مباحث کلیدی درس هوا و اقلیم شناسی

مدرس: زهره ابراهیمی خوسفی

زمستان ۱۳۹۸

گرم شدن جو:

هنگامی که یک دسته تابش خورشید به سطح زمین در استوا یا مدار صفر درجه برخورد می کند زاویه تابش در سطح کوچکی توزیع می شود و باعث افزایش شدید دما در استوا می شود ، اگر همین دسته تابش به سطح زمین در قطب یا مدار ۹۰ درجه برخورد کند به دلیل انحنای سطح زمین در محدوده وسیع تری پخش می شود و در نتیجه میزان دریافت انرژی قطب ها از خورشید نسبت به استوا بسیار کمتر می باشد . در واقع این وضعیت باعث کاهش شدید دما در قطب و افزایش دما در استوا می شود . در نهایت اختلاف شدید دما بین استوا و قطب منجر به حرکات توده هوا بین مدارهای ۰ تا ۹۰ درجه می شود و در دمای بین ۰ تا ۳۸ درجه می باشد که زمین دریافت می کند بیشتر از مقدار تابشی است که از دست می دهد لذا بیلان انرژی در این محدوده مثبت است یعنی مقدار گرمای اضافی وجود خواهد داشت اما از مدار ۳۸ تا ۹۰ درجه بیلان انرژی منفی است یعنی مقدار انرژی دریافتی کمتر از مقدار انرژی است که زمین از دست می دهد در حالی که در مدار ۳۸ درجه تعادل حرارتی برقرار است یعنی میزان انرژی دریافتی و بازیافتی برابر است این عدم تعادل انرژی منجر به حرکات توده های هوا و جریان جوی می شود.

-بی نظمی در گرم شدن جو:

۱) انحنای سطح زمین ۲) اختلاف جنس سطح زمین (خشکی و دریا) ۳) اختلاف ترکیبات زمین

* نکته: جریان های دریایی در توزیع یکنواخت دما نقش دارند و مانع از به وجود آمدن حالات بی نهایت سرد یا بی نهایت گرم می شود به عنوان مثال جریان گلف استریم در شرق آمریکای شمالی و جریان کروشیو در ساحل شرقی آسیا ، مقدار بسیار زیادی از اب های گرم را از عرض های پایین به عرض های جغرافیایی بالا منتقل و در عوض جریان های دریایی سرد را از عرض های جغرافیایی بالا به عرض های جغرافیایی پایین منتقل می کند.

- دمای هوا:

دما سنج: ۱) دماسنج معمولی (جیوه)

۲) دماسنج حداکثر (ثبت حداکثر دمای روزانه)

۳) دما سنج حداقل (ثبت حداقل دمای روزانه ، الکل)

۴) دماسنج حداقل و حداکثر

۵) دما نگار(ثبت لحظه ای دما).

مایع داخل مخزن دماسنج های معمولی و حداکثر جیوه است و مایع داخل دماسنج های حداقل الکل است زیرا الکل نقطه انجماد پایینی دارد و در دمای معمولی منجمد نمی شود. دماسنج های حداقل به صورت افقی نصب می شوند و شاخصی در آن ها قرار دارد که به تغییرات دما حساسیت نشان می دهد و از روی آن می توان حداقل دما را سنجید.

دما سنج های حداقل و حداکثر U شکل هستند این دماسنج ها در شاخه سمت چپ دمای حداقل و شاخه سمت راست دمای حداکثر را نشان می دهند.

- محل نصب ادوات دماسنجی:

ادوات سنجش دما باید از تابش مستقیم نور خورشید در امان باشد زیرا در اندازه گیری دما ، هدف اندازه گیری دمای هوا است نه دمای پرتو خورشید. به همین دلیل دماسنج ها را داخل محفظه چوبی ، سفید و کرکره ای مانند قرار می دهند تا هم از تابش مستقیم نور خورشید در امان باشد و هم جریان هوا در داخل آن برقرار باشد در واقع این محفظه ها باید از تهویه خوبی برخوردار باشند تا بتوانند دمای هوا را به طور دقیق نشان دهند.

*نکته: برای اندازه گیری دما در سطح فوقانی جو از رادیو سوند استفاده می شود.

- مقیاس های اندازه گیری دما:

۱) درجه سلسیوس ۲) فارنهایت ۳) کلوین

$$F = \frac{9}{5} C + 32$$

تغییرات افقی دما:

اساسی ترین تأثیر دما در سطح زمین ایجاد و گرادیان دما بین یا در شیب دمایی بین استوا و قطب است. به دلیل اختلاف در زاویه تابش خورشید برای نشان دادن تغییرات افقی ایزوترم یا هم دما استفاده می شود.

