds developing into thunderstorms in a conditionally unstable atmosphere over the Great Plains. Notice that, in the distance, the cumulonimbus with the anvil top has reached the stable part of the atmosphere.

Cumulus clouds building on a warm summer afternoon. Each cloud represents a region where thermals are rising from the surface. The clear areas between the clouds are regions where the air is sinking.

**- ابرهای استراتوس**

در اثر برخورد دو توده هوای سـرد و گرم به وجود می آید و پوشـشـی می باشند.  رنگ آن ها خاکستری می باشد و بارش ریز ایجاد می کنند. زمان بارش این نوع ابر طولانی است.

A layer of low-lying stratus clouds.

Cirrostratus clouds with a halo.

Altostratus cloud.

The nimbostratus clouds

**- ابرهای سیروس**

در ارتفاعات بسـیار زیاد تشـکیل می شـود و از کریسـتال های یخی شکل تشکیل می شوند. پایداری زیادی دارند و ایجاد بارش نمی کنند و علامت توده هوای گرم می باشند.

Cirrus clouds.

**- سیرو کومولوس**

یعنی ابر سیروس که شباهت به کومولوس دارد.

- نیمبو (باران زا)
- نیمبو استراتوس(استراتوس باران زا)

- آلتو(میانی)
- آلتو استراتوس(استراتوس میانی)

The clouds in this photograph are nacreous clouds. They form in the stratosphere and are most easily seen at high latitudes.

ıs clouds.

The wavy clouds in this photo-graph are noctilucent clouds. They are usually observed at high latitudes, at altitudes between 75 and 90 km above the earth's surface.

**۸-۳-۲- بر اساس نحوه پیدایش**

۱- ابرهای کومولوس Cumulus

۲- استراتوس Stratus

۳- سیروس Cirrus

۴- سیرواستراتوس Cirrocumulus

۵- کومولونیمبوس

۶- نیمبو استراتوس

۷- استراتو کومولوس
۸- آلتو کومولوس
۹- آلتو استراتوس

ابر: تجمع ذرات ریز آب اطراف هسته های تراکم در هوا را ابر گویند.
ابرها ذرات ریز آب هستند که قطر آن ها یک میکرون می باشد.

**۸-۳-۳- بر اساس ارتفاع :**

۱- کوتاه
۲- متوسط
۳- بلند

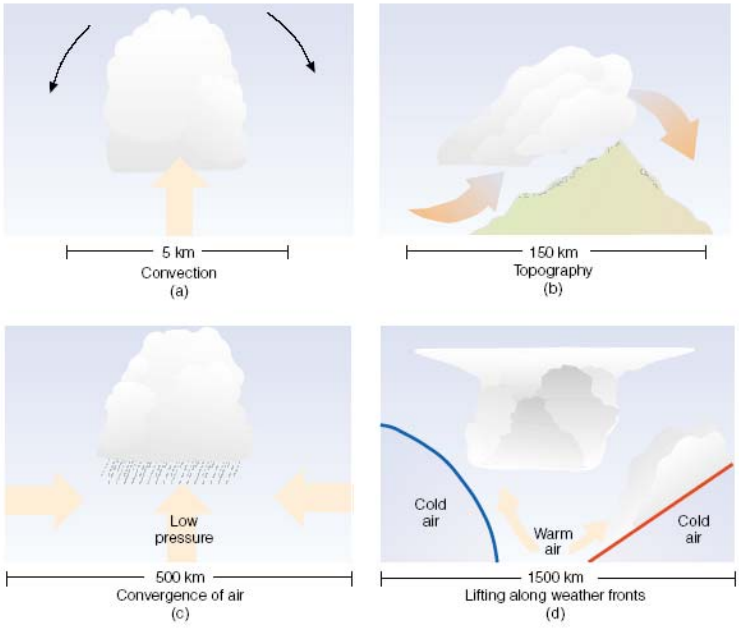
ابرهای کوتاه ، ابرهایی هستند که در نواحی مختلف ارتفاع آن ها بین ۰ تا۲ کیلومتر می باشد .نمونه این ابرها ابرهای کومولوس و استراتوس و استراتو کومولوس هستند.
ابرهای متوسط ، ابرهایی هستند که در مناطق قطبی۲ تا۴ کیلومتر ، در مناطق معتدله ۲ تا ۷ و در نواحی حاره ۲/۵ تا ۷/۵ کیلومترند. نمونه این ابرها ابرهای آلتو استراتوس، آلتوکومولوس و نیمو استراتوس هستند.
ابرهای بلند، ابرهایی هستند که ارتفاع آن ها در مناطق قطبی ۳ تا ۷/۵ کیلومتر، در مناطق معتدله ۵ تا ۱۴ کیلومتر و در نواحی حاره ۶ تا ۱۸ کیلومتر می باشد. مثل ابرهای سیروس سیرو استراتوس و سیرو کومولوس.

