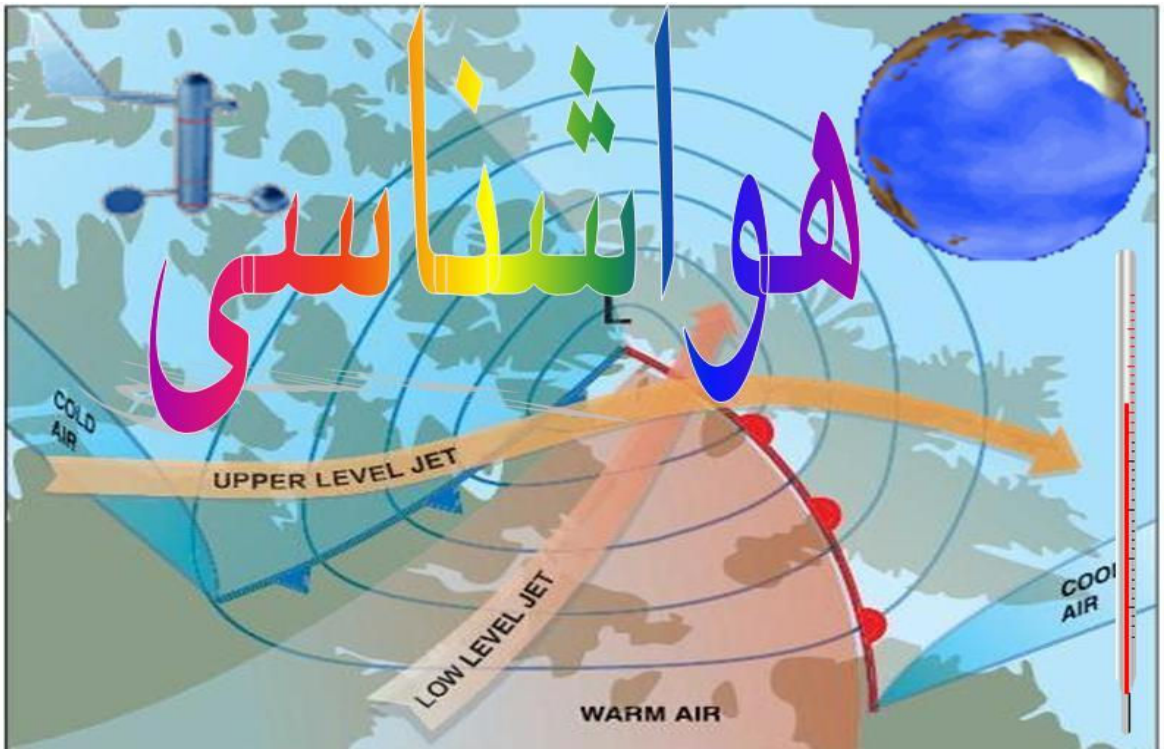


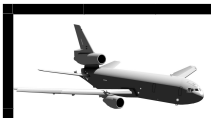
(((با تاکید بر هواشناسی هوانوردی)))

ترجمه و تالیف: محمدرضا بابائی

IRANBOOKLET

مرجع آزمون های شبیه سازی شده هوانوردی

مطالعه کر گرامی فایل پیش رو از وب سایت ایران بوکلت دانلود شده است.
ایران بوکلت مدرن ترین و اقتصادی ترین سامانه شبیه سازی آزمون برای تمامی رشته های هوانوردی اعم از خلبانی ، دیسپچری ، مهمانداری ، تعمیر و نگهداری هواپیما می باشد.
از شما دعوت میکنیم حتما از سامانه ما به نشانی IranBooklet.ir بازدید فرمایید



بِسمِ اللهِ الرّحمنِ الرّحِيم

وَالذّارِياتِ ذَرواً O فَالحامِلاتِ وِقراً O فَالجارِياتِ يُسراًO

فَالمُقَسِماتِ اَمراً O اِنّما تُوعَدُونَ لَصادِقٌ O وَ اِنّ الدّينَ لَواقِعٌ O

بنام خداوند بخشنده مهربان

سوگند به بادهایی که ذرات را می پراکنند،نیکو پاشیدنیO و سوگند به ابرهایی که بار سنگین(باران)را حمل می کنند O وسوگند به کشتی هایی که براحتی حرکت می کنندO وسوگند به(فرشتگان)تقسیم کننده کارO که آنچه به شما وعده داده شده است راست استO و محققا روز جزا واقع می شودO

سوره مبارکه ذاریات آیات ۱ تا ٦

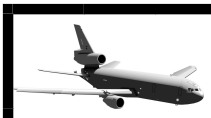
بِسمِ اللهِ الرّحمنِ الرّحِيم

اَللّهُ الّذی يُرسِلُ الرِّياحَ فَتُثيرَ سَحاباً فَيَبسُطُهُ فِی السّماءِ كَيفَ يَشاءُ وَ يَجعَلُهُ كِسَفاً فَتَرَی الوَدقَ يَخرُجُ مِن خِلالِه فَاِذا اَصابَ بِه مَن يَشاءُ مِن عِبادِه اِذاهُم يَستَبشِرون.

بنام خداوند بخشنده مهربان

خدا آن کسی است که بادها را می فرستد تا ابرها را به حرکت درآورند؛پس هرگونه که مشیتش تعلق بگیرد آنها را در آسمان می گستراند و باز متفرق(و متراکم برای باران)می کند؛آنگاه باران را می بینی که قطره قطره از درونش بیرون بریزد تا به (کشتزارها و صحرای)هر کس از بندگانی که بخواهد فرو بارد و در یک لحظه آن قوم شادمان گردند.

آیه ٤٨ سوره مبارکه روم



بنام خداوند رنگین کمان

خداوند بخشنده مهربان

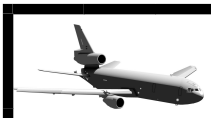
خداوند باران نقل وتگرگ

خداوند بادوتیشهای برگ

نفسهای باد

آفتاب آمد دلیل آفتاب گردلیلت باید،از وی رو متاب

آسمان سبد بزرگی است که هر روز صبح سیب بزرگ خورشید را به ما می بخشد. چگونه می توان این محبت را جبران نمود؟ حیف است اگر بگوئیم سهم ما از باران تنها تماشای قطره هاست. باید باران شد و در تشنگی های دشت بارید.



تقدیم به:

- ۴۸۰۰۰ هزار لاله سرخ و سرافراز ارتش جمهوری اسلامی ایران

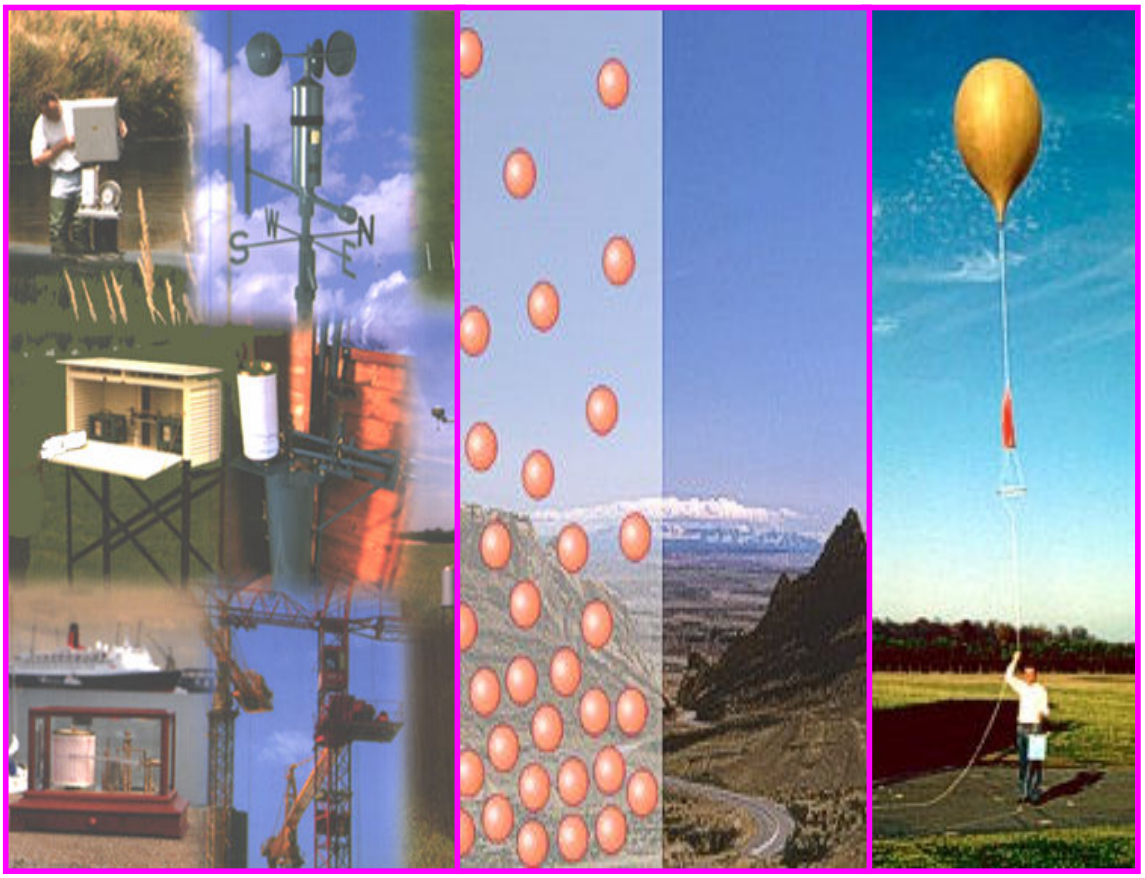
- روح پر فتوح مردان آهنین جبهه های دفاع مقدس

- دلاور مردان سرو قامتی که سوار بر توسن عزم و اراده تا مقصد سرخ شهادت و شب زدگان مانده در راه را صلای سپیده سر می دهند و در ارتش حزب الله به ایثار فی سبیل الله ندای هل من ناصر ینصرنی حسین زمان خویش را لبیک گفته و دین خود را به اسلام عزیز،نظام مقدس جمهوری اسلامی و فرمانبرداری از مقام عظمای ولایت و فرماندهی عظیم الشان کل قوا ادا می نمایند.

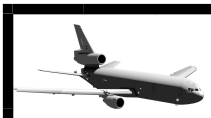
- و لشگریان مخلص امام عصر (سلام ا...علیه)

پیشگفتار:

هواشناسی در حال حاضر نقش بسیار مهمی را در زندگی بشر ایفا میکند بطوریکه اجرای اهداف عملی اقتصادی و صنعتی و کشاورزی تا حد زیادی به این امر وابسته می باشد. برای مثال برنامه ریزیهای مربوط به امورپرواز ومسائلی در زمینه های تاسیس کارخانجات،سدها،فرودگاهها،کاشت،داشت،برداشت،آفات،آبیاری و بسیاری مسائل دیگر بدون شناخت تاثیر و کنترل ماهیت اقلیمی و عناصر اتمسفری، توفیق چندانی نخواهد داشت.رابطه میزان قند حاصل از انگور و چغندر با آفتاب تابستانی ،اهمیت باران بهاری در بخوشه نشستن



غلات،میزان رطوبت لازم برای تضمین کیفیت برگ توتون،نقش رطوبت در انتشار زنگ(نوعی خاص از آفت) و دیگر آفات گیاهی و سرانجام ، سرمای لازم زمستانی برای بذر سیب زمینی، نمونه هایی از تاثیر های مستقیم وبسیارزیاد عناصر جوی در محصولات کشاورزی است.در بیشتر موارد،برداشت ناکافی محصول زراعی نتیجه حفظ نکردن و ناتوانی در ایجاد شرایط متعادل اتمسفری است. جو و تغییرات جوی همواره مد نظر انسان بوده و امروزه در بسیاری از موارد، مقدمه و لازمه استفاده از فن آوریهای گوناگون، آگاهی از اوضاع جوی است. تقریبا در ۱۱۲ آیه از قرآن کریم نیز به نوعی به عوامل جوی اشاره شده است. همچنین پیامبر گرامی اسلام



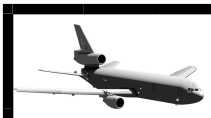
حضرت محمد(ص) میفرماید العلم علمان – علم الابدان و علم الادیان که هواشناسی جزء علم الادیان میباشد.چون باید در باره حرکت زمین،هوای اطراف آن،تشعشعات خورشیدی و حرکت منظومه شمسی مطالعه داشته باشدکه در نتیجه این مطالعه به سازنده آنها نیز پی میبرد.

علاوه بر این آب و هوا و شکل عوارض زمین بیش از هر عامل فیزیکی دیگری بر عملیات نظامی تاثیر گذار است و جنگهای هوائی متشکل از یک سری از عملیات هوایی است و استفاده استراتژیکی و تاکتیکی ازهوا معمولا باعث شکل گیری عملیات آفندی می گردد.در عملیات هوائی معمولا برگ برنده و ابتکار عمل در اختیار نیروهای آفندی است زیرا آنها هستند که زمان حمله را طرح ریزی می کنند.بنابراین در اینگونه عملیاتها، برای کسب موفقیت هر چه بیشتر،لازم است فرماندهان از کمک هواشناسان بهره گیری نمایند،تا بتوانند از وضعیت جوی کاملا آگاه باشند و از فرصتهای طلایی که در اثر تغییرات جوی میتواند به نفع نیروهای خودی و به ضرر دشمن باشد، حداکثر استفاده را بنمایند. این حداکثر استفاده منوط به گستردگی اطلاعاتی دارد که از منابع مختلف هواشناسی جمع آوری و مخابره میگردد.کما اینکه دشمن غدار بعثی بارها در جنگ تحمیلی با آگاهی از سمت وزش باد اقدام به پخش عوامل شیمیایی نمود که با توجه به جهت حرکت سیستمهای جوی در نیمکره شمالی که از غرب به سمت شرق می باشد، در اثر این حملات هیچگونه آسیبی به بعثی ها وارد نشد اما عده ای از رزمندگان غیور کشورمان به فوز شهادت نائل آمدند و تعداد کثیری هم تا سالها دچار عوارض ناشی از این سلاحها گردیدند.

از طرفی شرایط نامساعد جو نیز همواره پدیده های مخرب جوی را بدنبال داشته و به عنوان عاملی مزاحم و مخل کارکرد اشیاء پرنده ، رادارها ، سیستمهای رادیویی ، ارتباطی و مخابراتی بشمار می رود که باعث کاهش کارایی اینگونه تجهیزات میگردد. این نقیصه بصورت مستقیم و غیر مستقیم بر روی کلیه سیستمهای آفندی و پدافندی نیز تاثیر گذار است و انجام موفقیت آمیز هر یک از ماموریتهای نظامی ، بخصوص ماموریتهای هوایی نیازمند در اختیار داشتن اطلاعاتی دقیق از عوامل جوی است.

کتابی که هم اکنون پیش رو دارید شمه ای از مبحث هواشناسی با تاکید بر هواشناسی هوانوردی است که با استفاده از از منابع داخلی و ترجمه متون خارجی تهیه وتدوین گردیده و برای درک هر چه بهتر مطالب سعی شده تا در هر مورد تصویری متناسب نیز ارائه گردد . این کتاب شامل دو بخش کلی است که در بخش اول به مباحثی نظیر لایه های جو،ترکیب جو،گردش عمومی جو،توده های هوا و ... و در بخش دوم به عوامل موثر در پرواز هواپیماها، نظیر فشار، درجه حرارت، رطوبت، باد، ابر، دید افقی ، نزولات جوی، توربولانس و یخبندان پرداخته شده است. امید آنکه اینگونه تلاشها در جهت ارتقاء امر آموزش و آشنایی هر بیشتر با این علم موثر بوده و مورد قبول درگاه احدیت و مورد رضایت بقیه ا... الاعظم قرار گیرد. التماس دعا

محمدرضا- بابائی



فهرست مطالب

بخش اول:

فصل اول: مقدمه

..... ۲

فصل دوم:

هواشناسی..... ۶

تعریف هوا..... ۶

تعریف هواشناسی..... ۶

هدف هوا..... ۷

فصل سوم: تاریخچه

هواشناسی..... ۸

تاریخچه هواشناسی در جهان هوا..... ۸

نمونه هایی از تلاشهای اقوام گذشته در مورد هوا..... ۹

عقاید پیشینیان در مورد هوا..... ۱۰

ثبت اوضاع جوی..... ۱۲

هواشناسی در در قرون ۱۹ و ۲۰..... ۱۳

تاریخچه هواشناسی در ایران..... ۱۵

تاریخچه هواشناسی در نیروی هوایی..... ۱۶

فصل چهارم: انرژی خورشیدی:..... ۱۸

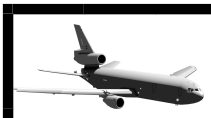
خورشید..... ۱۸

هدایت..... ۱۹

جابجایی..... ۱۹

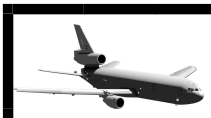
تابش..... ۱۹

رابطه بین انرژی یک موج و طول موج آن..... ۲۰
تابش جسم سیاه و خورشید..... ۲۰
تشعشعات خورشیدی..... ۲۰
ثابت خورشیدی..... ۲۱
مدت و شدت تابش آفتاب..... ۲۲
فصل پنجم: گردش عمومی جو..... ۲۳
حرکات زمین..... ۲۳
گردش عمومی جو..... ۲۵
نیروهای موثر در جو..... ۲۶
نیروی کوریولیس..... ۲۷
نیروی گرادیان فشار ۲۷
نیروی اصطکاک..... ۲۷
نیروی گرانش..... ۲۸
نیروی گرانی..... ۲۸
فصل ششم: توده های هوا..... ۲۹
مراکز پرفشار..... ۲۹
انواع مراکز پرفشار..... ۳۰
پشته یا رشته کوههای هوایی..... ۳۰
مراکز کم فشار..... ۳۰
انواع مراکز کم فشار..... ۳۱
ناوه یا دره های هوایی..... ۳۱
گردنه هوایی یا زین..... ۳۱
توده های هوا..... ۳۲
منابع توده های هوا..... ۳۲
طبقه بندی توده های هوا..... ۳۳
توده هواهایی که ایران را تحت تاثیر قرار می دهند..... ۳۳
توده هوای بری حاره ای (مونسون)..... ۳۴
سرچشمه اصلی مونسون..... ۳۵
توده هوای خیلی سرد و خشک (قطبی بری)..... ۳۶