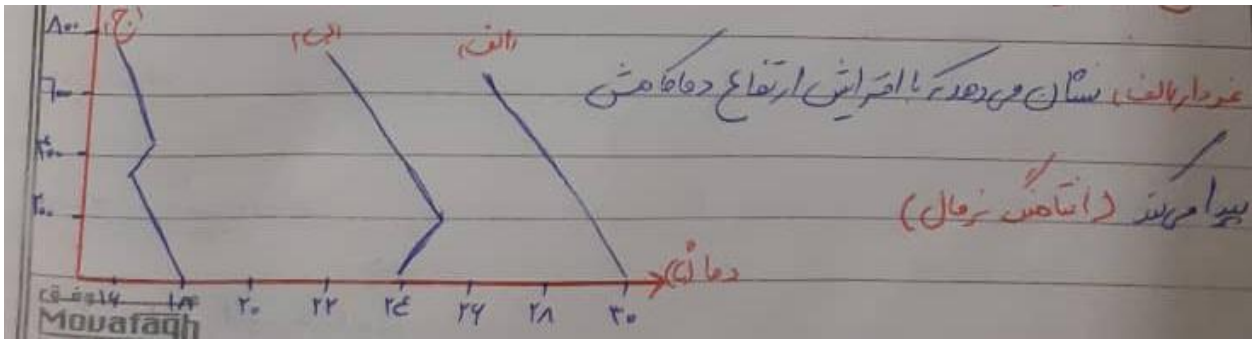
نکته: خطی که در بالاترین دمای سطح زمین را به هم متصل می کند ، استوا حرارتی نامیده می شود.

همگرایی و واگرایی:

واگرایی یعنی جریان هوا از یک نقطه به اطراف . بنابراین در جریان واگرایی صعود توده هوا اتفاق می افتد و چون از سطح زمین دور می شوند، دمای آن ها کاهش می یابد.

همگرایی یعنی جریان یافتن هوای اطراف به سمت یک نقطه . همگرایی منجر به فرونشینی توده هوا می شود و چون بر اثر فرونشینی یا نزول توده ها به سمت زمین حرکت می کند ، دمای آن افزایش می یابد.

Laps Rate یا افتاهنگ معمولی دما:



نمودار الف) نشان مید هد که با افزایش ارتفاع، دما کاهش می یابد. (افتاهنگ نرمال)

نمودار ب) نشان می دهد که در نزدیکی سطح زمین وارونگی دمایی رخ می دهد که با افزایش ارتفاع شاهد افزایش دما به صورت مستقیم و بعد از آن مشاهده می شود که با افزایش ارتفاع دما کاهش می یابد.

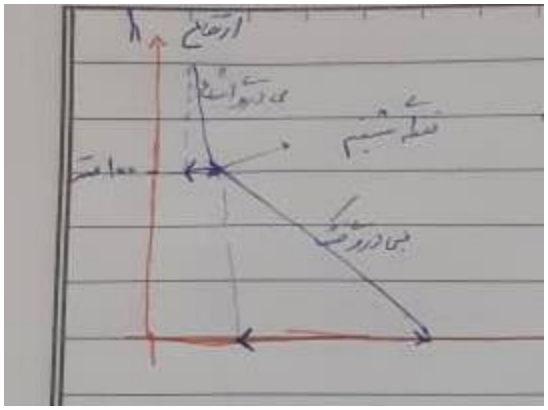
نمودار ج) نشان می دهد که با افزایش ارتفاع ، دما کاهش یافته و در ارتفاع معینی از سطح زمین (طبقات فوقانی) وارونگی دمایی رخ داده و بعد از آن مجددا افتاهنگ نرمال رخ داده است.

مقدمه:

رابطه بین گرما و انرژی مکانیکی مبتنی بر تعدادی از قوانین اساسی است که به آن قوانین ترمودینامیک می گویند. رفتار جو که ما آن را به یک موتور حرارتی بزرگ تشبیه می کنیم شدیدا در کنترل این قوانین است که به صورت تغییرات دما، فشار و چگالی و فشار بخار تجلی پیدا می کند در این فصل سعی بر آن است که ارتباط دما با تغییرات عمودی دما در کنار وضعیت پایدار و ناپایدار جو بررسی شود. در فصل شوم گفته شد که افتاهنگ بی درو و در هوای خشک به ازای هر ۱۰۰ متر ۱۰ درجه سانتی گراد است . منظور از هوای خشک هوایی است که رطوبت نسبی آن کمتر از ۱۰۰ درصد باشد. فرض کنید که یک توده هوای اشباع به صورت عمودی حرکت کند با صعود هوای مرطوب، ابتدا انبساط آن باعث سرد شدن توده هوا به صورت بی درو (۱۰ درجه سانتی گراد در کیلومتر) می گردد اما با ادامه حرکت عمودی توده هوای اشباع و رسیدن به دماهای بسیار پایین ، میعان اتفاق می افتد در اثر متراکم شدن یا میعان مقداری انرژی یا گرما توسط مولکول ها آزاد می شود . در واقع تراکم یک فرایند گرمازا است . معمولا مقدار گرمای آزاد شده به حدی است که باعث افزایش دما توده هوا به اندازه ۴ درجه سانتی گراد می گردد بنابراین در نهایت افتاهنگ در دمای اشباع برابر با ۶ درجه سانتی گراد در هر کیلومتر می شود، به این افتاهنگ ، افتاهنگ بی درو اشباع یا مجازی گفته می شود که مقدار آن شدیدا متغیر است مثلا در قسمت های فوقانی ترپوسفر مقدار بخار آب به قدری کم است که گرمای نهان ازاد شده تقریبا صفر است . در عرض های جغرافیایی مانند قطب نیز شرایط به همین صورت است یعنی گرمای نهان آزاد شده صفر است بنابراین افتاهنگ بی درو و اشباع برابر با ۱۰ درجه سانتی گراد است.