**۸-۳-۴- از نظر فیزیکی :**

تفاوت بسیار کمی بین ابر و مه وجود دارد. هر دو از قطرک های بسیار ریز (Droplets) معلق در هوا تشکیل می شوند. مه در هوای نزدیک به سطح زمین تشکیل می شود.
تقریبا" تمام ابرها در نتیجه تغییر در دما و رطوبت به هنگام صعود و سرد شدن آدیاباتیک هوا به وجود می آیند.

- **چگونگی تشکیل ابر :**

الف- گرم شدن محل و جابجایی
ب- اثر توپوگرافی
ج- اثر جبهه یا اثرهوای سرد روی هوای گرم
د- همگرایی یا کنوکسیون(***convection***)




The primary ways clouds form: (a) surface heating and convection; (b) forced lifting along topographic barriers; (c) convergence of surface air; (d) forced lifting along weather fronts.

**۸-۴- اندازه گیری ارتفاع ابر(سقف ابر) :**

**۸-۴-۱- استفاده از بالن** : سرعت صعود بالن معمولا" ۱۲۰متر در دقیقه است.

**۸-۴-۲- استفاده از پروژکتور**: در هنگام شب از پروژکتورهای نورانی استفاده می شود:

$H=L \tan\alpha$

**مه :** ابری که ارتفاع آن صفر است.

**۸-۵- نحوه تشکیل مه و انواع آن :**

**۸-۵-۱- مه تشعشعی :**

به مه ای گفته می شـود که در اثر تشـعشع و سرد شدن زمین به وجود می آید. این گونه مه در شب هایی که هوا صاف و آرام باشد به وجود می آید.

اگر هوا در لایه ای ضخیم تر از حد لازم برای ایجاد شبنم سرد شود و به نقطه شبنم برسد تراکم بخارآب نه تنها در سطح زمین بلکه بر روی ذرات کوچکی که در هوا وجود دارند و به هسته های متراکم معروفند نیز صورت می گیرد. این عمل باعث ایجاد قطره های کوچک آب شده که مه را تشکیل می دهند.

در بعضی نقاط که وارونگی دما بسیار متداول است هوای سرد سنگین در زیر یک لایه هوای گرم محبوس می شود. در نتیجه در طول شب  این هوا در اثر تابش زمین به شدت سرد می شود و مه غلیظی تشکیل می شود که حتی پس از طلوع خورشید نیز مدت نسبتا" زیادی باقی می ماند.

Radiation fog nestled in a valley.
Cold surface air on this morning produces a stable atmosphere that inhibits vertical air motions and allows the fog and haze to linger close to the ground.

**۸-۵-۲- مه فرارفتی :**

انتقال عمودی هوا : همرفت Convection

انتقال افقی : فرارفت Advection

۱- زمانی که هوای سرد از سطح زمین به طرف سطح گرم اقیانوس وزیده می شود و با هوای گرم روی اقیانوس ها ترکیب می شود. سبب متراکم شدن بخار آب و تشکیل یک مه دودی شکل می گردد.

۲- زمانی که هوای گرم و مرطوب از روی یک سطح عبور می کند .

Advection fog

**۸-۵-۳- مه فرا شیبی :**

این نوع مه زمانی تشکیل می شود که هوای نسبتا" مرطوب در روی یک دشت در امتداد شیب به بالا صعود کند. در مسیر این حرکت سرد شدن بی در رو سبب کاهش دمای هوا می شود در نهایت ممکن است دمای هوا به نقطه شبنم رسیده و مه وسیعی را تشکیل بدهد. این نوع مه در اکثر دشت های کشاورزی معمول است.

**- مه بر اساس قدرت دید تقسیم بندی می شود :**

- مه غلیظ 45m
- مه معمولی 450m
- مه رقیق 1800m

## ۹- بارش :

### ۹-۱- نحوه تشکیل باران :

نزول آب به صورت جامد یا مایع و دریافت آن در سطح زمین بارش نامیده می شود.

نزولات آسمانی شامل باران برف و تگرگ می باشد. همان طور که قبلا" ذکر شد ابر از ذرات بسیار ریز آب به قطر حدود ۱ میکرون تشکیل شده و برای ایجاد یک قطره باران باید حدود ۱ میلیون ازاین ذرات به هم بپیوندند تا یک قطره باران به وجود بیاید. یعنی برای ایجاد بارش ذرات بسیار ریز آب در ابر باید به نحوی بزرگتر گردند تا بر اثر نیروی ثقلی به سطوح زمین نزول کنند.

### ۹-۲- ابرهای گرم :

در اثر برخورد ذرات ریز و درشت با هم و ادغام شدن آن ها در یکدیگر به وجود می آید.

**۹-۳- ابرهای سرد :**

در این نوع ابر کریستال یخی وجود دارد.
در این نوع ابر کریستال های یخی از بین رفته و کریستال های یخی درشت تری را می سازند و این کریستال ها به دلیل وزن از ابر جدا شده و به سطح زمین سقوط می کنند.