توده هوای سرد و خشک (قطبی بری)..... ۳۶
توده هوای گرم و مرطوب ۳۶
توده هوای معتدل و مرطوب و مدیترانه ای..... ۳۶
مراکز کم فشار و جبهه ها..... ۳۷
جبهه ها..... ۳۸
جبهه سرد..... ۳۸
ویژگیهای جبهه سرد..... ۴۰
جبهه گرم..... ۴۰
ویژگیهای جبهه سرد..... ۴۲
جبهه های مختلط..... ۴۲
جبهه مختلط سرد..... ۴۲
جبهه مختلط گرم..... ۴۳
جبهه های ساکن..... ۴۳
فصل هفتم: نیوار یا جو..... ۴۴
جو..... ۴۴
اجزاء تشکیل دهنده اتمسفر..... ۴۵
گاز ازون..... ۴۶
بخار آب..... ۴۶
دی اکسید کربن..... ۴۷
لایه های اتمسفر..... ۴۸
تروپوسفر..... ۴۸
استراتوسفر..... ۴۹
یونسفر..... ۵۰
اگزوسفر..... ۵۰
همگن کره..... ۵۱
ناهمگن کره..... ۵۱
فصل هشتم: بارش..... ۵۲
بارش..... ۵۲
مناطق کم باران..... ۵۳

انواع بارش.....۵۴
فصل نهم: ناپایداری جو ۵۵
آهنگ کاهش دما (افتاهنگ).....۵۵
مشخصات هوای پایدار و ناپایدار.....۵۶
تشخیص ناپایداری.....۵۷
تشخیص ناپایداری از روی نمودارSKEW-T.....۵۹
تقسیم بندی حرارتی توده های هوا.....۶۲
مقادیر آهنگ تغییر دما با ارتفاع در توده هواهای مختلف.....۶۳



فهرست مطالب

بخش دوم

فصل دهم : درجه

حرارت..... ۶۶

درجه حرارت..... ۶۶

مقیاسهای اندازه گیری دما..... ۶۶

محاسبه دمای استاندارد درسطوح مختلف آتمسفر..... ۶۷

تغییرات قائم دما..... ۶۸

وارونگی..... ۶۹

تاثیرات درجه حرارت بر عملکرد هواپیما..... ۷۰

سایر تاثیرات و کاربردهای درجه حرارت در هوانوردی..... ۷۱

فصل یازدهم: فشار هوا..... ۷۲

فشار هوا..... ۷۲

واحد های اندازه گیری فشار..... ۷۲

ابزارهای اندازه گیری فشار..... ۷۳

فشار سنج جیوه ایی..... ۷۳

فشار سنج فلزی..... ۷۳

هیپسومتر..... ۷۴

گرادیان فشار..... ۷۴

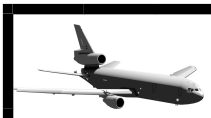
ارتفاع سنجی بر اساس فشار..... ۷۴

تنظیم ارتفاع..... ۷۵

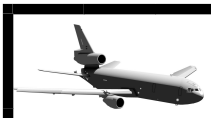
ارتفاع دانسیته ای..... ۷۸

عامل انحراف..... ۷۹

سطوح پروازی..... ۷۹



نشاندهنده سرعت قائم..... ۸۰
تاثیرات و کاربرد های فشار..... ۸۱
فصل دوازدهم: رطوبت جو..... ۸۲
ماشین جو..... ۸۲
ابزار اندازه گیری رطوبت..... ۸۴
مقیاسهای سنجش رطوبت..... ۸۴
فرآیندهای تغییر حالت رطوبت در جو..... ۸۵
رطوبت روی باند پرواز..... ۸۷
RCR..... ۸۷
سایر تاثیرات و کاربردهای رطوبت..... ۸۸
فصل سیزدهم: ابرها..... ۸۹
ابر..... ۸۹
تقسیم بندی ابرها..... ۹۱
ابرهای حائز اهمیت در هوانوردی..... ۹۷
انواع ابر برحسب ارتفاع..... ۱۰۰
انواع ابر بر حسب ساختار و ترکیب ابر..... ۱۰۱
فصل چهاردهم: دید در هواشناسی ۱۰۲
دید افقی..... ۱۰۲
انواع دید در هواشناسی..... ۱۰۳
عوامل موثر بر دید..... ۱۰۴
مه..... ۱۰۵
نکات قابل توجه در مورد مه..... ۱۰۸
ابر..... ۱۱۱
بارش..... ۱۱۱
طوفانهای شن و خاک..... ۱۱۳
آلاینده های هوا..... ۱۱۱
فصل پانزدهم: جریان
باد..... ۱۱۶
انواع باد بر حسب نیروهای ایجاد کننده ۱۱۶

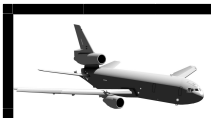


همگرایی و واگرایی.....۱۱۷
انواع باد برحسب وسعت منطقه وزش.....۱۱۸
تاثیر باد بر هواپیما.....۱۲۲
زاویه رانش ۱۲۳
برخاستن با باد پهلو.....۱۲۵
نشستن با باد پهلو.....۱۲۷
کوتاه ترین مسیر پرواز.....۱۲۷
فصل شانزدهم : جت استریم.....۱۲۸
رود باد.....۱۲۹
جریانهای جت سان.....۱۲۹
دلائل شکل گیری جت.....۱۳۰
تروپوپاز.....۱۳۱
سرعت باد در جت ۱۳۲
انواع جت.....۱۳۳
ویژگیهای جت.....۱۳۶
پرواز در جت.....۱۳۷
فصل هفدهم: توربولانس.....۱۳۷
منابع انرژی توربولانس.....۱۳۸
عوامل ایجاد توربولانس.....۱۳۹
طبقه بندی توربولانس بر حسب شدت آن.....۱۴۶
تاثیرات توربولانس.....۱۴۸
ابرها و انواع توربولانس.....۱۴۹
فصل هیجدهم: یخبندان.....۱۵۰
یخزدگی و خطرات ناشی از آن در پرواز.....۱۵۰
علل یخزدگی.....۱۵۲
انواع یخزدگی.....۱۵۳
برفک.....۱۵۷
طبقه بندی یخبندان بر حسب شدت آن.....۱۵۸
نحوه عملکرد سامانه های ضد یخ.....۱۶۰

یخ زداها و ضد یخ ها..... ۱۶۰
نحوه و زمان استفاده از سامانه های ضد یخ..... ۱۶۳
فصل نوزدهم: کانتریل..... ۱۶۵
کانتریل..... ۱۶۵
کانتریل حاصل از اگزوز..... ۱۶۶
کانتریل آیرودینامیکی..... ۱۶۷
DISTRAIL..... ۱۶۹
راههای جلوگیری از تشکیل کانتریل..... ۱۶۹

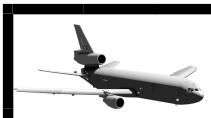
فصل بیستم: طوفان ۱۷۰
طوفان..... ۱۷۲
انواع طوفان..... ۱۷۴
عوامل موثر در بسط و توسعه طوفانها..... ۱۷۴
تاثیرات طوفان..... ۱۷۵
تکنیکهای پرواز در طوفان..... ۱۸۰
آمادگی در
پرواز..... ۱۸۰
دور زدن طوفان..... ۱۸۰
عبور از بالای طوفان..... ۱۸۱
عبور از زیر طوفان..... ۱۸۱
رادار و پرواز در طوفان..... ۱۸۲
آمادگی برای عبور از طوفان..... ۱۸۳
ورود به طوفان..... ۱۸۳
نکاتی در مورد برق..... ۱۸۵
آتش الموی مقدس..... ۱۸۵
گوی درخشان..... ۱۸۶
فصل بیست و یکم: اقلیم منطقه..... ۱۸۸
اقلیم منطقه..... ۱۸۸
فلات تبت..... ۱۸۸

فلات ایران..... ۱۹۰
ترکمنستان..... ۱۹۱
عراق..... ۱۹۲
سرزمین حجاز..... ۱۹۲
ترکیه..... ۱۹۴
ایران و بیابانهای مجاور..... ۱۹۵
توده هواهای موثر بر ایران..... ۱۹۶
فصل بیست و دوم: گزارشات هواشناسی..... ۱۹۷
SYNOP..... ۱۹۸
METAR..... ۱۹۸
SPECI..... ۱۹۹
اعلام خطرها..... ۱۹۹
VOLMET..... ۲۰۱
GAMET..... ۲۰۲
TAFOR..... ۲۰۲
ROFOR..... ۲۰۳
AMENDMENT..... ۲۰۴
فصل بیست و سوم نمادها و ضمائم..... ۲۰۵
فصل بیست و چهارم منابع..... ۲۲۹



بخش اول

کلیات هواشناسی



فصل اول :

مقدمه

مقدمه:

محیط در نزد اندیشمندان رشته های مختلف دارای برداشتهای گوناگونی است،مسلما برداشت یک آب و هواشناس از محیط اطراف خود، خواه و نا خواه اقلیمی خواهد بود لیکن از سوی دیگر این امر پذیرفتنی است که بدانیم محیط طبیعی خود به دو گروه اصلی جاندار مانند انسان،حیوان و غیره و یا عوامل غیر جاندار مانند خاک،آب و هوا،باد،باران،رطوبت،فشار اتمسفری و غیره قابل تقسیم است؛ بنابر این بر اساس تقسیم بندی فوق می توان اذعان کرد که انسان نیز به نوبه خود یکی از زیر سیستمهای محیط زنده و طبیعی جهان محسوب می شود با این دیدگاه نمی توان اثرات عوامل محیطی و طبیعی بخصوص آب و هوا را بر انسان انکار کرد و این نوع طرز تفکر و نظریه ها،دارای سوابق تاریخی نیز هست بطوری که دانشمندان علوم طبیعی ،جغرافیادانان و اقلیم شناسان،عقاید مختلفی را در این باره ارائه دادند که مهمترین این علما ابن خلدون میباشد وی اولین استادی بود که بطور اخص به وابستگی و ارتباط موجود بین انسان و محیط طبیعی و آب وهوایی نظر افکند.

اقلیمهای هفتگانه ابن خلدون	
قطبهای شمال و جنوب	
اقلیم هفتم	سرد
اقلیم ششم	سرد
اقلیم پنجم	سرد
اقلیم چهارم	معتدل
اقلیم سوم	نیمه معتدل
اقلیم دوم	گرم
اقلیم اول	گرم
استوا	

ابن خلدون به پیروی از جغرافیدانان آن عصر، قسمت آباد زمین یعنی نیمکره شمالی را به ۷ اقلیم تقسیم کرده است و می گوید قسمت از آب برآمده زمین (قاره ها)،به اندازه نصف دیگر و یا کمتر از تمام کره زمین است و از این قسمت، ربع مسکون، به هفت قسمت تقسیم می شود که آنها را اقالیم هفتگانه مینامند.البته تقسیم بندی او بدین صورت بود که نیمکره شمالی زمین را به هفت اقلیم که از خط استوا شروع و بطرف قطبین ختم میشود،تقسیم بندی کرد و سپس به تبیین خصوصیات هر یک از این اقلیمها پرداخت.ابن خلدون معتقد بود که آب و هوا بر خصوصیات و خصلتهای ساکنین، تعصبات دینی آنها،رنگ چهره آنها و اخلاق و روحیات آنها و شکل گیری و تمدن آنها تاثیر گذار است او افراد اقالیم اول و دوم را به واسطه آب و هوای گرم آن مناطق افراطی و ساکنین اقلیمهای ششم و هفتم را بواسطه سرما و برودت مفرط، تفریطی و دور از

اعتدال میداند و صرفا مردم سه اقلیم میانی یعنی اقلیمهای سوم وچهارم و پنجم را بدین سبب متمدن می داند که از آب و هوای معتدل برخوردارند.ابن خلدون آب و هوا و موقعیت جغرافیایی را در کیفیت و اعتقادات و تعصبات مذهبی بسیار تاثیر گذار میداند بطوریکه معتقد است مردمان مناطقی که از اعتدال بدورند همچون احوالشان بر دینداری نیز به همین منوال است و به هیچ نبوتی آشنایی ندارند و به هیچ شریعتی نمی گروند مگر اندکی از آنان که در جوانب مناطق معتدل زیست میکنند. ابن خلدون در ارتباط با تاثیر آب و هوا بر رنگ و چهره انسان معتقد است که ساکنین اقلیمهای اول و دوم از این رو سیاهپوست شده اند که هوای اقلیمهای ایشان بعلت گرمای جنوب،نسبت به نواحی معتدل، دو چندان گرم است زیرا خورشید در هر سال دو بار در سمت الراس آنان واقع می شود و فاصله زمانی میان آن دو کوتاه است و در نتیجه این تقابل، همه فصول به درازا می کشد و به سبب آن نور افزایش می یابد و گرما با شدت بر آنها می تابد و بعلت افراط گرما،پوست بدن آنان سیاه می شود.آب و هوا بر خلقیات و روحیات انسان نیز موثر است و این تاثیر با اندک تعمق برای مردم عادی و عامی نیز ملموس خواهد بود بطوریکه از نقطه نظر روانشناسی انسان در هوای آفتابی بیش از هوای بارانی احساس راحتی میکند و از این رو در نزد بسیاری از مردم،هوا می تواند از نقطه نظر سلامتی و بیماری اثرات متعارفی را اعمال نماید و یا خطرات خودکشی در هوای خشک قاره ای(گرم وخشک وسرد و خشک)یا دربهار هنگامیکه که فشار هوا افزایش می یابد و یا در هوای سرد هنگامیکه باران و یا باد میوزد مردم اخم میکنند و تمایل دارند که که هر چه سریعتر به خانه باز گردند.اینها مسائل جدیدی نیستند که فقط امروزه به آنها پرداخته می شود بلکه عالمان و اندیشمندان در قرنها پیش نیز به آنها توجه خاصی مبذول داشتند تا جائیکه ابن خلدون که خوشرویی و خوشخویی و اعتدال طبع،خشونت،افراطی و تفریطی بودن مردم را ناشی از آب و هوای آنان میداند و معتقد است ساکنان نواحی گرم سبک سر و لا قید و عشرت طلب هستند،پس انداز نمی کنند و خوشحالترند و برعکس مردم نواحی سرد،غمگین و در خود فرو رفته و از آینده بیم دارند،مال اندیش ولی جدی هستند.

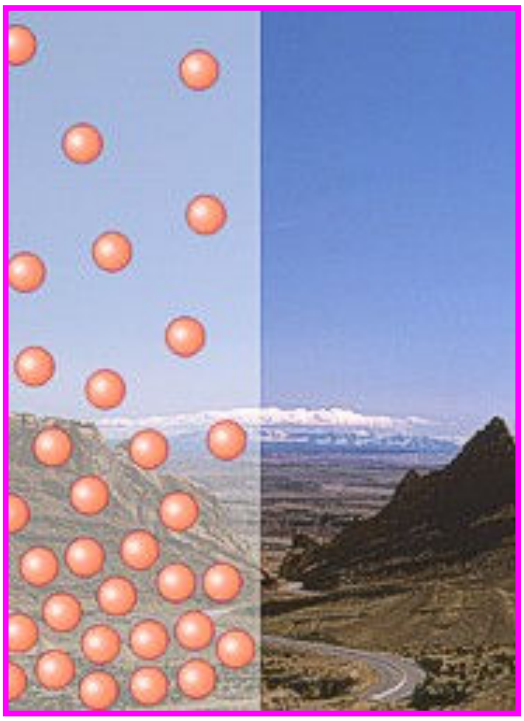
اگر پذیرای این مطلب باشیم که آب و هوا به طرق مختلف بر انسان تاثیر گذار باشد و یا اینکه انسان در شکل گیری تمدن نقش محوری را ایفا میکند بنابراین میتوان اذعان کرد که اقلیم به نحوی بر تشکیل تمدن موثر واقع می شود زیرا بسیاری از تمدنهای بزرگ در مناطقی تشکیل گردید که آن مناطق بستر مناسب برای ایجاد آنرا فراهم آورد.همانطور که بیان شد تاثیر عوامل آب و هوایی در مناطق مختلف کره زمین یکسان نیست؛مثلا سرد ترین قسمت اروپایی ناتو، بخش شمالی نروژ است که از بسیاری از لحاظ شبیه مناطق قطبی است.اروپای مرکزی و جنوبی نیز زمستانهای بسیار سخت و سردی دارد؛به نحوی که در سراسر مناطق مرتفع قلمرو عملیاتی ناتو که از آلمان مرکزی نا شمال شرقی ایتالیا،یونان و ترکیه امتداد دارد،زمستانها بسیار سخت و طاقت فرساست؛مثلا در ارزروم که در بخش آسیایی ترکیه قرار دارد،ارتفاعات شش ماه از سال پوشیده از برف است و سرمای هوا بحدی است که غالبا عملیات واحد ها را مختل میسازد.آنچه که تا بحال مشاهده شده سرما اثری منفی بر