تعادل پایدار و ناپایدار:

این نمودار نشان می دهد که توده هوا در ابتدا به صورت بی دروی خشک دچار کاهش دما شده است و پس از رسیدن به نقطه شبنم و آزاد شدن گرمای نهان ویژه به صورت بی درو دمای اشباع و افتاهنگ کمتر به حرکت خود ادامه داده است.



تعادل پایدار

زمانی که توده هوا به یک مانع برخورد کند مجبور به صعود از کوه می شود اگر این توده هوا در یک ارتفاع خاص به حدی سنگین شود که نتواند به حرکت خود ادامه دهد از سمت دیگر کوه به پایین نزول می کند تا به حالت اولی برگردد به این نوع تعادل ، تعادل پایدار گفته می شود .حال دیگر پایداری زمانی اتفاق می افتد که دماهای توده های هوا و محیط در یک ارتفاع خاص برابر با یکدیگر شود.

مثال : چنانچه دمای محیط ۳۰ درجه سانتی گراد و دمای توده هوا ۳۵ درجه سانتی گراد باشد با فرض افتاهنگ توده هوا معادل ۹ درجه سانتی گراد در ارتفاع ۱ کیلومتر وضعیت توده هوا پایدار است یا ناپایدار؟

حل:

توده هوا : 35-9=26

محیط : 30-6.5=23.5

چون دمای محیط از توده هوا کمتر است و چون گرمتر است می تواند به حرکت خود ادامه دهد پس ناپایدار است.

مثال: دمای اولیه یک توده هوا ۳۵ درجه و دمای هوا ۲۵ درجه است چنانچه افتاهنگ نرمال و بی درو به ترتیب برابر با ۵ و ۱۰ درجه سانتی گراد باشد مطلوب است محاسبه ارتفاعی که در آن توده هوا به حالت پایدار می رسد؟

علل صعود توده هوا:

۱) برخورد با یک مانع مانند کوه

۲) اختلاف دمایی که در آن دمای محیط کمتر از توده هوا باشد

*هر زمان افتاهنگ نرمال کمتر از افتاهنگ بی درو باشد تعادل پایدار برقرار می شود و بالعکس.

هر زمان افتاهنگ نرمال بیش تر از بی درو باشد تعادل ناپایدار ایجاد می شود.

مثال:

چنانچه توده هوا در سطح زمین ۵ درجه سانتی گراد و دمای محیط ۱ درجه سانتی گراد باشد با فرض اینکه مقدار افتاهنگ نرمال ۶,۵ و افتاهنگ بی درو ۶ درجه سانتی گراد باشد الف) ارتفاعی که در آن توده هوا به حالت پایدار می رسد را محاسبه کنید.

مثال: چنانچه دمای توده هوا در سطح دریا ۴۵ درجه سانتی گراد و دمای سطح دریا ۳۵ درجه سانتی گراد باشد با فرض این که میزان افتاهنگ بی درو ۲ درجه در ۱۰۰ متر باشد وضعیت تعادل یا عدم تعادل توده را در ارتفاعات ۱۵۰۰ ، ۲۵۰۰ و ۳۷۵۰ متر بررسی کنید.

مقدمه :

ماهیت و مقدار بخار آب (ET) : آب که یکی از اجزای بسیار مهم زمین است معمولا به سه صورت مایع، جامد و گاز در محیط وجود دارد که علت اصلی آن این است که دامنه تغییرات دمای مورد نیاز برای تغییر حالت آب در سطح زمین مهیا است لذا بر خلاف بعضی اجسام دیگر هر سه حالت فوق را در جو می تواند داشته باشد. گرچه بخار آب فقط ۴ ٪ حجم گازهای جو را تشکیل می دهد اما نقش بسیار مهمی در بیلان گرمای پدیده های مختلف جو زمین دارد. فرایند کاملی که مقدار بخار آب را ثابت نگه می دارد چرخه آب یا سیکلوهیدرولوژی است. منابع اصلی تأمین رطوبت جو ، دریاها، اقیانوس ها،سطح گیاهان و خاک های مرطوب می باشد با افزایش دمای هوا ، آب از سطح زمین تبخیر شده و به هوا می رود زمانی که در ارتفاعات دمای هوا به حداقل مقدار خود برسد ذرات بخار آب متراکم می شوند و به شکل قطرات برف یا باران به سطح زمین بر می گردد که به این چرخه ، سیکلو هیدرولوژی می گویند.