**۹-۴- باروری ابرها :**

فراهم کردن شرایط خاص برای ابرها به طوری که آن ها را وادار به بارش کند را باروری ابرها گویند. بارور سازی با استفاده از هسته های میعانی بزرگ مانند ذرات جاذبه الرطوبه مواد نمکی متداول و کپسول های اوره در ابرهای گرم موجب تسریع در بارش می گردد.

بارور سازی با استفاده از هسته یخ مانند ذرات یدید نقره و یا با استفاده از ذرات یخ خشک و پروپان مایع در ابرهای سرد موجب تسریع در بارش می گردد.
IAg یدید نقره از دستگاهی که ژنراتورهای سوخت مایع نامیده می شود آزاد می گردند. آن ها می توانند تعداد $10^{14}$ ذره از یک گرم یدید نقره آزاد سازند. توانایی هسته سازی یدید نقره با کاهش دما افزایش یافته و با نوع دستگاه تغییر می کند.

**۹-۵- تگرگ :**

زمانی به وجود می آید که خط T=0 در وسط ابر باشد. ابر باران به طرف بالا حرکت می کند و کریستال های یخ تشکیل می شوند. کریستال یخ به طرف پایین آمده و اطراف آن ها مرطوب می شود. سپس مجددا" به طرف بالا حرکت می کنند. این پدیده تا زمانی اتفاق می افتد که کریستال های یخ به اندازه کافی بزرگ شده و در اثر وزنشان سقوط نمایند.

**۹-۶- انواع بارش :**

**۹-۶-۱- بارش جابجایی (کنوکسیون) :**

در این نوع بارش ها حرکت عمودی هوا ابر کومولوس و سپس بارش های جابجایی را به وجود می آورند.
این بارش ها موضعی بوده و معمولا" در فصل های گرم بهار و تابستان به وجود می آیند.
معمولا"در بعد از ظهر باران می آید.

**۹-۶-۲- بارش کوهستانی (اوروگرافیک) :**

بیشتر باران ایران در مناطق کوهستانی از این نوع می باشد.

**۹-۶-۳- بارش جبهه ای :**

در اثر برخورد دو توده هوا با خواص فیزیکی متفاوت (سرد و گرم) به وجود می آید.

- جبهه هوای گرم

به جبهه ای گفته می شـــود که هوای مهاجم گرم بوده و در اثر برخورد هوای گرم مهاجم با هوای ســـرد منطقه این جبهه پدید می آید. محل برخورد هوای گرم و سرد را جبهه هوای گرم گویند.

در ارتفاعات بسیار بالا ابر سیروس تشکیل می شود. در ارتفاعات کم ابر استراتوس تشکیل می شود.

ابر اســـتراتوس بارش ریز دارد و مدت طولانی ابر کومولوس بعد از اســـتراتوس وارد منطقه شـــده و ســـپس هوای گرم وارد منطقه می شود.

- جبهه هوای سرد

به جبهه ای گفته می شود که هوای مهاجم سرد باشد.

در جبهه هوای سرد ابر کومولوس بارش ایجاد می کند.

بارش جبهه ای در مناطق جنوب شرقی و مرکزی ایران می تواند مقدار زیادی بارش برای ایران به وجود آورد. معمولا " از اوایل مهرماه تا اواخر اردیبهشت ماه

**بارش های موسمی :**

به بارش هایی گفته می شـــود که در اثر بادهای موسمی به وجود می آیند. از مهمترین بادهای موسمی ، بادهای موســـمی هندوستان است. این بارش ها در تابستان انجام می شود و گهگاهی جنوب شرقی ایران را فرا می گیرد.

## ۱۰-منابع :


- اصول و عملیات هوا واقلیم شناسی از دیدگاه کشاورزی، دکتر حسین شریفان و دکتر ابوطالب هزار جریبی، انتشارات آژند
- هواشناسی عمومی، دکتر هوشنگ قائمی، انتشارات سمت
- مبانی آب و هواشناسی، دکتر محمدرضا کاویانی-دکتر بهلول علیجانی، انتشارات سمت
- هوا و اقلیم شناسی، دکتر امین علیزاده، دکتر غلامعلی کمالی، دکتر فرهادموسوی، دکتر محمد موسوی بایگی، انتشارات دانشگاه مشهد
- عملیات هواشناسی، دکتر مهدی قیصری، دکتر سعید اسلامیان، مهندس محمد جواد زارعیان، انتشارات دانشگاه صنعتی اصفهان.

- Meteorology, Edited by William L. Donn, McGraw-Hill Book Company
- Evapotranspiration and irrigation water requirements, Edited by M.E. Jensen, R.D. Burman, R.G. Allen
- Essentials of meteorology, Edited by C.Donald Ahrens