تجهیزات و ادوات جنگی دارد؛مثلا وقتی دما به حدود ۴۰ تا ۴۲ درجه زیر صفر می رسد،چنانچه همراه با باد شدید باشد موجب خستگی،افسردگی و تشنگی میگردد.سرمای زیاد بجز برای واحد های آموزش دیده اسکی باز، برای دیگر واحد ها موجب خسارات و تلفات می شود.باتریهادر سرمای زیاد کارایی خود را از دست می دهند و در نتیجه شبکه های مخابراتی با مشکلاتی مواجه می شوند. در شمال اسکاندیناوی گرد باد های مغناطیسی نامرئی بر امواج رادیویی اثر می گذارند و سیستم دیدبانی در جهت شرق به غرب را مختل میکند.چنین وضعیتی بر تجهیزات اطلاعاتی نیز موثر است و حتی دقت و صحت موشکهای بالستیک قاره پیما از طوفانهای مغناطیسی که می تواند انتقال موقتی در شمال مغناطیسی ایجاد کند و غلظت جو را تغییر دهد،متاثر می شود.در دمای پایین کار بسیاری از ماشینها مختل می شود؛روغن موتور سفت می گردد و فلزات ترد وشکننده میشوند.برف و یخ مستقیما بر حرکت خودرو های نظامی حتی تانکها اثر می گذارد و ممکن است برای آنها خطرهای پیش بینی نشده ایی فراهم سازد.انفجار اتمی در منطقه پوشیده از برف مشکلاتی بیش از منطقه بدون برف به بار می آورد.در هوای برفی و مه آلود یگانهای نظامی نمی توانند ماموریت خود را انجام دهند و دیدبانهای توپخانه نیز از انجام ماموریت عاجزند.این موضوعی بود که در نبرد روسها و فنلاندیها در جنگ جهانی دوم بخوبی تجربه شد.لذا زندگی انسان به عنوان موجودی که بر روی کره زمین با سه عنصر آب،خاک و هوا به زندگی خود ادامه میدهد متاثر از تغییر در هریک از این سه عنصر فوق می باشد و به عبارتی با زندگی او ارتباط مستقیم پیدا میکند.در بین این عوامل هوا نقش بسیار ویژه ایی را ایفا می کند، بطوریکه بدون وجود هوا ادامه حیات برای انسان ناممکن خواهد. ازطرفی هریک از علوم و دستاوردهای آن هم،ملزوماتی را با خود بهمراه آورده است. علم هوانوردی نیزکه در رابطه مستقیم با هواپیما و اشیا پرنده می باشد نیز از این امر مستثنی نمی باشد.با بخدمت گرفتن محصولات این رشته علمی لزوم بررسی و تحقیق هرچه بیشتردر باره هوا و تغییرات آن بیشتر احساس گردید و هواشناسی هوانوردی شکل گرفت زیرا هر یک از عوامل جوی به تنهایی و یا بصورت ترکیبی نه تنها برعملکرد اشیاء پرنده تاثیرگذار است بلکه سرعت و جهت آنها را نیز تغییر می دهد برای مثال.گاهی اوقات بارانهای فصلی،پیامد های نامناسبی خواهد داشت؛مثلا در سال ۱۹۴۱نیروهای آلمان مجبور شدندحمله خود به یونان را به تاخیر اندازند زیرا فرودگاههای بلغارستان در باتلاق فرو رفته و غیر قابل استفاده بود.همچنین طوفانها نیزخطرات بیشماری را برای هواپیماها ایجاد می کنند به همین علت تمامی خلبانان بشدت از پرواز در نزدیکی آنها اجتناب میورزند. پیش بینی شرایط مطلوب و مساعد و عاری از مخاطرات همواره مد نظر هوانوردان و هواشناسان بوده و میباشد زیرا هواپیماها در شرایط نامطلوب جوی بویژه هنگام بلند شدن و نشستن با مشکلاتی مواجه میشوند و چون پیوسته با جو و عوامل جوی سر و کار دارند. تقریبا تمامی عوامل محدود کننده جوی برای آنها حائز اهمیت است. یک بررسی آماری در زمینه تاخیر هواپیماها بیانگر آنست که ۸۵٪ تاخیرات حداقل تا مدت ۳۰ دقیقه مربوط به شرایط نامساعد جوی بوده است که ۲۵/۶٪ مربوط به رعد و برق، ۱۵/۵٪ ناشی از برف و یخ،۱۸/۹٪بدلیل وجود باد و ۱۸/۷٪ در اثر دید ضعیف بوده است؛همچنین

۳۶٪ از سوانح هوایی بدلیل عوامل جوی بوقوع پیوسته اند.بنابراین لازمست به این موضوع توجه خاص شود .جالب آنکه در بسیاری از موارد نیز پس از وقوع یک سانحه هوایی ،پدیده هواشناسی خاصی که باعث بروز سانحه هوایی گردیده است،برای اولین بار کشف می شود.به عنوان مثال در سال ۱۹۸۲یک فروند هواپیمای ۷۲۷ متعلق به شرکت هواپیمایی پان امریکن هنگام برخاستن از فرودگاه نیواورلئان امریکا به داخل لایه ای (که بعدها کشف شد) به نام میکرو برست فرو رفت و سقوط کرد .پژوهشگران طی بررسی هایی که انجام دادند متوجه شدند که عمر این پدیده بسیار کوتاه است. طراحی عملیات پروازی و بهره برداری هر چه بیشتر و بهتر از اشیاء پرنده نیازمند اطلاعات هواشناسی است که این اطلاعات در قالبهای (WARNING - METAR - D-FACTOR -SPECI TAFOR - AREAFORCAST-SIGMETو...) طبق روشهای تعیین شده توسط سازمان جهانی هواشناسی(WMO) و سازمان جهانی هواپیمایی کشوری(ICAO) تهیه و جهت ناوبری هوایی و سایر نیازها به هوانوردان ارائه میگردد.

فصل دوم:

هواشناسي

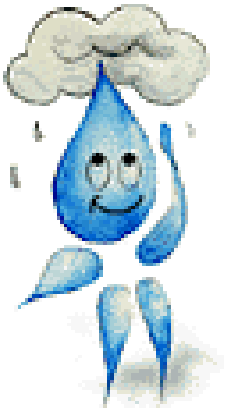


۲-۱) تعریف هوا:

شرایط جوی موقت و معینی که برای مدتی کوتاه در یک مکان غالب می گردد ((هوا)) نامیده می شود و بارندگی،درجه حرارت ،رطوبت،تابش خورشید،سرعت و شدت باد و پدیده هایی نظیر مه،یخبندان و طوفانهای همراه با رعد و برق از عناصر سازنده موقت هواست.

۲-۲) تعریف هواشناسی:

علم هواشناسی مربوط به بررسی ومطالعه اصول و زیر بنای حالت وعملکرد جو می باشد.یکی از اهداف مهم علم هواشناسی کوشش پایدار برای پیشبرد مطالعه و تحقیق برای افزایش معلومات بشر در جهت شناخت جو می باشد .ابزاری که هواشناسی برای پیشرفت نیازمند آنست، دانشهای ریا ضیات و فیزیک است که در این زمینه می تواند بسیار موثر باشد. همچنین می توان گفت هواشناسی علمی است که از جریانات و تغییراتی که در طبقات پایین جو انجام می گیرد بحث میکند. و موضوعش بررسی تفاوتهای مکانی سیستمهای آب و هوایی می باشد و برای تبیین این تفاوتها از اصول و مفاهیم علوم پایه مانند فیزیک و ریاضی استفاده می کند و گذر از هواشناسی توصیفی به هواشناسی علمی نیازمند آشنایی با چگونگی این اصول و مفاهیم است بعلاوه در بررسی روابط عناصر تشکیل دهنده هوا، استفاده از مدلهای آماری و ریاضی ضروری است.مقصود اصلی هواشناسی توضیح و در صورت امکان پیش بینی تغییرات جوی در این لایه است و این عمل از طریق مطالعه فیزیکی و شیمیایی هوا انجام میگیرد.



بطور کلی میتوان گفت هواشناسی هوا را تبیین میکند. هواشناسی وضعیت جوی را به طور عام و برای یک لحظه بررسی می کند و هواشناس وضع هوا را در کوتاه مدت پیش بینی می کند و ابزار شناسایی و توجیه او اصول و قوانین و مدلهای فیزیکی و دینامیکی است.

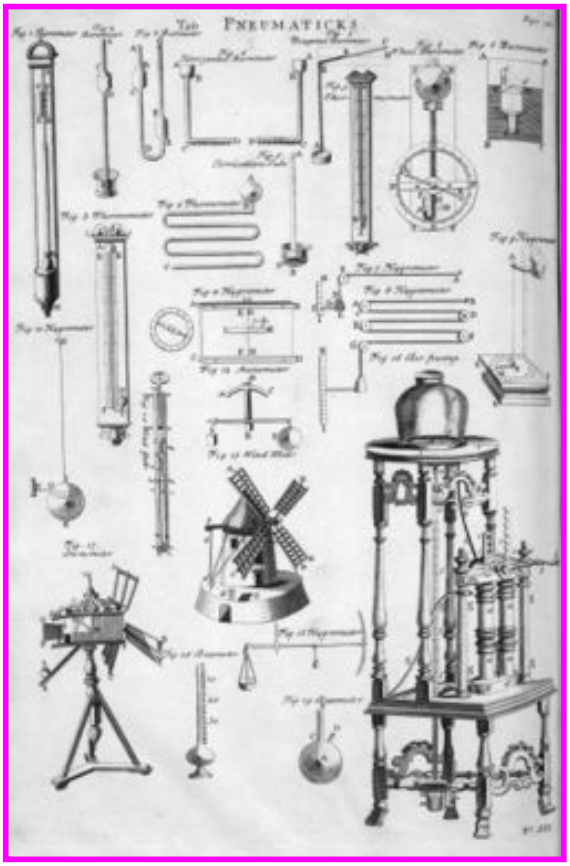
۳-۲) هدف هواشناسی:

هدف هواشناسی شناخت عام و مطلق اتمسفر و تغییرات هواست،

فصل سوم:

تاريخچه هواشناسي

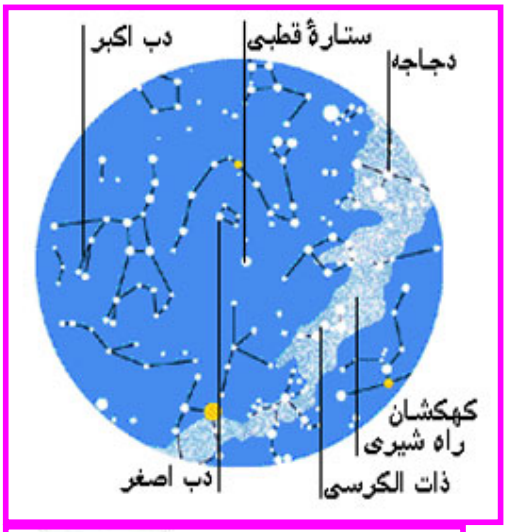
۱-۳) تاریخچه هواشناسی در جهان:



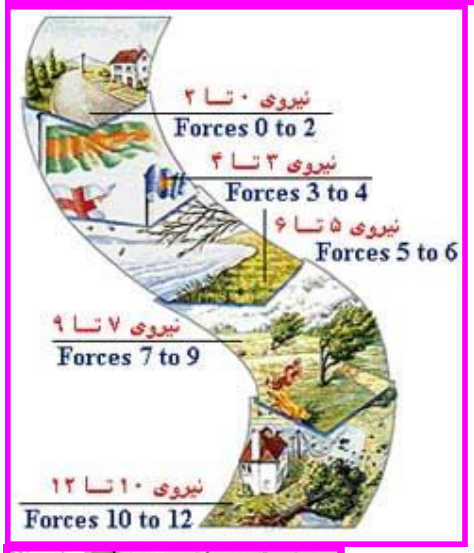
علم هواشناسی از قدمت طولانی برخوردار است . بشر بدوی می اندیشید که باید هوا را شناخت و از اسرار آن آگاه شد وحتی اگر مقدور باشد آنرا مهار کرد.انسان از بدو خلقت همواره با عوامل و پدیده های جوی برخورد مستقیم داشته وتغییرا ت حاصل از آن حس کنجکاویش را برانگیخت تا در این مورد بررسیهائی انجام داده و بتواند زند گی روزمره خود را با آن تطبیق دهد. از دوران پیش از تاریخ تا زمانهای ثبت شده هفت هزار سال پیش، بشر نمی توانسته تغییرات هوا را چندان بشناسد.گرچه در این بین مصریان و پس از آنان یونانیان نیز در این مورد تحقیقاتی انجام داده اند که از این حیث به نخستین پیشگامان ثبت گوناگونی هوا شناخته شده اند اما به هیچ وجه در خور توجه نبوده است.

با پیشرفت دریانوردی و کشف مغناطیس بشر از خشکی دور شد و در دریاهای بیکران به سیر و کاوش پرداخت در این زمان بود که توجه بیشتری به هوا شد.چون بادهای سهمگین و باران های سیل آسا گاهی دریانوردان را به مسیرهای غیر مشخص می کشاند و کشتیهای بادبانی نمی توانستند به این پدیده توجه نداشته باشند.در این زمان بود که علم هواشناسی پاگرفت و کم کم پدیده های جوی به صورت تجربیات دریانوردان در یادداشتهای آنان ذکر گردید. اگرچه کشاورزان نیز تا حدی باتغییرات هوا و امکان بروز توفان و باران آشنایی داشتند اما شگفتیهای جو بیشتر در اقیانوسها به چشم می خورد در نتیجه علل تغییرات هوا و شناسایی ابرها و چگونگی کم و زیاد شدن فشار هوا در رابطه با توفانها یکی از دروس پایه مدارس دریانوردی شد .

هرچند در قرون شانزدهم ماژلان در سفر دریایی معروف خود در بعضی مواقع در تفسیر پدیده های نوظهور هوا در دریای جنوب در می ماند و همراه دیگر ناویان به دعا و طلب مغفرت می پرداخت



با این حال در قرن هفدهم اروپاییان نیمی از مسایل هواشناسی را حل کرده بودند و علمی شدن هواشناسی در قرون بعد به سرعت انجام گرفت و ملتهای اسکاندیناوی در پیشبرد این علم قدوم موثری برداشتند و در حال حاضر با کمک ماهواره ها ، رادار و ...دیگر مشکلی برجسته در علم هواشناسی و پیش بینی وضع هوا به چشم نمی خورد و با پوشش شبکه مخابرات هواشناسی و یکپارچگی گزارشات تمام کشورها به یکدیگر مسایل جوی و حتی پیش بینی توفانهای گرمسیری کاری نه سهل بلکه ممکن است .



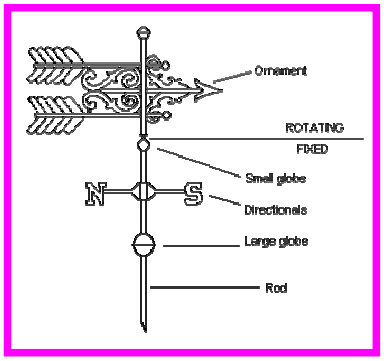
البته شایان ذکر است که قبل از پیدایش علم هواشناسی علم ستاره شناسی نظر انسان را به خود جلب نموده بود و تحقیقاتی در این زمینه بعمل می آمد و اطلاعاتی درباره اوضاع جوی و نزولات (برف و باران وتگرگ) در دسترس عموم قرار می گرفت. اما این دو علم با یکدیگرتفاوت دارند زیرا علم ستاره شناسی از حرکت وتغییرات کواکب بحث می کند . حال آنکه علم هوا شناسی تغییرات جوی و فعل و انفعالات حاصله را مورد بررسی وتجزیه وتحلیل قرار میدهد. در بررسی اساطیری و آثار تاریخی قرنهای گذشته نشانه هایی از علاقه دانشمندان و فلاسفه به علم هواشناسی دیده می شود که به نمونه هایی از آن اشاره می شود.

۲-۳) نمونه هایی از تلاشهای اقوام گذشته در مورد هوا:

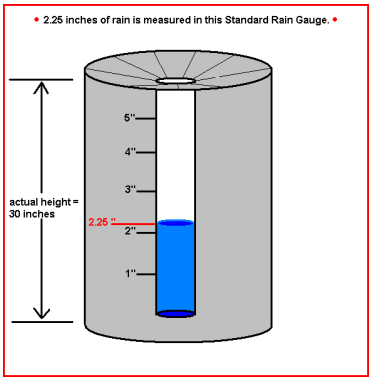
۱- پیش بینی زمان بالا آمدن آب رود نیل توسط مصریان قدیم.

۲- از تاریخ بر می آید که یو نانیان باستان به جو و پدیده های وابسته به آن بسیار علاقمند بودند.بطوریکه بقراط پدر علم پزشکی در قرن پنجم قبل از میلاد به این نتیجه رسیده بود که بادهای جنوبی موجب آماس و التهاب و بادهای شمالی محرک پیچش و انقباض عضلات هستند او ۴۳۰ سال پیش از میلاد مسیح کتابی در باره آب و هوا و طب برشته تحریر در آورد که درآن بر اهمیت آب و هوا در ارتباط با سلامت انسان بسیار تاکید شده است.

۳- حدود ۳۴۰ سال قبل از میلاد مسیح ارسطو فیلسوف یونانی بوجود بخار آب در هوا پی برد و در این مورد کتابی در باره علم کائنات جو بنام مترولوژیکا، را نگاشت که شامل مجموعه ای از اطلاعات در باره علوم طبیعی از جمله هوا و اقلیم بود.در آن زمان به هر چیزی که از آسمان فرود می آمد ،اعم از برف و باران و چیزهای دیگر متیور(METEOR) می گفتند که برگرفته از لغت یونانی متیورز به معنی ((مرتفع در آسمان)) بود و بعد ها عبارت مترولوژی(METEOROLOGY) از همین ریشه گرفته شد.



۴- سالها بعد یکی از شاگردان ارسطو بنام تئو راسوس کتابی بنام کتاب علائم، در باره پیش بینی وضع هوا نوشت که شامل راههای پیشگویی وضع هوا مبتنی بر علائمی همچون حلقه های تشکیل شده در اطراف ماه بود که معمولا با باران همراهی می شود.جالب آنکه اقدامات انجام شده توسط ارسطو و شاگردانش بعد از گذشت بیش از ۲۰۰۰ سال هنوز به عنوان آثاری ماندگار در این زمینه باقیمانده است.



۵- در حدود چهار قرن قبل از میلاد مقدار باران و حدود یک قرن قبل از میلاد مقدار باد در انگلستان با استفاده ازدستگاههای بادسنج اندازه گیری و دیده بانیهای بصری از بعضی از پدیده های جوی انجام می شد.

۶- در هندوستان مقدار باران را اندازه می گرفتند وایرانیان باستان نزولات جوی را مقدس می دانستند و فرشته پاک ومقدس آب را آناهیتا یا ناهیتا (ناهید) می خواندند.

۳-۳) عقاید پیشینیان در مورد هوا:

در باره وضع هوا هم عقاید متفاوتی در بین ملل مختلف وجود داشته که بعضی ریشه های علمی هم داشته که در اینجا به چند نمونه از آنها اشاره میشود.

۱- آسمان سرخ شب،خوشدلی چوپان

آسمان سرخ صبح،هشدار سربازان

گذشتگان ما معتقد بوده اندکه آسمان سرخ در شبهایی اتفاق می افتد که هوای خشک و پر از گرد و خاک باشد. آسمان سرخ شب در جهت غرب به این معنی است که روز خشکی

در پیش است.به همین ترتیب آسمان سرخ در هنگام صبح،که لایه ابرهای سمت غرب را روشن میکند،به این معنی است که باران وبرف در راه است.