عوامل مؤثر بر تبخیر:

۱) دما (هرچه دما بیشتر باشد تبخیر بیشتر است)

۲) سرعت باد (رابطه مستقیم با تبخیر آب، زیرا با وزش باد بخار اب اطراف یک سطح مانند سطح گیاه به راحتی جا به جا می شود و در منیجه فضای اطراف سطح مورد نظر خالی از بخار آب می شود و ظرفیت جو برای پذیرش بخار آب افزایش پیدا می کند در نتیجه مجددا مقدار تبخیر افزایش می یابد)

۳) درجه اشباع یا غیر اشباع بودن محیط (هرچه مقدار رطوبت موجود در جو بیشتر باشد ظرفیت پذیرش بخار اب کمتر است و در نتیجه تبخیر و تعرق کمتر است)

۴) سطح تبخیر (هرچه سطح تبخیر بیشتر باشد میزان تبخیر نیز بیشتر است).

توزیع بخار آب:

توزیع بخار آب مستقیما بستگی به توزیع دمای هوا دارد به همین دلیل مقدار بخار آب موجود در جو استوا به مراتب بیشتر از قطبین است یکی دیگر از عوامل مؤثر بر توزیع بخار آب در جو دوری یا نزدیکی به سطح دریاها و اقیانوس ها است به عبارت دیگر توزیع افقی رطوبت به جنس زمین و وضعیت جو و هوای روی آن بستگی دارد به همین دلیل هوای روی دریاها و اقیانوس ها معمولا تا ۸۰ ٪ رطوبت را می تواند در خود جای دهد در حالی که هوای روی قاره ها و خشکی ها فقط تا ۲۰ ٪ رطوبت را می تواند جای دهد به طور کلی گرچه بخار آب بسیار سبک تر از هوا است اما چون دمای هوا در نزدیکی سطح زمین و اقیانوس ها بیشتر است بنابراین بخار آب در سطوح پایین و نزدیک سطح دریا متراکم تر می باشد. با افزایش ارتفاع از سطح زمین دمای هوا کاهش می یابد ظرفیت پذیرش رطوبت کاهش می یابد و در قسمت های فوقانی ترپوسفر مقدار بخار آب به حداقل می رسد.

رطوبت و اندازه گیری آن:

حداکثر مقدار رطوبتی که می تواند در هوا وجود داشته باشد را ظرفیت هوا برای پذیرش فاز آب می گوییم.

رطوبت نسبی:

$$RH=\frac{A}{B}\times 100$$

زمانی که رطوبت نسبی به ۱۰۰٪ برسد می گوییم هوا اشباع شده است.

روش های اشباع شدن توده هوا:

۱) صعود و انبساط توده هوا به صورت بی درو

۲) برخورد توده هوای گرم و سرد

۳) برخورد با یک سطح سرد

۴) تابش مستقیم از یک سمت هوا که منجر به صعود هوا شود

۵) افزایش رطوبت هوا (در اثر تبخیر و یا مخلوط شدن یک توده هوای مرطوب با یک توده هوای رطوبت کمتر اتفاق می افتد).

در واقع این روش ها باعث می شوند که توده هوا زودتر سرد شود و به نقطه اشباع نزدیک شود .

دمای شبنم: دمایی که در آن اشباع شدن رخ دهد.

رطوبت مطلق : وزن بخار آب در حجم معینی از هوا (gr/m3) است که وابسته به مقدار انبساط و اتقباض توده هوا است و پارامتر معتبری برای بیان رطوبت نیست زیرا حجم هوا به دلیل انقباض و انبساط توده هوا متغیر است این در حالی است که وزن بخار آب ثابت است.

مثال : چنانچه 10gr بخار آب در 1m3 حجم هوا وجود داشته باشد مقدار رطوبت مطلق برابر است با 10gr/m3 این در حای است که اگر همین توده هوا منبسط شود و حجم آن دو برابر شود مقدار رطوبت مطلق برابر است با 10gr/2m3=5gr/m3 بنابراین مشاهده می شود مقدار رطوبت مطلق نسبت به حالت اول ۵۰ ٪ کاهش یافته است لذا بهتر است به جای رطوبت مطلق از رطوبت ویژه استفاده شود.

رطوبت ویژه: وزن بخار اب موجود در هوا به وزن توده های مرطوب ، به همین دلیل ثبات پذیری بیشتری نسبت به رطوبت مطلق دارد.

نسبت اختلاط: وزن بخار آب (gr) به وزن توده هوای خشک (kg).

فشار جزیی بخار آب: تمایل ذرات برای جدا شدن از یک سطح مرطوب که با e نشان داده می شود . فشار جزیی بخار آب بستگی به قطر ذرات آب دارد.