۲- هاله بزرگتر ،باران زودتر.

منظور این بوده که هاله هایی که اطراف ماه یا خورشیدرا می گیرند به وسیله درخشش نور از میان ابرهای سیرواستراتوس درست میشوند و علامت هشدار دهنده ای از یک جبهه هوای گرم هستند که با علم امروزی مطابقت دارد زیرا هم اکنون به مشخص شده که هاله نشانه نزدیک شدن جبهه گرم است و در ۷۵ درصد موارد، هاله تشکیل شده در اطراف خورشید و در ۶۵ درصد موارد، هاله تشکیل شده در اطراف ماه با با بارش باران در ۲۴ ساعت آینده همراه است.البته هرچه قطر دایره آن کوچکتر باشدذ نشاندهنده وجود رطوبت بیشتر در لایه های فوقانی جو است.

۳- هوا که گرم شد،مورچه ها تند تر میروند.

به این معنی که مورچه ها هواسنج های طبیعت هستند. آنها در هوای گرم، یعنی وقتی دمای هوا بالاست یا بالا میرود،تند تر از هوای سرد یا هوایی که دمای پایین دارد،حرکت می کنند.

۴-آسمان پیسه و ابر گیسو بافته

کشتی از پیمودن آب انداخته

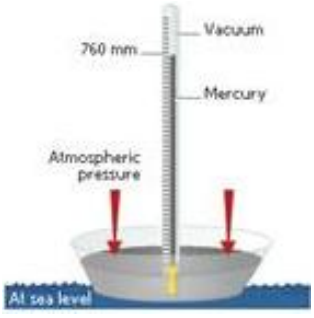
آسمان پیسه به معنی آسمانی که با ابرهای سفید پاره پاره پوشانده شده باشد و ابرهای سیروس وسیرو کومولوس

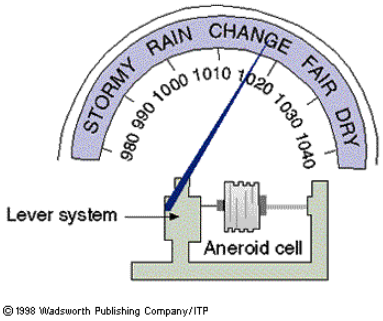
اولین علامتهای هشدار دهنده باد و باران از جبهه گرم هستند که در هر منطقه نمایان میگردند.

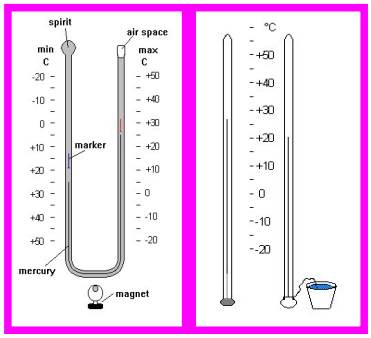
٤-٣) ثبت اوضاع جوی:

ثبت مدون و اصولی اطلاعات هواشناسی بصورت روزانه توسط ویلیام مرل از اوایل قرن چهاردهم در انگلستان شروع شد. در اوایل قرن ۱۶ لئوناردوداونچی رطوبت سنج مکانیکی و بادنمای دقیق تری اختراع نمود. پس از آن با کشف راههای دریایی توسط کلمبوس نیاز به اطلاعات جوی مثل باد و فشار هوا و...بیشتر احساس گردید و بدین ترتیب اولین شبکه ایستگاههای دیدبانی بصورت خیلی ابتدایی توسط فردیناند دوم در سال ۱۶۵۳تاسیس شد.

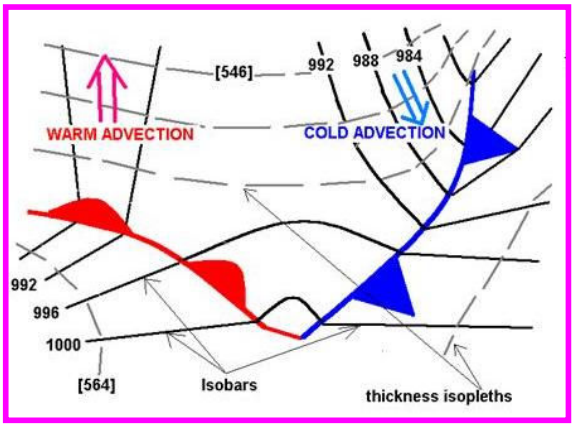
در سال ۱۵۹۳میلادی گالیله دما سنج گازی و در سالهای ۱۷۲۴و۱۷۴۱میلادی فارنهایت و سیلسیوس دماسنج







جیوه ای را اختراع نمودند و با این تحول ساختمان کلیه دما سنج ها با در نظر گرفتن شرایط مکانی و وضع اقلیمی طرح ریزی گردید.در ۱۷۸۱ اولین ایستگاه هواشناسی در جنوب آلمان تأسیس شد.در ۱۸۵۱ اولین نقشه های هواشناسی در انگلستان تهیه شد.گالیله فلسفه آنکه جو زمین دارای وزن و در نتیجه دارای فشار میباشد را مطرح کرده و توریچلی در اوایل قرن ۱۷ تحقیقات دنباله داری در این زمینه بعمل آورد تا آنکه موفق شد این اصل را بوسیله دستگاهی که بعدا اساس ساختمان فشار سنج را تشکیل داده به ثبت برساند.



پنج سال بعد پاسکال با استفاده از این دستگاه وانجام یک سری آزمایشها در ارتفاعات، موفق شد به اثبات وجود رابطه بین فشار و ارتقاع گردید و سرانجام درسال ۱۸۴۸میلادی فشارسنج دیگری بنام فشارسنج فلزی اختراع و ساخته شد. بطورکلی میتوان گفت که طی دوقرن ۱۶۵۰ تا ۱۸۵۰میلادی دستگاهای دیگری چون رطوبت نگار، باران سنج و تشعشع نگار اختراع گردید..

۵-۳) هواشناسی در قرون ۱۹ و ۲۰ :

فعالیتهای هواشناسی به عنوان علم جدید در واقع از اوایل قرن نوزدهم و با ارائه اولین نقشه های هواشناسی شروع شد وپس از آن عده ایی از دانشمندان و هواشناسان آماتور جهان برای اولین بار به مسئله جهانی بودن این علم اشاره کردند و خواستار یک سازمان دولتی بین المللی برای تصمیم گیری در مسائل هواشناسی شدند. به این ترتیب اولین گنگره جهانی هواشناسی در سال ۱۸۷۳ در وین تشکیل شد و به این نتیجه رسید که باید در این زمینه یک سازمان هواشناسی ایجاد کند . این سازمان به عنوان یک سازمان غیر دولتی ، چارچوب همکاریهای بین المللی، در زمینه هواشناسی ، جمع آوری اطلاعات ، تحقیق و تدارک خدمات را تا پایان جنگ جهانی دوم تعیین می کرد. بی مناسبت نیست که اضافه شود جنگ جهانی اول و دوم باعث تسریع در پیشرفت وتوسعه علم هواشناسی ودر نتیجه تکمیل ادوات مربوطه گردید و اهمیت هواشناسی را در امور هواپیمائی کاملا نمایان ساخت وبا گسترش وپیشرفت این فن ارزش واقعی هواشناسی بظهور پیوست وبالا خره در جنگ جهانی دوم که دستگاه رادار اختراع گردید خدمات شایان توجهی به امور هوا شناسی نمود.

در ۱۱ اکتبر ۱۹۴۷ با حضور ۳۱ کشور هشتمین کنفرانس مدیران سازمان در واشنگتن تشکیل شد و سازمان بین المللی هواشناسی را به عنوان یک سازمان فرا دولتی جدید جهانی تثبیت کرد بعد از مباحثات طولانی، پیشنهادات مجمع به اتفاق آرا تصویب شد.با این وجود تا ۲۳ مارس ۱۹۵۰که سی روز از تاریخ تصویب و توافقنامه اعضاء میگذشت شکل اجرایی پیدا نکرد.اما بالاخره سازمان جهانی هواشناسی تحت نام اختصاری WMO (WORLD METEOROLLOGICAL ORGANIZATION) در سال ۱۹۵۱میلادی تاسیس شد و اکنون روز ۲۳ مارس(سوم فروردین) به عنوان روز جهانی هواشناسی در همه کشورهای عضو جشن گرفته می شود. لازم به ذکر است که کشورهای انگلستان از سال ۱۷۷۶،کانادااز سال ۱۶۵۳،امریکا از سال ۱۸۹۰ و ایران از سال ۱۹۳۱ دارای سوابق هواشناسی می باشند.

در حال حاضر سازمان هواشناسی جهانی به ۶ ناحیه زیر تقسیم شده است.

ناحیه یک: آفریقا و آبهای مجاور آن

ناحیه دو: آسیا و آبهای مجاور آن

ناحیه سه: آمریکای جنوبی و آبهای مجاور آن

ناحیه چهار: آمریکای شمالی وآبهای مجاور آن

ناحیه پنج: استرالیاو آبهای مجاور آن

ناحیه شش : اروپا وآبهای مجاور آن.

نکته مهم اینکه بیش از یک قرن است که سازمان هواشناسی جهانی، به منظور کاهش تلفات جانی و مالی، در اثر طوفانهای شدید، سیل ، خشکسالی و دیگر بلایای طبیعی فعالیتهای زیادی داشته وهمراه با ارائه خدمات ملی هواشناسی و آبشناسی در کشورهای عضو، هدف اصلی این سازمان، کاهش اثر خطرات مربوط به آب و هوا از طریق پیش بینی منظم ومعتبر وضع هوا و دادن هشدارهای لازم در این زمینه بوده است.

نمودارتعاملات هواشناسي

این سازمان عملیات بالقوه ایی را در مورد اثر تغییرات آب و هوایی مانند گرم شدن کره زمین، بررسی تغییرات لایه ازون، بالا آمدن سطح دریاها و بلایای طبیعی هدایت کرده است و فعالیتهای آن موجب شده تا در سال ۱۹۹۲ در کنفرانس ریو معاهده ایی امضا شود که در سال ۱۹۹۴ بصورت یک قانون بین المللی درآمد.

سازمان جهانی هواشناسی به منظور تعیین چار چوب مبادله اطلاعات و مشاهدات هواشناسی، گزارشهای قابل توجهی در باره پیش بینی وضع هوا ارائه میدهد.این سازمان در جهت همکاری با شورای جهانی اتحادیه های علمی ، نقش داوطلبانه ایی در همکاری جهانی در زمینه آزمایشات ژئو فیزیکی و هواشناسی

به منظور تحقیقات علمی در زمینه آزمایشا ت ژئو فیزیکی و هواشنا سی به منظور تحقیقات علمی در زمینه کنترل ترکیبات شیمیایی موثر بر تغییرات جوی داشته است.

٦-٣) تاریخچه هواشناسی در ایران :

مطالعه و بررسی جو همیشه مورد نظر دانشمندان ایرانی بوده است. در دوره سامانیان دانشمندان بزرگی چون محمدبن زکریای رازی و ابن سینا با برخورداری از امکانات موجود به پیشرفتهای قابل توجهی در زمینه های گوناگون رسیدند از جمله حکیم عمر خیام شاعر و ریاضیدان عالیقدر ایرانی نیز از هواشناسان متبحر زمان خود بوده است.

تاریخ واقعی هواشناسی ایران از سال ۱۲۹۸ شمسی آغاز می شود در این سال درس هواشناسی در برنامه درسی برزگران گنجانده شد و تدریس آن توسط معلمان فرانسوی انجام می شد. در همان محل هم اولین سکوی هواشناسی احداث شد که در آن درجه حرارت و رطوبت نسبی و میزان بارندگی اندازه گیری می شد..

اولین ایستگاه هواشناسی در ایران سال ۱۳۱۰ توسط مرحوم دکتر حسابی بنیانگذار دانشگاه تهران بر بام وزارتخانه فرهنگ آن زمان تاسیس گردید.بتدریج بر اثر نیاز شدید بخشهای کشاورزی وآبیاری تعدادی ایستگاه نیز بر حسب ضرورت در نقاط مختلف کشور تاسیس شد که مسئولیتهای آن با بنگاه مستقل آبیاری وابسته به وزارت کشاورزی بود.پس از جنگ جهانی دوم نیروهای متفقین برای سلامت پرواز هواپیماهای خود یک واحد کوچک هواشناسی دایر کردند که نیازهای هواشناسی بخش هواپیمایی آنان را تامین می کرد.

در سال ۱۳۳۴ اداره کل هواشناسی کشور وابسته به وزارت راه تاسیس شد وپس از آن در سال ۱۳۳۸سازمان هواشناسی ایران به عنوان یکصد و سومین عضو سازمان هواشناسی جهانی به عضویت این سازمان جهانی درآمد.

سازمان هواشناسی کشور قبل از انقلاب بیشتر در خدمت حمل و نقل هوایی و صنعت هواپیمایی بود و به مسایل هواشناسی کاربردی توجه کمتری داشت اما پس از انقلاب شکوهمند اسلامی ایران و با تعیین کشاورزی به عنوان محور اصلی فعالیتهای اقتصادی کشور، این سازمان نیز خدمات خودرابه سمت کشاورزی متوجه کرد و امروزه توسعه ایستگاهها و بهبود سیستم آمار هواشناسی کشور در جهت ارائه خدمات به بخشهای تحقیقاتی، هوانوردی،کشاورزی، دامداری، آبیاری و غیره گرایش دارد.این سازمان امروزه با نام اختصاری IRIMO شناخته میشود و اطلاعات مورد نیاز خود را از مراکز تاشکند، جده و دهلی کسب میکند.

۳-۷) تاریخچه هواشناسی در نیروی هوایی:

اولین هسته هواشناسی در نیروی هوایی بصورت یک هنگ مستقل از سال ۱۳۳۵ تشکیل گردیدو پرسنل مربوطه در تخصصهای دیدبانی سطح زمین- پیش بینی- کاوش جو بالا و نگهداری تجهیزات هواشناسی در پایگاههای وقت مشغول بخدمت شدند

این روند تا پیروزی انقلاب شکوهمند اسلامی ایران ادامه داشت اما پس از وقوع جنگ تحمیلی نیاز شدید به اطلاعات هواشناسی جهت انجام عملیات نظامی وبخصوص عملیات هوائی باعث گردید که فعالیتهای هواشناسی در نهاجا بصورت منسجم تری ارائه گردد.

بهمین منظور در سال ۱۳۶۱ مرکزی بنام مرکز آنالیز و پرورش دادهای جوی تهران تشکیل گردید بطوریکه به عنوان منبعی برای دریافت و پخش اطلاعات جوی عمل می نمود و با استفاده از فرکانسهای رادیویی و تجهیزات سازمانی خود این اطلاعات را از کشورهای پخش کننده این اطلاعات دریافت و پس از تجزیه و تحلیل نتایج آنرا در قالب اطلاعیه ها و پیش بینی های گوناگون در اختیار یگانهای مستقر در پایگاهها قرار میدهد که این روند هم اکنون نیز ادامه دارد

در طول ۸ سال دفاع مقدس پرسنل هواشناسی نهاجا در کلیه پایگاهها، مناطق هوائی و مناطق پدافندی مستقر بودند و در جهت تامین اطلاعات جوی مورد نیاز ماموریتهای مختلف، دوشادوش رزمندگان ،تلاش بی شائبه ای را مبذول داشتند و خلبانان تیزپرواز نهاجا از جمله شهید گرانقدر سرلشگر خلبان عباس بابایی اکثر اوقات شخصا در دوایر هواشناسی پایگاههایی که قرار بود مجری عملیات باشند حضور می یافتند و از اوضاع جوی اطلاع حاصل می نمودند.یاد این شهید و همه شهیدان انقلاب و جنگ تحمیلی گرامی باد...

۳-۸) هواشناسی و هوانوردی :

همانطوری که جامعه بشری برای امور زندگی خود احتیاج به تلاش و حرکت دارد و برای این حرکت باید مسیرخود را هموار و مشخص نماید حال چه پیاده حرکت کند و چه با مرکب ، حتما باید جاده باشد. آنهم حتی المقدور کوتاه وصاف وسالم و بدور از مسیلهای آب وشن وخطرات دیگر.

برای پرواز هواپیما نیز چنین مقدماتی را باید فراهم کرد . غیر از مسائل فنی وصنعتی ساخت هواپیما و دستگاههای مخابراتی لازم برای برقراری تماس بین خلبان و مسئول برج مراقبت در روی زمین و نیز فن و مهارت بحرکت درآوردن و پرواز هواپیما و به مقصد رساندن وفرود سالم و راحت بر روی فرودگاه مقصد، نیاز به آگاهی از عوامل مختلف جوی از قبیل دما– باد- فشارهوا – رطوبت – دید افقی- دیدعمودی- تغییرات فشارهوا وانواع پدیده های مختلف نظیر(باران،برف،رگبار،رعدوبرق،تگرگ،مه،گرد وخاک) میباشد.

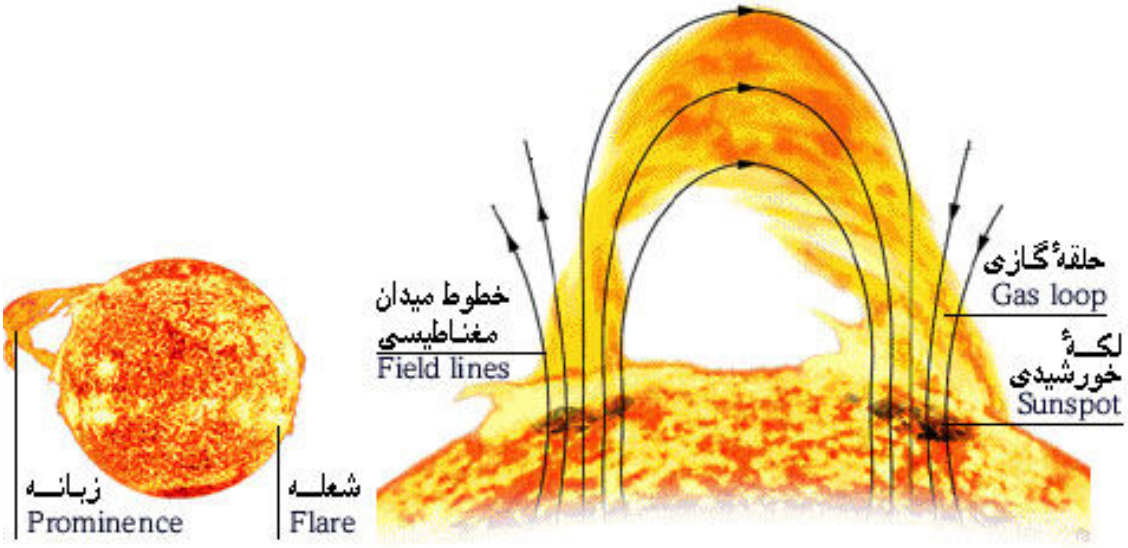
هر چند که مسیر هوایی احتیاج به راهسازی وآسفالت ندارد ولی همیشه یک مسیر،حالت خود را ،یکسان نگاه نمیدارد وحرکت عمومی جو آن را تغییر داده و موانعی بر روی آن ایجاد می کند که ایجاد تغییرات بر روی آن از قدرت بشر خارج میباشد.

بنابراین چون نمی توانیم دخالتی در مسیرهای هوایی داشته باشیم بهتر است وضعیت آنرا معلوم نمائیم تا بتوان مسیر سالم و راحتی را انتخاب وحتی اگر در مسیرخطری یا مانعی تشخیص داده شود از نزدیک شدن به آن خود داری نمائیم و این تشخیص موقعیت مسیر هوایی و موقعیت هوایی فرودگاه به عهده هواشناس میباشد که برای انجام چنین امری، در درجه نخست شناخت هوا،تغییرات آن،مسیر حرکت و سرعت آن توده هواضروری میباشد.

شاید ترافیک هوایی و دریایی بیشترین ارتباط را با شرایط هواشناسی داشته باشد تمام خدمات پر هزینه ادارات و ایستگاههای هواشناسی با توسعه روزافزون خطوط هوایی و بر پایه اطمینان و ایمنی این شاخه از ترافیک بوده است.

فصل چهارم:

انرژي خورشيدي



۱-٤) خورشید:

بزرگترین هسته پر انرژی منظومه شمسی خورشید است که منبع اولیه انرژی در اتمسفر میباشد.انرژی حورشید باعث رشد و نمو نباتات گردیده و این نباتات میباشند که مایحتاج بشر را تامین میکند انرژی خورشید گاه ممکن است بصورت مستقیم با غیر مستقیم باعث استفاده بشر قرار گیرد .بدیهی است که بدون آن بشر به هیچ وجه نمیتواند زندگی خود را ادامه دهد.انرژی حرارتی که زمین از آن کسب میکند نسبتا زیاد بوده . در اثر کسب این انرژی پدیده های مختلف جوی می آیند بنابراین خورشید یکی از عوامل مهم هواشناسی است و پدیده های جوی که در کره زمین بوجود میآیند با آن رابطه مستقیم دارند در علم نجوم یک فصل کامل از خورشید مورد بحث قرار میگیرد.ولی در اینجا نکاتی چند از آن مورد توجه قرار میگیرد.

بطور کلی خورشید دور محوری که زاویه میل آن۸۳ درجه بطرف مدار زمین است گردش میکند خورشید جامد نبوده و از یک توده گاز تشکیل شده است .چرخش نقاط مختلف خورشید یکنواخت نبوده بطوری که قسمت استوائی آن برای یک دور کامل چرخش مدت زمانی برابر با ۲۵,۵ روز و قسمت های قطبی آن تقریبا ۹

روز بیشتر از قسمت استوا ئی اش وقت لازم دارد و نیروی جاذبه آن زمین را در مداری برابر با ۹۳ میلیون مایل دورتر از خودش نگه میدارد و همانطوری که زمین در اطراف محور خودش میچرخد یک چرخش سالیانه نیز در مدار بیضی شکل مرئی که از خورشید منتشر میشود باسرعت ۱۸۶۰۰۰ مایل در ثانیه حرکت میکند در صورتی که امواج گرمائی آن با سرعت نور حرکت میکند این امواج غیر مرئی بوده وبا چشم دیده نمیشود .

جریانهای هوا و جریانهای دریایی انرژی خود را از خورشیدی در یافت می کنند. انتقال این انرژی در اتمسفر از سه طریق زیر صورت می گیرد.

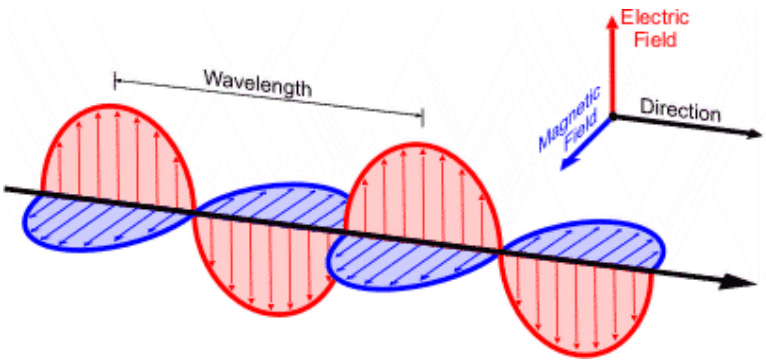
٤-١-١ هدایت:

انتقال انرژی در این روش ناشی از برخورد مولکولها به یکدیگر است و مولکولهای با انرژی بیشتر ،انرژی خود را به مولکولهای با انرژی کمتر می دهند زیرا مولکولهای با انرژی بیشتر (گرمتر) دارای نوسانات بیشتری هستند (مانند انتقال گرما در یک میله فلزی)

٤-١-٢ جابجایی:

انتقال انرژی توسط ماده را جابجایی گویند مانند توده هوایی که دارای انرژی است و با جابجایی خود از یک نقطه به نقطه دیگر انرژی حرارتی را منتقل می کند.

٤-١-٣ تابش: (تشعشع)



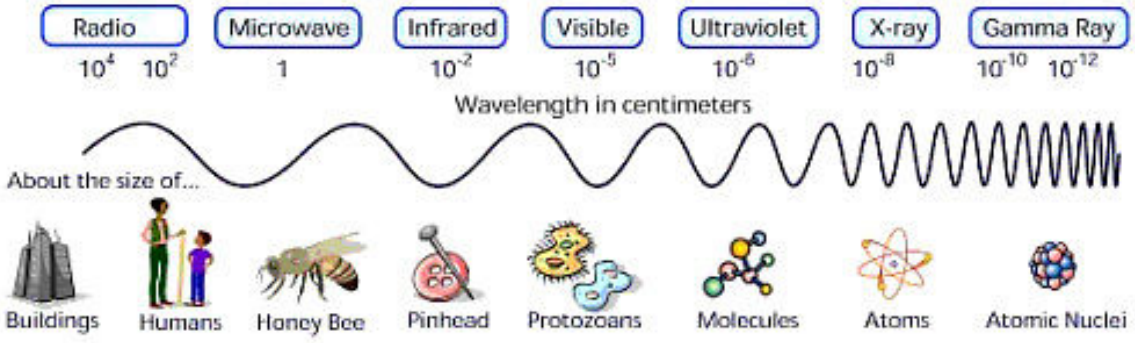
در این روش از انتقال انرژی نیازی به محیط خاصی نیست .این نوع از انتقال انرژی خاص امواج الکترو مغناطیسی است که در آن میدانهای الکتریکی و مغناطیسی عمود بر هم و عمود بر جهت حرکت می باشند و با سرعت نور حرکت می کنند. این امواج دارای طول موجهای متفاوتی بوده و برحسب طول موجشان به انواع مختلف تقسیم بندی می گردند که امواج مرئی دارای طول موجی بین ۰/۴ تا ۰/۷ میکرون می باشند.

۲-٤) رابطه بین انرژی یک موج و طول موج آن:

رابطه بین انرژی و طول موج را می توان برحسب رابطه زیر بیان نمود

$$E = (h * C) / \lambda$$

که در آن E و h و λ به ترتیب معرف انرژی ،ثابت پلانک و طول موج می باشد. همانگونه که از رابطه بر می آید با افزایش طول موج از مقدار انرژی کاسته می شود.



۳-٤) تابش جسم سیاه و خورشید:

مقدار انرژیی که از جسمی می تابد عمدتا به دمای آن بستگی دارد. آزمایش نشان داده است که در هر دمایی، برای مقدار انرژیی که در مدت معین می تواند از واحد سطح جسم گسیل شود حد بالایی وجود دارد که به این مقدار حداکثر برای هر دمایی، تابش جسم سیاه گویند و جسمی که در هر طول موج،بیشترین شدت تابش ممکن را در هر دمایی می تاباند به جسم سیاه معروف است.اصطلاح جسم سیاه از این رو که در بر دارنده مفهوم رنگ است گمراه کننده است. در واقع اشیایی که در شرایط عادی سیاه جلوه نمی کنند ممکن است مانند جسم سیاه تابش کنند و خورشید خود نمونه ای از آن است. جالبتر آنکه حتی انرژیی که از سطح برف می تابد خیلی به تابش جسم سیاه نزدیک است.

٤-٤) تشعشعات خورشیدی:

تقریبا ۹۹ درصد انرژی خورشیدی در طول موجهای ۰/۱۵ میکرون تا ۴ میکرون قرار دارد.توزیع انرژی خورشیدی نسبت به طول موج با منحنی پلانک برای جسم سیاه با درجه حرارت ۶۰۰۰ درجه کلوین مطابقت می کند. تقسیم بندی انرژی خورشیدی را بر حسب طول موج می توان بصورت زیر بیان نمود.

۹٪ در قسمت ماوراء بنفش

۴۵٪ در قسمت مرئی

۴۶٪ در قسمت مادون قرمز

انرژی لازم برای حرکات اتمسفر و دریاها بطور دائمی از خورشید گرفته می شود. مقداری از انرژی هم توسط درون زمین و همچنین ستارگان تامین می شود ولی این انرژیها کمتر از ۱٪ انرژی خورشیدی هستندکه از آنها صرفنظر می شود. بنابر این موتور اصلی جو خورشید است یعنی پدیده های جوی را می توان تظاهرات ماشین طبیعی عظیمی فرض کردکه در این ماشین، ماده ای که سبب تبدیل انرژی حرارتی به انرژی مکانیکی می شود بخار آبست. اگرچه مقدار آب موجود در جو بسیار کم است و بیش از چند درصد جرم کل هوا نیست ولی همین مقدار آب بسیار مهم است و مانند بانک انرژی است که گرما را دریافت و ذخیره نموده و سپس انرژی ذخیره شده را آزاد می سازد.به عبارتی آب را در بودجه جو می توان به ارز تشبیه نمود زیرا آب موجود در جو،انرژی حرارتی خورشیدی دریافت شده توسط کره زمین را در روی خشکیها و دریاها توزیع می کند.

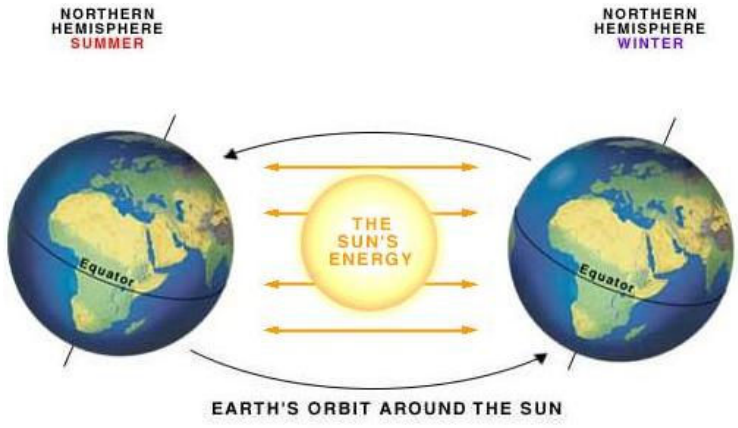
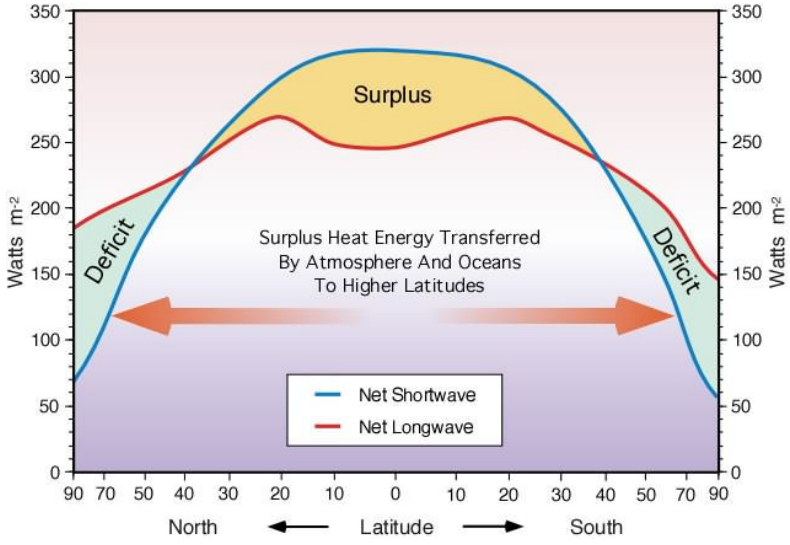


Fig 3: Annual movement of the Earth around the Sun



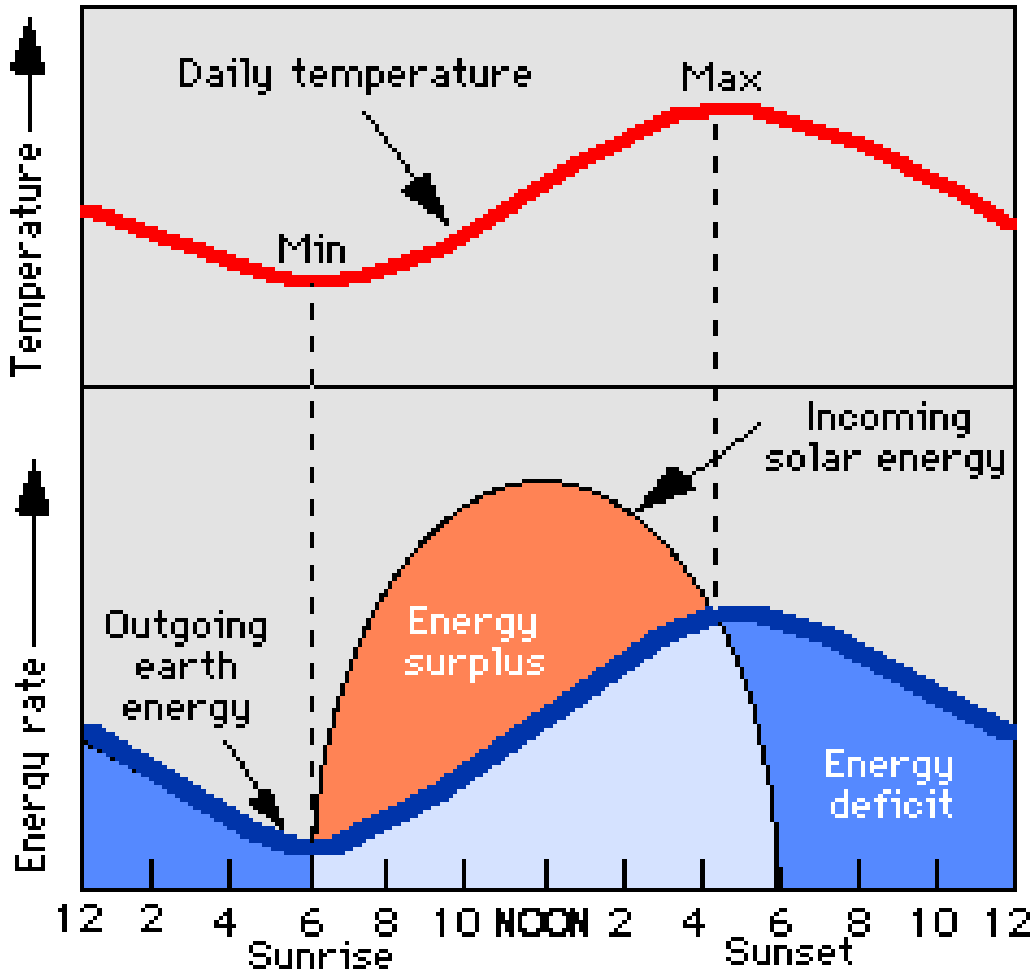
٥-٤) ثابت خورشیدی:

مطالعه انرژی خورشیدی در زمانهای طولانی نشان می دهد که انرژی خورشیدی زیاد تغییر نمی کند. برای این منظور از کمیتی بنام ثابت خورشیدی یا پایای خورشیدی استفاده می شود. ثابت خورشیدی، مقدار انرژی مفیدی است که بر واحد عمود بر امواج خورشیدی در واحد زمان وارد می شود طبق مطالعات دقیقی

که انجام شده است معلوم شده که مقدار حرارتی که به یک سانتیمتر مربع از جسم در فضای خارج اتمسفر که عمود بر اشعه های خورشید قرار گرفته است برابر با ۲ کالری بر سانتی متر مربع می باشد دقیقا در حالتیکه، زمین در فاصله متوسط خود از خورشید قرار دارد که این مقدار اخیرا مقداری افزایش یافته است و آن را مقدار ثابت خورشیدی (SOLARCONSTANT) میگویند.