RH=$\frac{e}{E}$ (E فشار بخار اشباع) , (eفشار جزیی بخار آب)

رطوبت مطلق= $\frac{217e}{T}$

فشار جزیی بخار آب= $\frac{RH \times E}{100}$

رطوبت ویژه= $\frac{623e}{P}$ (P فشار هوا)

نسبت اختلاط= $\frac{623e}{P} - e$

ادوات اندازه گیری رطوبت :

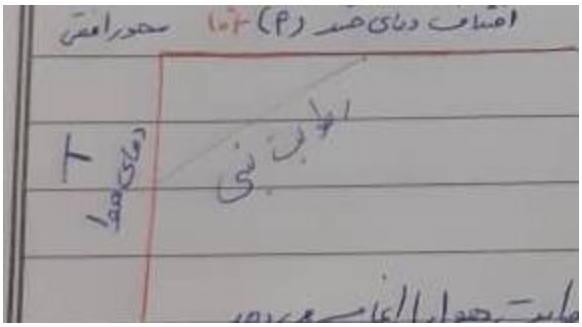
اندازه گیری رطوبت هوا را رطوبت سنجی یا هایگرومتری می نامیم و ادواتی که به این منظور به کار می رود را هایگرومتر یا رطوبت سنج نامیده می شود.

* انواع هایگرومتر: ۱) هایگرومتر دمایی که مجهز به دماسنج تر و خشک است که با محاسبه اختلاف دمای خشک و تر و مراجعه به جداول مرتبط با در نظر گرفتن دمای هوا، رطوبت نسبی بر حسب درصد به دست می آید در جداول مربوط به رطوبت نسبی هوا محور افقی اختلاف دمای تر و خشک را بر حسب درجه فارنهایت نشان می دهد و محور عمودی دمای هوا را نشان می دهد با تلاقی عددهای مربوط به این دو پارامتر مقادیر رطوبت نسبی که در جدول ذکر شده است به دست می آید

۲) رطوبت نگار (ثبت مداوم رطوبت هوا را انجام می دهد جسم حساس در این دستگاه چند تار موی معمولی است که با تغییر دما و رطوبت نسبی آن، طول آن کم و زیاد می شود و به وسیله اهرم متصل به آن مقادیر مربوطه ثبت می شوند).

* مثال: اگر دمای هوا ۴۰ درجه فارنهایت باشد و دمای خشک ۶۵ درجه فارنهایت و دمای مرطوب۵۵ درجه فارنهایت باشد مطلوب است محاسبه رطوبت نسبی؟

$T_{خشک} - T_{تر} = 65-55=10$



فرم های معمولی رطوبت هوا:

۱) شبنم ۲) برفک ۳) مه ۴) برف ۵) برفابه ۶)تگرگ

شبنم : رطوبتی است که به جای اینکه روی هسته های موجود در هوا متراکم شود بر روی سطح اشیا متراکم می شود.

برفک: وقتی تشکیل می شود که تراکم در نقطه ای با دمای کمتر از نقطه انجماد صورت گیرد در حالی که شبنم زمانی تشکیل می شود که تراکم در نقطه بالاتر از نقطه انجماد صورت گیرد.

برفابه: همان باران یخ زده است و زمانی تشکیل می شود که قطره های باران در هنگام ریزش با لایه ای از هوا برخورد کند که دمای آن در حد انجماد است.

تگرگ: محصول حرکت همرفت شدید هوا است که در یک طوفان تندری یافت می شود و در این گونه طوفان ها هوای عمودی قطره های آب را می چرخاند و به بالا و پایین سطح انجماد می برد زمانی که به برش عرضی یک تگرگ نگاه می کنیم یک سری پوسته های هم مرکز مشاهده می کنیم که به دلیل عبور از بالا و پایین سطح انجماد شکل گرفته اند.

فرایند بارش:

هرگونه رطوبت متراکمی که به سطح زمین می رسد بارش نام میگیرد که بر حسب mm است.

*** عوامل مؤثر بر قطر قطرات باران:**

۱) اندازه ذرات معلق (هسته های متراکم)

۲) برخورد با یکدیگر

یکی از مشکلات اساسی در سال های اخیر کمبود نزولات جوی است که بشر برای آن چاره ای اندیشیده که از جمله آن می توان به بارور کردن ابرها اشاره نمود.

بارور کردن ابرها توسط یخ خشک انجام می شود .

* انواع مختلف اندازه گیری بارش : ۱) باران سنج ۲) باران نگار

باران سنج ها روی یک سرپا و یا یک پایه به طور عمودی قرار داده می شوند سطح مقطع قیف باران سنج استوانه ای شکل است و قیفی که روی آن قرار دارد دارای سطح مقطع به اندازه ده برابر سطح مقطع استوانه است و در داخل آن خط کش مندرجی قرار داده شده که پس از بارندگی ارتفاع خیس شده خط کش اندازه

گیری می شود و در نهایت هر 10cm ارتفاع اندازه گیری شده توسط خط کش معادل 1mm بارندگی واقعی است ، با توجه به این که ارتفاع باران سنج ها 500cm است می توان گفت که باران سنج ها قادرند تا 5cm باران واقعی را اندازه گیری کنند.

* باران نگار: ادواتی هستند که حساسیت زیادی به وزن قطرات باران دارند و بر اساس آن می توانند مقدار بارندگی را ثبت کنند . ثبت بارندگی توسط باران نگارها دقیق تر از باران سنج ها است.