٦-٤) مدت و شدت تابش آفتاب:

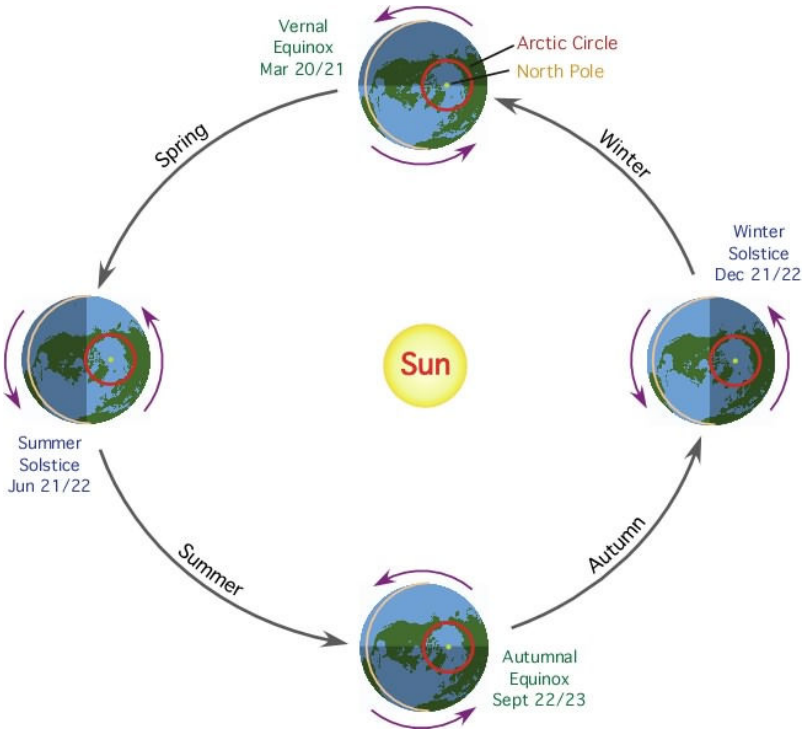
بلندی یا کوتاهی دوره روشنایی روز در هر عرضی از افزایش یا کاهش ارتفاع زاویه ای خورشید بر فراز افق جنوب در نیمکره شمالی و بر فراز افق شمال در نیمکره جنوبی در نیمروز پیروی می کند. بنابر این دما در خلال تابستان در عرضهای میانی به این دلیل بالاتر است که نه تنها خورشید مستقیم تر و شدید تر می تابد بلکه تعداد ساعات تابش نیز بیشتر است . البته در تابستان زاویه تابش بزرگتر و در زمستان کوچکتر است. لازم به ذکر است که زاویه تابش عبارتست از زاویه بین شعاع تابش و عمود محلی.



فصل پنجم:

گردش عمومي جو

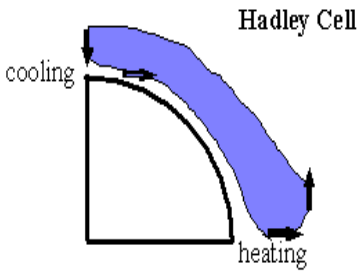
۱-۵) حرکات زمین:



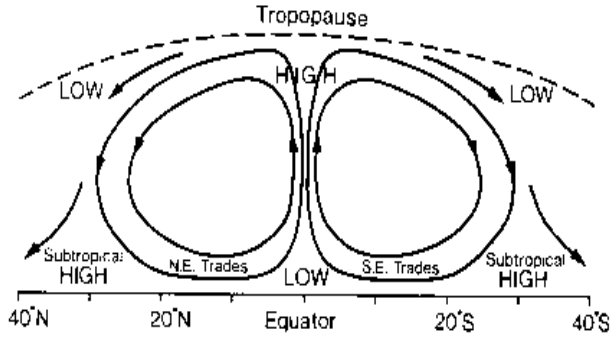
حرکتی از زمین که ما با آن آشنائی داریم همان حرکت به دور محورش میباشد.این چرخش هر ۲۴ ساعت نسبت به خورشید و یک چرخش کامل به طرف مشرق که تقریبا بدور محوریکه از قطبین زمین میگذرد انجام میدهد و در اثر همین چرخش است که تغییرات روز و شب بوجود آمده و اشعه های خورشید به قسمتهای مختلف زمین در مدت ۲۴ ساعت میرسد.تقریبا در این چرخش روز نجومی که ۲۳ ساعت و ۵۶ دقیقه و ۴/۰۹ ثانیه میباشد.جایگزین ۲۴ ساعت حد متوسط شمسی میشود.حرکت دیگری که زمین دارد حرکت حول محوری است که با خورشید زاویه ۲۳/۵ درجه میسازد(حرکت انتقالی)و زمین از غرب به شرق بدور خورشید تقریبا با سرعت متوسط ۱۳/۵ کیلومتر میچرخد.که مدار این چرخش یک بیضی است و خورشید در یکی از کانون های آن قرار دارد و در اثر این حرکت انتقالی است که چهار فصل ایجاد میشود.

مطالعه این شکل شرح واقعی بوجود آمدن چهار فصل را نشان میدهد در شکل فوق مشاهده میشود که درچرخش زمین یکی از قطبین ماهها در تاریکی مانده و قطب مقابل ماهها روشن است بنابراین در زمستان نیمکره شمالی روزها کوتاهتر و شب ها بلندتر است و در تابستان روزها بلندتر و شب ها کوتاهتر است ودر فصل تابستان خورشید نسبت به زمین دورتر است ولی اشعه های آن عمودتر میباشد و در زمستان عکس موضوع

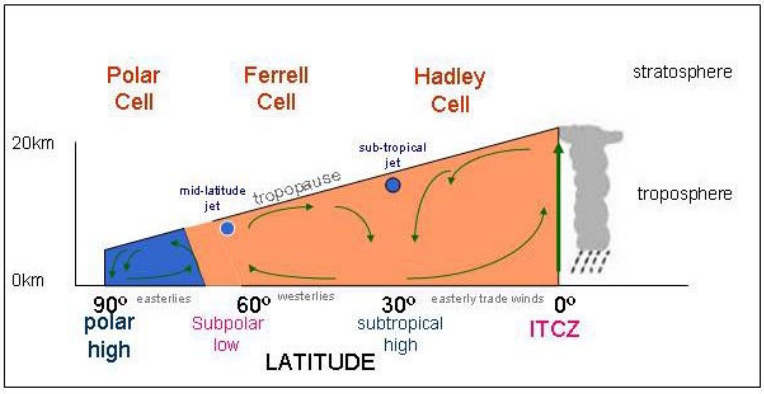
فوق صادق است . بنا براین نتیجه آنکه استوا بمراتب بیشتر از قطبین گرما دریافت میکند و همین امر باعث بوجود آمدن جریانهای کلی اتمسفر میگردد و در استوا هوا در اثر گرم شدن صعود نموده و در عرض ۳۰ درجه شمالی و جنوبی حالت فرونشستگی ایجاد میکند و بالعکس در قطب بعلت وجود هوای سرد جریان هوا در سطح زمین حالت فرو نشستگی داشته و به نقاط استوائی حرکت میکند . دراثر بر خورد با جریانهای متعدد در عرض ۶۰ درجه باز هم هوا حالت صعودی بخود میگیرد و بنابراین تشکیل سه سلول بسته در نیمکره شمالی و جنوبی را میدهد که درشکل زیر جریان کلی اتمسفر که در اثر نامساوی گرم شدن سطح زمین در فصول مختلف میباشد نشان داده شده است.



این

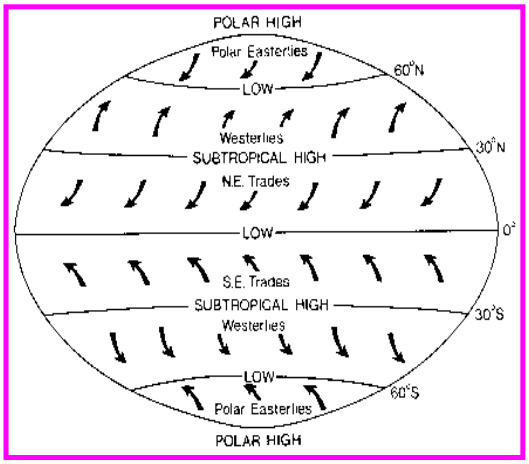


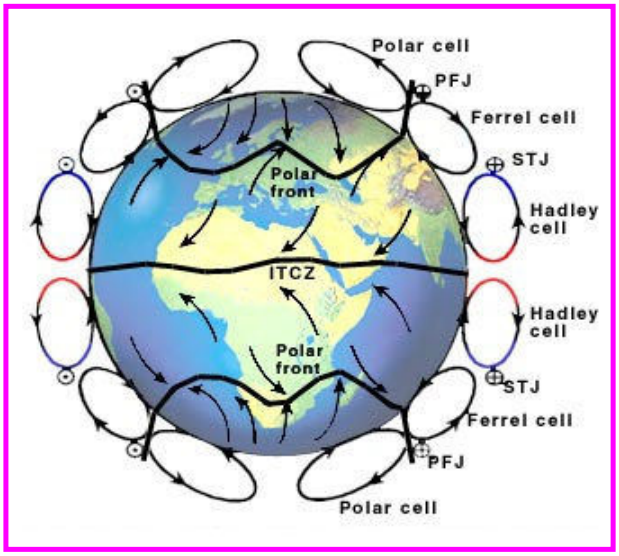
جریانهای کلی اتمسفر بسیار مهم و در هواشناسی اهمیت فراوان دارد بنابراین مشاهده میشود که از عرض تقریبا ۳۰ درجه شمالی و جنوبی بعلت فرونشستگی عظیم هوا (SUBSIDANCE) بایستی سیستمهای عظیم فشار قوی بوجود آید و همچنین در قطبین بعلت وجود سرمای زیاد سیستم های فشار زیاد نیز حکم فرما میباشد ولی در نواحی استوائی وتقریبا عرض ۶۰ درجه شمالی و جنوبی بعلت بر خورد دو توده های مختلف و بوجود آمدن منطقه جبهه قطبی((POLAR FRONTAL ZONE) سلولهای فشار کم همراه با جبهه دیده میشود.البته میبایستی که توجه داشت همانطور یکه میدانیم این کمربندهای فشار کم نمیتوانند بصورت کامل باشند.زیرا بعلت وجود خشکی ودریا مقدار انرژی مکتسب از خورشید متفاوت میباشد و همانطوریکه میدانیم گرمای ویژه و قابلیت هدایت خاکی از آب کمتر و با نتیجه گرمای جذب شده باعث افزایش زیادتر درجه حرارت در طبقات مجاور زمین وباعث کاهش درجه حرارت در طبقات مجاور دریا خواهد شد.



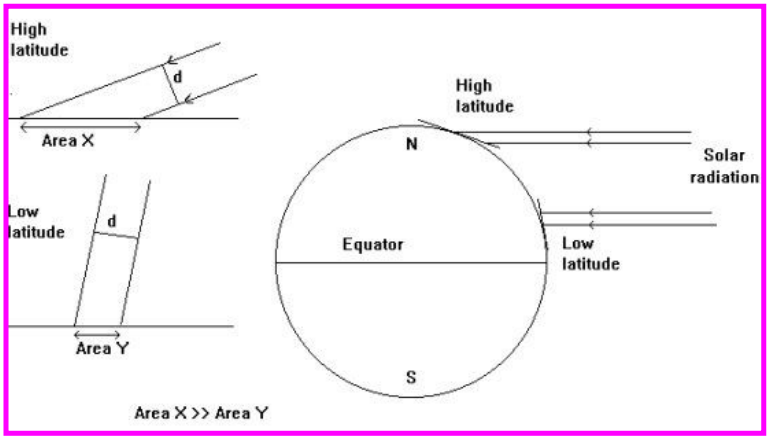
۲-۵) گردش عمومی جو:

همانطور که بیان شد کلیه تغییرات جوی ، از نسیمهای ملایم و آسمان صاف گرفته تا طوفانهای سهمگین و بارندگی زیاد برف و باران نتیجه پراکندگی نابرابر انرژی گرمایی اتمسفر است. اکثر این حرکات و تغییرات جوی به این نظریه اساسی مربوطند که هوای گرم نسبتا سبک شده و صعود می کند و هوای خنک سنگین شده و با کاهش ارتفاع به سطح زمین نزدیک می شود. اگرازدرون یک ماهواره به حرکت هوا برروی کره زمین نگاه کنیم





خواهیم دید که این حرکت بنظر خیلی پیچیده بنظر میرسد ولی اگر دقت کنیم خواهیم دیدکه در نواحی استوائی و قطبی هوا از طرف مشرق به مغرب در حرکت است در صورتیکه در حد فاصل بین این دو ناحیه هوا از غرب به شرق در حرکت می باشد ولی این جریانهای غربی مناطق معتدله گاهی اوقات توسط گردبادهای بزرگی بهم میخورد. و بطور کلی مانند شکل مقابل

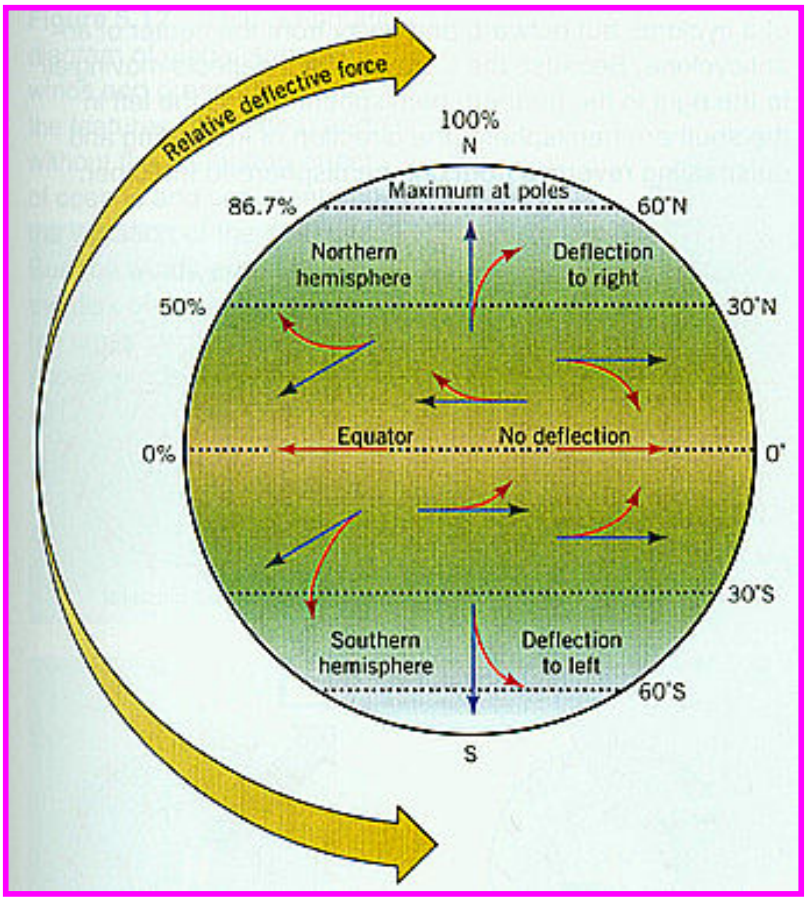


میباشد.چرخش هوا با گرم شدن آتمسفر بوسیله تابش خورشید شروع میشود. بدینترتیب هوا در استوا که نزدیکترین فاصله را با خورشید دارد گرم شده و به سمت بالا حرکت می کند.صعود این هوا تا ارتفاع مشخصی ادامه یافته و سپس این هوای صعودکرده به سمت قطبین شمال و جنوب جریان می یابد. در لایه تروپوسفر، صعود هوای گرم در استوا باعث ایجاد یک ناحیه با فشار کم و نشست هوا و دمای کم و متراکم شدن آن در قطبین باعث ایجاد

منطقه ای با فشار زیاد میگردد. هوای سرد که دارای فشار زیاد است تمایل به حرکت به سمت منطقه کم فشار استوایی دارد و بدین ترتیب اولین و اساسی ترین کمر بند چرخش هوا مانند شکل زیر ایجاد میگردد.

همانطور که در شکل فوق مشاهده می شود برای مقطع معینی از اشعه خورشید اگرچه مساحت X در عرضهای جغرافیایی بالاتر، بزرگتر از مساحت Y در استوا می باشد اما بدلیل مایل بودن اشعه در عرضهای جغرافیایی بالاتر، انرژی دریافتی در استوا به مراتب بیشتر است. بنابر این چرخش هوا ناشی از توزیع نابرابر انرژی خورشیدی بین قطب و استوا تحت تاثیر نیروهای موثر در حرکات جوی است.

۳-۵) نیروهای موثر در جو:



بدلیل نیروهای مختلف این حرکت چرخشی از اسوا به قطب و بالعکس مستقیم صورت نگرفته و دچار اعوجاجات و پیچیدگیهای خاصی می گردد که همین امر باعث می گردد تا بسادگی نتوان وضعیت جوی را بصورت دقیق پیش بینی نمود. این نیرو ها عبارتند از:

الف-نیروی کوریولیس

ب-نیروی گرادیان فشار

پ-نیروی اصطکاک

ت-نیروی گرانی

ث-نیروی وشکسانی

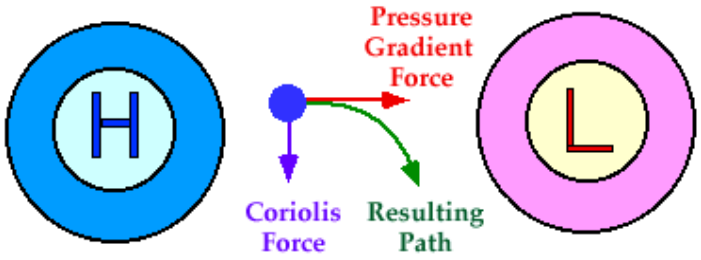
که تاثیر دو نیروی اول از سایر نیروها بیشتر است. همانطور که در شکل مقابل مشاهده می نمائید هوا هنگام حرکت تحت تاثیر نیروی کوریولیس، در نیمکره شمالی به طرف راست، و در نیمکره جنوبی به طرف چپ منحرف می شود و به همین دلیل بادها مستقیم حرکت ننموده و در نهایت با جابجایی افقی و عمودی توده های هوا و مراکز پرفشار و کم فشار شکل می گیرند

الف) نیروی کوریولیس:

همانطور که در شکل فوق نشان داده شده نیروی کوریولیس نیرویی است که باعث انحراف مسیر جریان هوا میگردد. به علت چرخش زمین ، بادی که در اثر گرادیان فشار از منطقه فشار زیاد به منطقه فشار کم در حرکت میباشد، تحت تاثیر این نیرو در نیمکره شمالی به سمت راست و در نیمکره جنوبی به سمت چپ منحرف می شود.نیروی کوریولیس جهت باد را تغییر می دهد اما در سرعت آن تاثیری ندارد. مقدار این نیرو در استوا صفر و در قطبین حد اکثر مقدار خود را دارا می باشد.