*** اندازه گیری ارتفاع برف یا آب معادل برف:**

۱) مقدار برف انباشته شده در یک لوله دو سر باز را ذوب می کنند سپس در لوله باران سنج می ریزند تا ارتفاع آب معادل برف را حساب کنند به طور کلی نسبت برف به آب ۱۰ به یک است یعنی هر 10cm برف معادل با 1cm بارندگی است.

۲) افزودن مقداری آب داغ به حجم معینی از برف است . پس از دوب شدن برف از معادله زیر آب معادل برف به دست می آید:

مقدار آب اضافه شده – مقدار آب حاصله

تجمع بخار آب در سطح زمین را مه و در ارتفاع بالا ابر می نامند.

با توجه به شرایط موجود عوامل مؤثر بر تشکیل مه عبارتند از :

۱) تابشی ۲) فرارفتی ۳) جبهه ای ۴) مه فراشیبی

مه تابشی: در شب های سرد و ارام ، هوای مجاور آن به سرعت سرد می شود در این شرایط تراکم بخار آب بر روی ذرات کوچکی که در نزدیکی سطح زمین قرار دارد منجر به تشکیل مه می شود که به آن مه تابشی

می گویند در واقع سرد شدن هوا از طریق تابش صورت می گیرد که به آن مه تابشی می گویند . غلظت مه در نقاط گودتر بیشتر از مناطق دیگر است چون نقاط گود تر هوا سرد و سنگین است.

مه فرارفتی : همرفت یعنی انتقال عمودی هوا که در آن هوای گرم به سمت بالا صعود می کند و هوای سرد به سمت پایین. اما انتقال افقی توده های هوا را فرارفت می گوییم چنانچه حرکت توده های گرم و سرد به سمت یکدیگر منجر به تشکیل مه شود به آن مه فرارفت می گوییم.

در واقع به صورت اساسی دو فرایند مؤثر است:

۱) زمانی که هوای سرد یک سطح خشک به سمت هوای گرم روی یک سطح آبی مثل سطح اقیانوس ها برخورد کند روی سطح اقیانوس ها مه فرارفت تشکیل می شود.

۲) وقتی که هوای گرم و مرطوب به سمت یک سطح سرد حرکت کند به دلیل کاهش سریع دمای هوا مه تشکیل می شود.

مه جبهه ای: زمانی که توده هوای گرم به یک سطح شیب دار سرد برخورد کند در محل تلاقی هوای گرم و سرد، مه و باران نشکیل می شود که به آن مه جبهه ای می گویند.

مه فراشیبی: این نوع مه زمانی تشکیل می شود که هوای نسبتا مرطوب بر روی یک دشت به سمت بالا صعود کند در مسیر این حرکت سرد شدن بی درو سبب کاهش دما می شود و در نهایت ممکن است هوا به نقطه شبنم برسد و مه وسیعی نشکیل شود که به آن مه فراشیب گفته می شود . این نوع مه در دشت های کشاورزی معمول است.

مقدار ابرناکی (درجه ابرناکی): برای بیان ابرناکی از مقیاس های 0.1 یا $\frac{1}{8}$ استفاده می شود به مقیاس $\frac{1}{8}$ اکتا گفته می شود بر اساس مقدار ابرناکی وضعیت آسمان از نظر ابرناکی مشخص می شود:

۱) اگر مقدار ابرناکی از 0.1 کمتر باشد آسمان صاف است.

۲) اگر بین$\frac{5}{10}$ تا $\frac{1}{10}$ باشد پراکنده یا نیمه ابری

۳) اگر بین $\frac{9}{10}$ تا $\frac{6}{10}$ ا بری

۴) اگر بیش تر از $\frac{9}{10}$ باشد ابری کامل.

سقف ابر: یکی از پارامترهای مهم در هواشناسی است که به معنی ارتفاعی است که در آن پوشش ابری بیش تر ۰,۶ باشد. برای اندازه گیری سقف ابر از بالون هواشناسی و اندازه گیری سقف ابر در شیب استفاده می شود. برای تعیین سقف ابر ، بالون ها را با سرعت 120m/D (متر بر دقیقه) به هوا پرتاب می کنند تا مدت زمان بین پرتاب تا زمانی که بالون به ابر برسد را برحسب دقیقه محاسبه و در ۱۲۰ متر ضرب می شود تا ارتفاع سقف ابر مشخص شود.

شکل های اساسی ابر: ۱) سیروس ۲) کومولوس ۳) استراتوس

ابرهای سفید نازک به شکل پرهای کشیده را **سیروس** می گویند.

ابرهایی که قسمت پایین آن ها صاف و قسمت بالای آن ها گنبدی شکل است ابر **کومولوس** گویند که این ابرها به صورت توده های مجزا از یکدیگر قرار دارند و شکل کلی آن ها به شکل گل کلم است.

ابرهای ورقه ای یا لایه ای که تمام یا بخش وسیعی از اسمان را می پوشانند را **استراتوس** می گویند که این ابرها به صورت مجموعه ای پیوسته هستند نه مجزا.