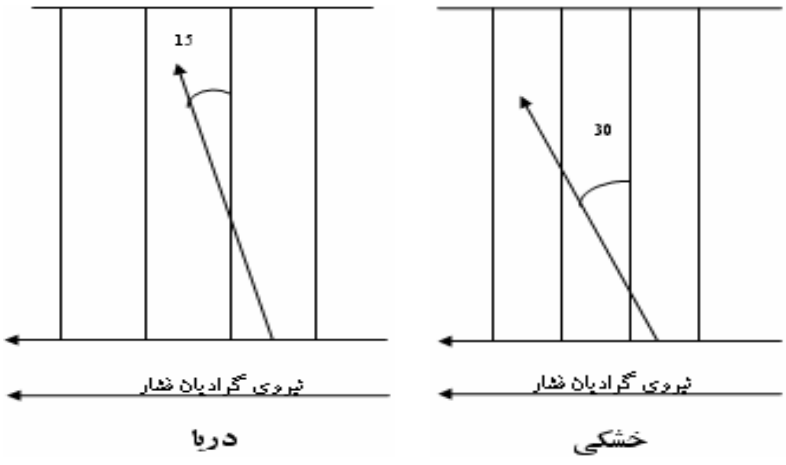
ب) نیروی گرادیان فشار:

گرادیان فشار همواره از فشار زیاد به سمت فشار کم می باشد. در اینصورت هوا از منطقه ای با فشار زیاد به منطقه دیگر که دارای فشار کم است حرکت نموده و باد ایجاد می نماید. اساسا نیروی باد با گرادیان فشار سنجیده و تشخیص داده میشود. لذا هرچه گرادیان فشار بیشتر باشد نیروی باد قویتر خواهد بود.



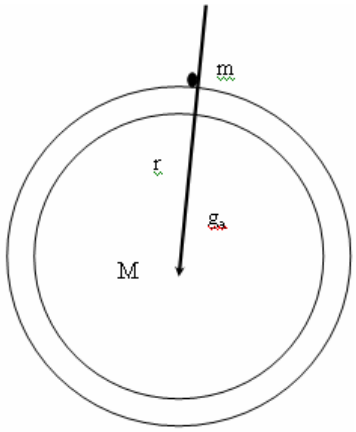
پ) نیروی اصطکاک:

سومین اثر مهم در تعیین سرعت و جهت باد، اصطکاک سطح زمین است. اصطکاک جریان هوا را آهسته میکند و این بستگی به نوع عوارض زمین که هوا از روی آن عبور میکند دارد. رشته کوههایی که ارتفاع قله آنها از ۲۰۰۰ متر به بالا می باشد،تغییرات عمده ای در چرخش هوا ایجاد نموده و در مقابل جریان هوا مقاومت زیادی از خود نشان میدهند. بالعکس دریاهاکمترین مقاومت را در برابر عبور جریان هوا از خود نشان می دهند.بطوریکه زاویه باد با خطوط همفشار در خشکیها به حدود ۳۰ درجه و در دریاها به حدود ۱۵ درجه میرسد نظیر شکل فوق.



برای مثال برای ارائه پیش بینی باد، در قسمت جنوبی یک مرکز کم ارتفاع سطوح فوقانی جو باد ۲۷۰ درجه و در قسمت جنوبی کم فشار سطح زمین باد جنوبغربی پیش بینی می گردد

ت) نیروی گرانش:



عبارتست از نیرویی که هر دو ذره بر هم وارد می کنند که مقدار آن طبق رابطه زیر عبارتست از

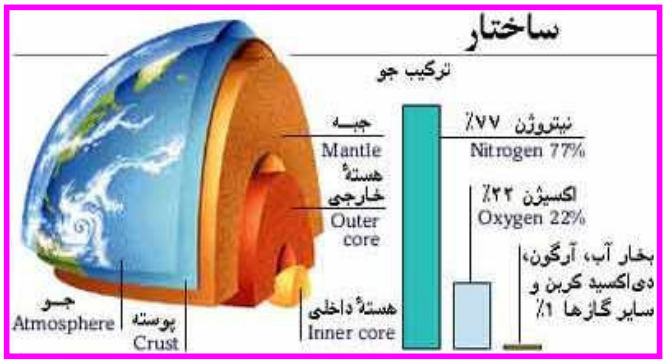
$$F = - (GMm) / r^2 (\vec{r}/r) \quad , G = 6.66 * 10^{-11}$$

در این رابطه M جرم زمین و m عبارتست از جرم مقطعی از یک المان اتمسفر است.

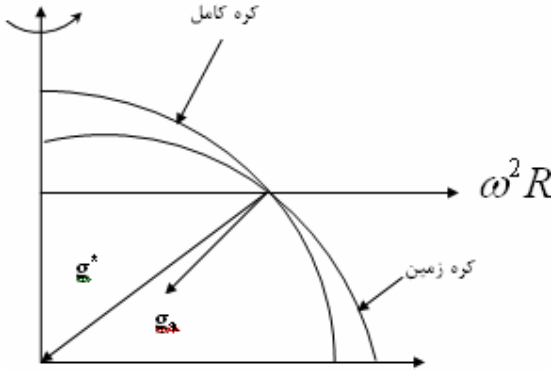
با تقسیم طرفین رابطه فوق بر m خواهیم داشت

$$F / m = - (GM) / r^2 (\vec{r}/r)$$

که مقدار F / m را با g_a نشان داده می دهند و با توجه به اینکه ارتفاع جو در مقابل شعاع زمین قابل چشمپوشی است. با در نظر گرفتن $6 * 10^6$ برای شعاع زمین و $M=5.988 * 10^{24}$ و محاسبه مقادیر خواهیم داشت. $G_a=10m/s^2$ که همان مقدار شتاب جاذبه زمین است و یکی از نیروهایی است که بر توده های هوا تاثیر می گذارد.



ث) نیروی گرانی:



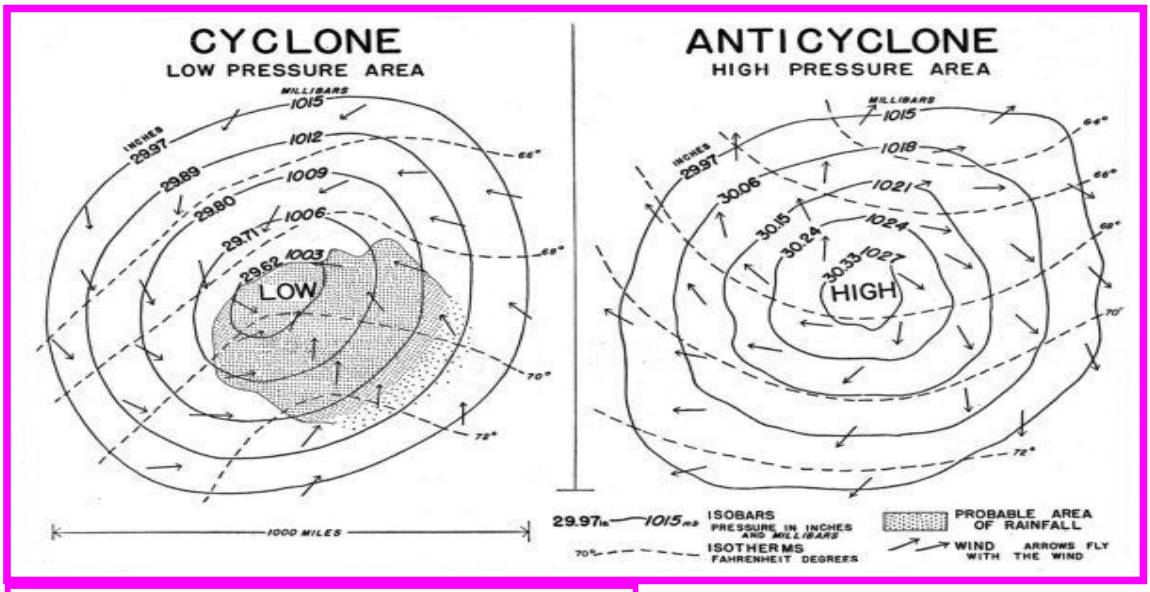
از ترکیب نیروی گرانشی و نیروی گریز از مرکز می توان نیروی گرانی را طبق رابطه زیر بیان نمود

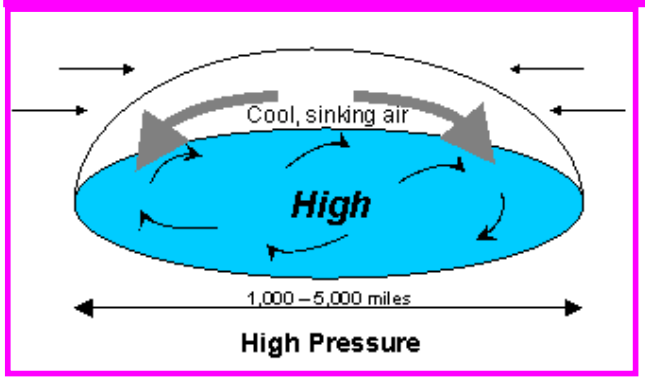
$$g = g_a + \omega^2 R$$

با توجه به اینکه کره زمین،کره کامل نیست و در استوا یک برآمدگی دارد و شعاع استوایی زمین حدود ۲۱ کیلومتر بزرگتر از شعاع قطبی است ،قائم محلی در هر نقطه که بصورت موازی با g در نظر گرفته می شود،جز در استوا و قطبین از مرکز زمین نمی گذرد که در آن ω برابر است با $7.29 * 10^{-5} S^{-1}$ یا رادیان بر ثانیه.

فصل ششم:

توده هاي هوا





۱-٦) مراکز پر فشار:

بخشی از اتمسفر است که با فشار زیاد فرود می آید. به عبارتی هر مرکز پر فشار یک توده هواست که در مدت استقرار خود، از طریق فرآیندهای تابش،رسانایی و همرفتی ویژگیهای دمایی سطح زمین را به توده هوای بالای خود منتقل میکند و در نتیجه آن توده هوا ویژگیهای منطقه را کسب میکند .توده هوای بوجود آمده از طریق گردش ساعتگرد به اطراف پخش میشود و به نقاط دورتر از کانون خود میرود (واگرایی) . زیرا جهت جریانات توده هوا در آنتی سیکلون از داخل به خارج این مرکز می باشد. این مراکز در سطح زمین و در نیمکره شمالی دارای حرکت چرخشی موافق عقربه های ساعت می باشند.در این مراکز چون هوا از مرکز خارج می شود لذا همراه با خروج هوا از مرکز از ارتفاع بالاتر به ارتفاع پایین تر نزول میکند و در نتیجه این حرکت بصورت آدیاباتیکی گرم شده و دمای آن از نقطه اشباع دور می شود. بدین جهت اگر ابری هم در منطقه ایجاد

شود ،از بین رفته و هوا شکل پایدار بخود میگیرد.تنها پدیده های جوی که با مراکز پرفشار همراهی میکند عبارتند از غبار،مه، مه دود،DUST HAZE ، HAZE که همگی کاهش دید را بدنبال دارند.

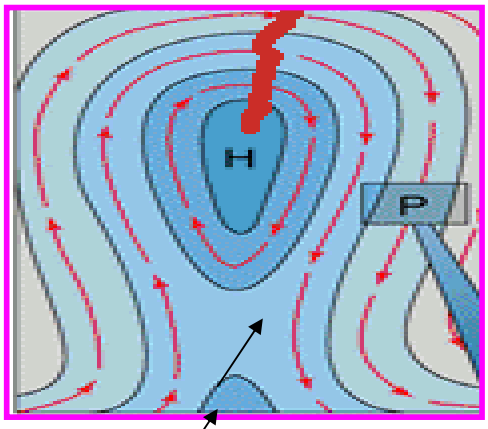
این مراکز دارای حرکت بسیار کند و بطئی بوده(در هر روز ۶ درجه) و اکثر اوقات منطقه بین دو کم فشار و یا دو منطقه جبهه ای را پر میکنند.

٦-٢) انواع مراکز پرفشار:

۱- مراکز پر فشار فوق استوایی

۲- مراکز پر فشار قطبی قاره ای

۳- مراکز پرفشار بین سیکلونهای متوالی

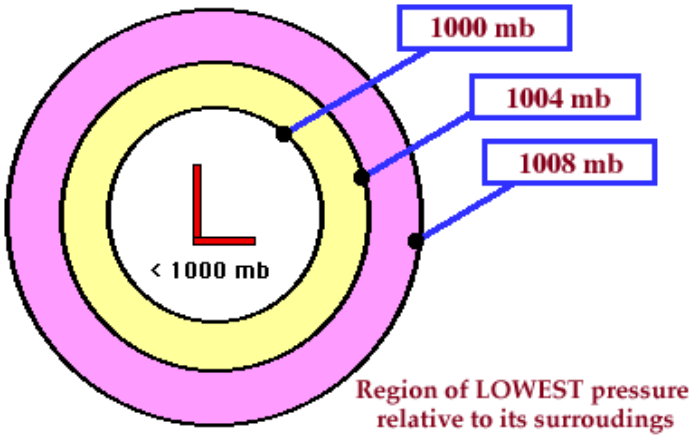


٦-٣) پشته یا رشته کوههای هوایی: (RIDGE)

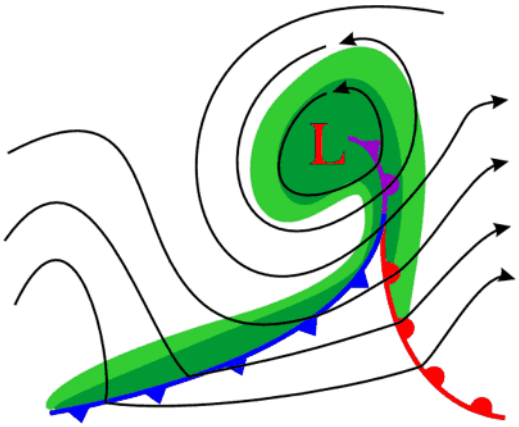
پشته عبارتست از باریکه هوای پرفشار که مانند برآمدگیهای کوه نشان داده میشود. قسمتهای درونی تر این باریکه، نسبت به قسمتهای خارجی دارای فشار هوای بیشتری میباشد.این سیستمها در اثر گسترش سیستمهای پرفشار بوجود می آیند و همواره با هوای خوب و مساعد همراه می باشند.

٦-٤) مراکز کم فشار:(CYCLON)

کشمکش بین توده های هوای قطبی که راهی مناطق استوا هستند و توده های هوای استوایی که به طرف قطبها در حرکتند باعث ایجاد مراکز کم فشار میگردد که دارای چرخشی مخالف عقربه های ساعت بوده و جهت جریان هوا در این سیستم از خارج به داخل آن می باشد.(همگرایی) با تجمع و تراکم هوا در مرکز سیکلون توده هوا بناچار به سوی بالا حرکت میکند و در اثر صعود به ارتفاعات بالاتر و سرد شدن آدیاباتیکی دمای توده هوا به نقطه اشباع نزدیک می شود.به همین دلیل معمولا مراکز کم فشار با هوای نا آرام و بارندگی همراه میباشند.



٦-٥) انواع مراکز کم فشار:



الف- کم فشارهای جبهه ایی

ب- کم فشارهای غیر جبهه ایی شامل:

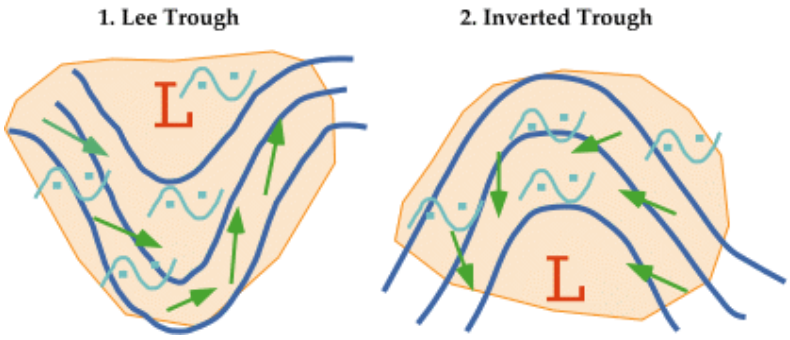
۱- کم فشار حرارتی (heat low)

۲- کم فشار کوهستانی (lee low)

۳- کم فشار قطبی (polar low)

۴- کم فشار حاره ای (tropical cyclone)

٦-٦) ناوه یا دره های هوایی[1]:



ناوه یا دره های هوایی(TROUGH)

ناوه عبارتست از باریکه هوای کم فشاری که شباهت زیادی به دره دارد و فشار در قسمتهای درونی آن کمتر است اگر مراکزV شکل این باریکه هوایی را به هم وصل کنیم خطی حاصل میشود که به آن خط کمترین فشار (TROUGH LINE) گویند.

این سیستمها در اثر گسترش سیستمهای کم فشار ایجاد می شوند و معمولا هوای ابری همراه با بارندگی را به همراه دارند.

٦-٧) گردنه هوایی یا زین: (COL)

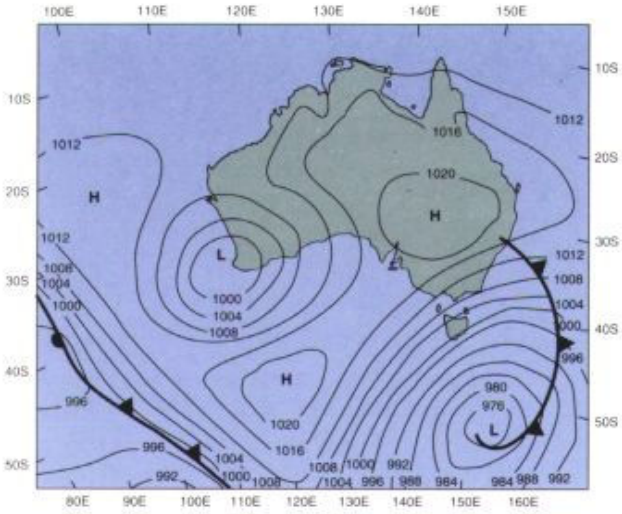


Figure 3 A winter weather map.

گردنه هوایی منطقه ایست بین دو سیستم کم فشار و پرفشار که بصورت متقارن و به شکل دو هذلولی در مقابل یکدیگر قرار می گیرند. این منطقه بسیار آرام است و به جز بادهای مقطعی ۲ الی ۵ نات هیچ پدیده بخصوصی را با خود به همراه نمی آورند.آسمان در آنها

1- TROUGH

صاف و فقط گاهی مقداری مه رقیق(MIST) مشاهده میشود.