نکته: چنانچه ابرها ضخیم تر و پایین تر از حد معمول خود قرار گیرند احتمال باران زایی در آن ها بیشتر است و پسوند نیمبوس به آن ها اضافه می شوند مانند کومولونیمبوس.

چگونگی تشکیل ابر: ۱) تغییرات دما و رطوبت ۲) صعود هوا به ارتفاعی که در آن هوا خنک می شود.

دلیل ایجاد ابر: تقریبا تمامی ابرها محصول تغییرات دما و رطوبت در هوای صعودکننده ای هستند که به صورت بی درو خنک می شود اینکه چگونه ابر تشکیل می شود بستگی به روش صعود هوا، ارتفاعی که در آن هوا خنک می شود و به نقطه اشباع می رسد ، دارد.

دلایل عمده ایجاد ابر عبارتند از:

- گرم شدن موضعی یا همرفت مستقیم
- اثر پستی بلندی زمین
- اثرات جبهه ها با زبانه های هوای سرد
- همگرایی

توفان های تندری:

یکی از جلوه های خشن طبیعت هستند که نه تنها برای قایق ها و هواپیماها بلکه برای همه ساکنان زمین خطرناکند از ویژگی های مهم این طوفان، طوفان شدید تگرگ، رعد و برق و رگبار شدید است که حاصل همرفت شدید در سلول های توده هوا است. نتیجه این پدیده تشکیل ابر کومولوس است که به سرعت صعود می کند و به ابر کومولونیمبوس تبدیل می شود .

به طور کلی گرچه توسعه یک طوفان تندری فرایندی مداوم و پیوسته است اما تشکیل آن شامل سه مرحله است: ۱) مرحله کومولوسی شدن ۲) تکامل پیدا کردن ۳) پراکنده شدن.

مرحله کومولوسی شدن با صعود هوا در تمامی سطح سلول شروع می شود تا این که سرعت صعود آن به ۱۶ متر در ثانیه می رسد و هنگامی که دمای هوای صعودی به نقطه انجماد برسد ابرهای کومولوسی که حاوی ذرات یخ و قطرات آب می باشند تشکیل می شود این مرحله ۱۵ دقیقه طول می کشد تا این مدت ابر تا ارتفاع ۹۰۰۰ متری از سطح زمین صعود می کند پس از آن که قطره های اب داخل ابر آنقد بزرگ شدند که نتوانستند همراه ابر صعود کنند شروع به باریدن می کنند که این آغاز مرحله تکامل می باشد در این مرحله در اثر نیروی جاذبه زمین آب و ذرات یخ به سطح زمین کشیده می شوند و هنگامی که هوای نزول کننده به سطح زمین می رسد به طور افقی پراکنده می شود و حرکات شدیدی را به راه می اندازد که به آن توفان تندری گفته می شود.

رژیم های فشار و باد در زمین

فشار جو نیز دارای تغییرات افقی، عمودی و دوره ای است با توجه به اینکه با افزایش ارتفاع از میزان تراکم گازها کاسته می شود بنابراین با افزایش ارتفاع از میزان چگالی و فشار هوا کاسته می شود به طوری که به ازای هر ۹۰۰ فوت یا ۲۴۷ متر فشار هوا در یک نقطه به $\frac{29}{30}$ مقدار قبلی خود می رسد به عنوان مثال اگر فشار هوا در سطح زمین 30atm باشد در ارتفاع ۲۴۷ متری از سطح زمین فشار هوا معادل 29atm می باشد.

رابطه فشار : $P=\rho gh$

تغییرات افقی فشار:

علت اصلی تغییرات افقی فشار ، اختلاف دمای سطح زمین است. الگوهای تغییرات فشار در زمین دو نوع است:۱) موقعیتشان ثابت است ۲) موقعیت با گذر زمان تغییر می کند.

به طور کلی تغییرات افقی تحت تأثیر اختلاف دمای سطح زمین و جریان باد است.

تغییرات دوره ای فشار: تغییرات دوره ای فشار در مقیاس روزانه دارای دو زمان حداقل و حداکثر است . حداکثر فشار هوا در ساعت ۱۰ صبح و ۱۰ شب و حداقل فشار هوا در ۴ صبح و ۴ عصر رخ می دهد.

عوامل مؤثر در وضعیت توزیع فشار:

۱) ناهمگن بودن سطح زمین

۲) اختلاف دمای هوا در نقاط مختلف

۳) وجود کمربندهای پرفشار و کم فشار.

انواع کمربندهای فشار زمین:

۱) کمربند کم فشار استوایی (آرامگان)

۲) کمربند پرفشار جنب حاره ای (عرض های اسبی)

۳) کمربند کم فشار زیر قطبی

۴) کمربند پرفشار قطبی.

به دلی بالابودن میانگین دما در منطقه استوا یک کمربند کم فشار دور تا دور کره زمین را در بر می گیرد در اواخر بعد از ظهر که دما به حداقل می رسد به علت همرفت شدید هوا و سرد شدن بی درو ، رگبارهای شدید رخ می دهد به همین دلیل مناطق استوایی گرم و مرطوب هستند.

در مدار های ۳۰ درجه شمالی و جنوبی کمربندهای پرفشار جنب حاره ای قرار دارند در این مناطق هوا به صورت بی درو ترول می کند و گرم می شود بنابراین عامل گسترش هوایی با رطوبت کم و آسمانی صاف هستند نهایتا این شرایط منجر به توسعه خشکی در این عرض های جغرافیایی می شود آنچه مهم است این است که شرایط آب و هوایی در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی و جنوبی یکسان نیست زیرا وسعت خشکی ها در نیم کره شمالی بیشتر از نیم کره جنوبی است در واقع ماهیت خشکی این است که زود گرم می شود و زود گرما را از دست می دهد در حالی که ماهیت اقیانوس ها این است که دیر گرم شده و دیر گرما را از دست می دهند به همین دلیل شرایط آب و هوایی در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه جنوبی یکنواخت تر از ۳۰ درجه جنوبی است.

در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه گسترش دریا و اقیانوس ها بیشتر از خشکی هاست در این منطقه تغییرات سالانه ی شدیدی در توزیع فشار دیده می شود به طوری که ماه ژانویه (دی) برروی خشکی ها توده های

پرفشار حاکم می شوند در حالی که در این زمان توده های کم فشار هم چنان بر روی اقیانوس های اطلس شمالی و آرام شمالی حاکم هستند و به ترتیب کم فشار ایسلند و کم فشار آلئوت را تشکیل می دهند.

در قطبین شمال و جنوب میانگین فشار بالا است به همین دلیل این مناطق را کلاهک پر فشار قطبی می نامند.

سیستم بادهای سیاره ای:

بین مدار استوا و جنب حاره ای در یک جریان افقی به سمت استوا غالب است.

۱. **بادهای تجارتی (منظم و با قاعده) :** در واقع این بادها از عرضهای اسبی یا جنب حاره ای به سمت استوا می وزند اما به دلیل مسیر انحرافی کوریولیس در هر دو نیم کره شمالی و جنوبی بارها از مسیر اصلی خود منحرف می شوند به طوری که جهت آن ها در نیمکره شمالی از شرق به جنوب غرب و در نیم کره جنوبی از جنوب غرب به شمال شرق است لذا به دلیل همگرایی بادها در مدار استوا این منطقه به عنوان منطه تراکم در میان حاره ای شناخته می شود سرعت این بادها ۱۵-۱۰ یا ۷,۵—۵ نات است.

دومین دسته از بادها در سیستم سیاره ای زمین بادهای غالب غربی هستند : بین مدار ۳۰ و ۶۰ درجه بادهای غالب غربی حاکم هستند که جهت آن ها در نیم کره شمالی از جنوب غرب به شمال شرق و در نیم کره جنوبی از شمال غرب به جنوب شرق است و میزان انحراف بادها در نیم کره جنوبی کمتر از نیم کره شمالی است اما دلیل شرایط یکنواخت حاکم بر روی این نیمکره گرادیان فشار ایجاد شده قوی تر است بادهای غالب غربی قدرت و تداوم بیشتری پیدا می کنند که اصطلاحا به آن ها بادهای غرشی پنجاه یا شصت روزه گفته می شود.

۲. **بادهای موسمی (فصلی)** :

معکوس شدن گرادیان فشار. علت اصلی به وجود آمدن بادهای موسمی معکوس شدن گرادیان فشار است مشهورترین باد موسمی ، باد موسمی مصر است که در جنوب غربی آسیا واقع شده است در این منطقه سیستم های پرفشاری در فصل زمستان در منطقه حاکم می شود که باعث وزش بادهایی با جهت شمال شرقی می شود بارزترین ویژگی این بادها سرد و خشک بودن آن ها است این در حالی است که در تابستان حاکم شدن سیستم کم فشار وزیدن بادهایی با جهت جنوب غربی می شود که این بادها از روی آب های آزاد گرم و مرطوب هستند.

سیستم های مختلف باد:

۱) چرخنده ها(سیلکون) ۲) واچرخنده ها (انتی سیلکون)

چرخنده : منطقه کم فشار و مدور در نیم کره شمالی و جنوبی هستند که جهت حرکت آن ها در نیم کره شمالی خلاف جهت حرکت عقربه های ساعت و در نیم کره جنوبی در جهت حرکت عقربه های ساعت می چرخد مهمترین ویژگی چرخنده ها این است که از مرکز به بیرون میزان فشار آنها کاسته می شود بنابراین بیشترین فشار دراطراف چرخنده حاکم است.

واچرخنده: مناطق پرفشار و نامنظمی هستند که در نیمکره شمالی هم جهت با عقربه های ساعت و در نیمکره جنوبی خلاف جهت عقربه های ساعت می چرخند مهم ترین ویژگی واچرخندها این است که بیشترین فشار در مرکز و کمترین فشار در اطراف وارد می شود.