باید توجه داشت که صرفنظر از جهت چرخش وقتی فشار یک مرکز بیش از ۱۰۱۳/۲۵ میلی بار باشد به عنوان پرفشار و وقتی کمتر از این مقدار باشد به عنوان کم فشار تلقی می گردد. مثلا ایزو بار ۱۰۱۵ اگر چه ناشی از یک مرکز پرفشار است اما همه ویژگیهای یک ایزوبار ۱۰۳۰ را دارا نیست و بالعکس در مورد یک ایزوبار کم فشار.

۸-٦) توده های هوا:

حجم بزرگی از هوا که از نظر پراکندگی افقی دما و رطوبت تجانس نسبی دارد و افت محیطی دما در همه جای آن تقریبا یکسان است را توده هوا گویند. توده های هوا هنگامی بوجود می آیند که مقدار بسیار زیادی از هوا ، با دما و رطوبت یکنواخت در مناطقی به ابعاد هزاران کیلومتربر فراز دریا یا خشکی بدون حرکت باقی بمانندو نوع توده هوای خیلی بزرگ وجود دارد که یکی توده هوای استوایی که گرم است و دیگری توده هوای قطبی که سرد است.هوا همواره بر فراز زمین حرکت میکند و سعی بر این دارد که گرما را بصورت یکنواخت پراکنده سازد.همچنانکه توده های هوا از مکانی که در آن شکل گرفته اند حرکت میکنند با دگرگونی های زیادی روبرو میشوند.یا کاملا گرم و یا کاملا سرد میشوند،یا خشکتر میشوند یا رطوبت آنها افزایش می یابد. این دگرگونی ها به سبب تاثیر پذیری از ناحیه ایست که از روی آن عبور می کنند. در عین حال دمای شدید موجود در مناطق استوایی و قطبی نیز مدام در حال تولید هوای گرم و سرد هستند.

۹-٦) منابع توده های هوا:

مرکز شکل گیری توده های هوا منابع توده های هوا نامیده می شوند که معمولا مناطق نسبتا مسطحی هستند که باد آرام در آنها جریان دارد. به عبارت دیگر منابع توده های هوا نقاطی از کره زمین هستند که مراکز عظیم

نام و نشانه	مناطق منشا	خصوصیات
آرکتیکA	مناطق قطبی	سردترین توده هوای زمستان
قطبی بریcP	خشکی های جنب قطبی	سرد و خشک و بسیار پایدار
قطبی بحریmP	جنب قطبی و آرکتیک	سرد و مرطوب و ناپایدار
حاره ای بریcT	بیابانهای عرضهای پایین بویژه صحراو استرالیا	بسیار گرم و خشک و پایدار
حاره ای بحریmT	اقیانوسهای منطقه جنب حاره	گرم و مرطوب ناپایداری شدید به جهت کناره غربی اقیانوسها
استواییE	دریاهای استوایی وحاره	گرما و رطوبت زیاد

پرفشار در آنجا استقرار می یابد. نظیر بیابانهای قطب در زمستان و اقیانوسهای جنب حاره ای و مناطق کویری در تابستان.البته باید بخاطر داشت از این نظر عبارت بیابانهای قطب را بکار می بریم که چون نواحی قطبی به علت

پس دادن زیاد انرژی سرد می شوند در تمام طول سال زیر نفوذ سامانه های پر فشار قرار دارند.دمای پایین در این مناطق سبب می شود که اولا سطح اقیانوسها یخزده باشد و همین امر مانع از تبخیر آنهاست در نتیجه رطوبت و بارش در طول سال ناچیز خواهد بود بنابر این در نواحی قطبی همه شرایط خشکی فراهم است و علت فراوانی برف و یخ در این مناطق پایین بودن درجه حرارت محیط است بگونه ای که تبخیر به حداقل می رسد و یا اصلا وجود نداردو بیشتر بارش بر روی زمین باقیمانده و توده عظیمی از برف و یخ را تشکیل می دهد که به عنوان موتور مولد سرما عمل می کند.

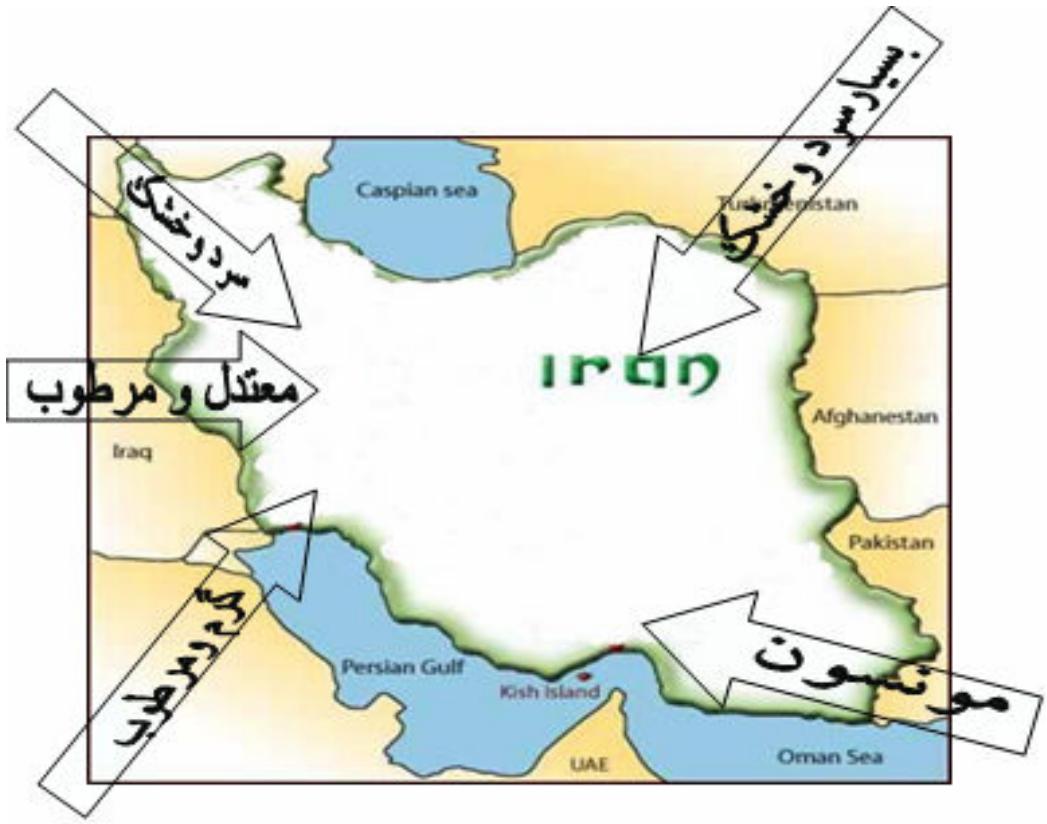
Air mass classification

- **Tropical Maritime (Tm)** – mild and moist
- **Tropical Continental (Tc)** – warm and dry
- **Polar Maritime (Pm)** – cool and moist
- **Polar Continental (Pc)** – cold and dry
- **Arctic Maritime (Am)** – cold and moist

۱۰-٦) طبقه بندی توده های هوا:

توده های هوا بر اساس منابع آنها نامگذاری می گردند مثلا توده های هوای قطبی بر روی مناطق سرد و توده هوای حاره ای بر روی مناطق گرم حاره ای شکل گرفته است. توده هوای بری بر روی خشکیها و توده هوای بحری بر روی اقیانوسها و دریاها شکل گرفه است. این توده های هوا پس از شکل گیری توسط بادهای سطوح فوقانی جو از یک منطقه به منطقه دیگر منتقل می گردند.

۱۱-٦) توده هواهایی که ایران تحت تاثیر قرار میدهد عبارتند از:



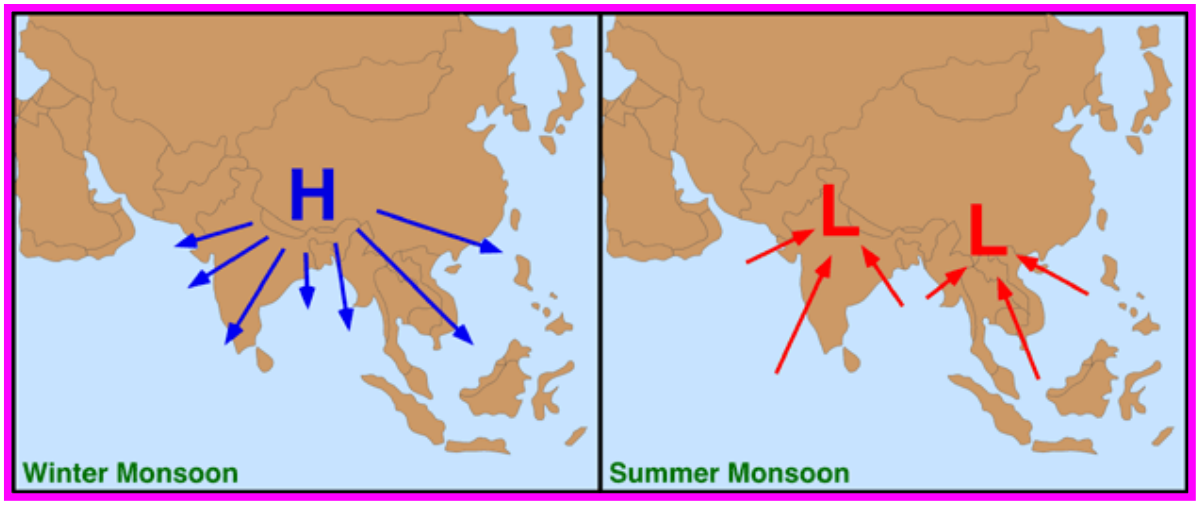
الف) توده هوای بری حاره ای : (مونسون- موسمی)

کلمه موسم دارای ریشه عربی است و به معنی فصل می‌باشد که بوسیله دریانوردان عرب برای تشریح بادهای فصلی در دریای عرب بکار برده می شده است.البته از این واژه برای بارانهای سیل آسا که با این بادها همراهی مکنیز اطلاق می گردد. بادهای مونسون بادهای منطقه ای هستند که در فصول متفاوت سال در وسعت هزاران کیلومتر وزیدن آغاز میکنند این باد ها در اثر تمایز درجه حرارت بین خشکی و اقیانوس ایجاد می گردند. که این تمایز معمولا ناشی از عوامل زیر است.

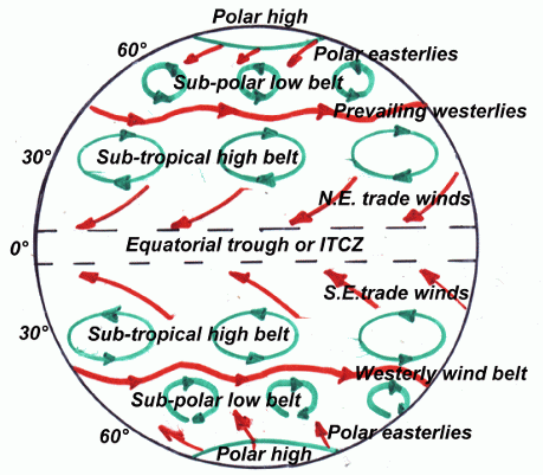
اختلاف گرمای ویژه بین آب و خشکی.

تشدید فرآیند تبخیر در سطح آب نسبت به خشکی.

انتشار انرژی گرمایی بدلیل اختلاط لایه های متفاوت آب در عمق اقیانوسها.

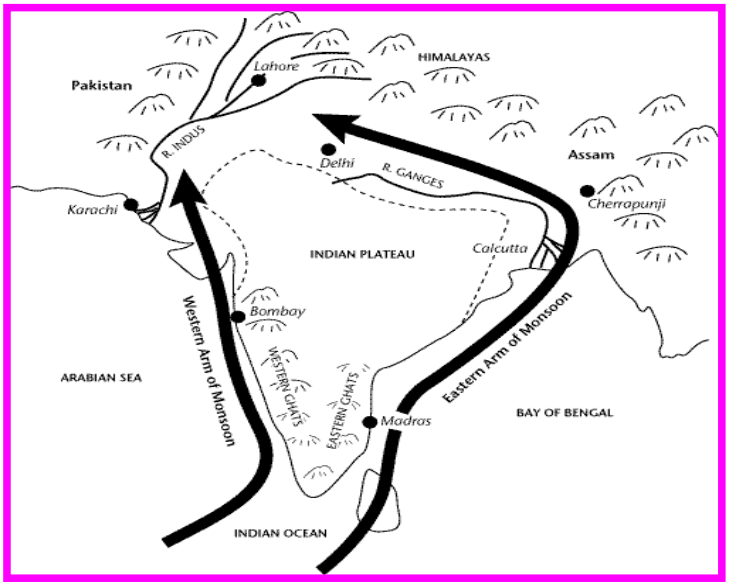


مونسون معمولا در مناطق حاره ، شمال استرالیا ، افریقا ، امریکای جنوبی و ایالات متحده امریکا بوقوع می پیوندد. اما از میان همه آنها مونسونی که در جنوبشرق آسیا و مشخصا در هند و گاهی پاکستان و جنوبشرق ایران رخ می دهد بسیار معروف و شناخته شده است. مونسون آسیایی نتیجه تعامل پیچیده اقلیم ،تمایز درجه حرارت آب و خشکی ،توپو گرافی و گردش هوا بین مناطق حاره و عرضهای میانی است و این چرخه هوائی زندگی مردم در این منطقه را به شدت تحت تاثیر خود قرار می‌دهد



سر چشمه نیروی اصلی مونسون:

در هر نیم‌کره، انرژی دریافتی از خورشید، بیش از انرژی بازتابشی است. همچنین خشکی گرمای خود را زودتر از دست می‌دهد. این خصوصیت به‌ویژه بر روی بیابان ربع‌الخالی، یکی از بزرگترین بیابان‌های جنب‌حاره، و فلات تبت، با ارتفاع متوسط ۴ کیلومتر از سطح دریا، در میانه قاره آسیا، نمایان است. در سطح زمین بر اثر کسب انرژی تابشی زیاد،کم فشاری حرارتی تشکیل می شود که تمام منطقه موسمی از خلیج فارس تا مغولستان را فرا می گیرد.مرکز این کم فشار بر روی پاکستان قرار دارد و مراکز ثانوی آن بر روی مغولستان و جنوب ایران به وجود می آید. خط استوای هواشناسی یا کمربند همگرایی حاره ای ITCZ (INTERNATIONAL TROPIC CONVERGANC ZOON) بر خلاف استوای جغرافیایی ثابت نیست و به شدت متغیر است،این کمربند محل همگرایی بادهای بسامان (بادهای تجارتی یا آلیزه) از دو نیمکره است. در تابستان این کمربند،در جنوبغربی آسیا ،در شمالی ترین نقطه خود از خط استوا بر روی فلات تبت مستقر شده (از نظر عرضهای جغرافیایی حدود ۲۵ درجه بالاتر) و شبه قاره هند را که از دیدگاه جغرافیایی در نیم‌کره شمالی قرار دارد، از دیدگاه هواشناسی در نیم‌کره جنوبی قرار می‌دهد. تضاد و تقابل فصل‌ها در دو نیمکره شمالی و جنوبی، موجب حرکت آرام هوا از نیمکره زمستانی به سوی نیمکره تابستانی، به وسیله گرادیان افقی فشار و نیروی عمودی شناوری از اختلاف درجه حرارت، می‌شود.بادهای جنوبشرقی نیمکره جنوبی که در محدوده گردش سلول هادلی به طرف کمربند همگرایی حاره ای می وزند، برای رسیدن به آن باید از استوا عبور کنند.بادهای فوق پس از عبور استوا، بر اثر نیروی کوریولیس به طرف راست منحرف می شوند و بصورت جریان جنوبغربی به سواحل غربی هندوستان و هند و چین می وزند



.البته کوهستانهای هند این بادهای تابستانی را به دوقسمت تقسیم می کنند. شاخه غربی این بادها پس از عبور از قاتز، بمبئی و پاکستان در نهایت به به سمت شمال جریان می یابند.

شاخه شرقی نیز پس از عبور از خلیج بنگال و کلکته و ایالت آسام هند توسط کوههای هیمالیا به سمت شمالغرب جریان می یابد.

این توده هوا در تابستانها از جنوبشرقی وارد ایران شده و در نواحی جنوبشرقی باعث بارندگیهای خفیف می گردد و در بعضی مواقع این بارندگیهای تابستانی حتی تا نواحی مرکزی نیز گسترش می یابد. در سالهای ۱۳۳۲ و ۱۳۳۳ این نوع بارندگیها خسارات زیادی را به نواحی مختلف ایران وارد نموده است.

ب) توده هوای خیلی سرد و خشک (قطبی بری):

این توده هوا معمولا از شمالشرقی یعنی از نواحی ترکمنستان که در اثر بسیط و وسعه فشار قوی سیبری بوجود می آید، از طریق استانهای خراسان رضوی و خراسان شمالی وارد ایران می شود.این توده هوا در نواحی شمالی ایران از اوائل پائیز تا اوائل بهار متناوبا وارد کشور شده و باعث رگبارهای پراکنده برف و باران در نواحی شمالی ایران می گردد.

پ) توده هوای سرد وخشک (قطبی بحری):

این توده هوا از طریق شمالغرب یعنی از نواحی دریای سیاه و قفقاز و شرق ترکیه وارد ایران می گردد. درجه حرارت این توده هوا نسبتا کم است و موجب رگبارهای شدید و باران و یا تگرگ و رعد و برق مخصوصا در اوائل پائیز و بهار در ایران می گردد.

ت) توده هوای گرم و مرطوب (بری حاره ای):

عملکرد این توده هوا را باید در دو فصل سرد و گرم مورد بررسی قرار داد.

(۱)- فصل سرد: این توده هوا که ابتدا توده هوای بری حاره ای در شمال افریقاست با کسب رطوبت از دریای سرخ و خلیج فارس از طریق جنوبغرب وارد کشور می شود و معمولا در فصل زمستان با توجه به حضور نسبتا دائمی پرفشار دینامیکی شمالشرق که دامنه های آن گاهی تا نواحی جنوب کشور هم امتداد می یابد ورطوبت نسبتا بالای این توده هوا بارانهای قابل ملاحظه ای را در اثر صعود این توده هوا بر روی مناطق همجوار رشته کوههای زاگرس شاهد هستیم. البته باید بخاطر داشت که هرگاه مرکز پرفشار سیبری و مرکز کم فشاری که از شمال عربستان به سمت کشورمان می آید هر دو از گرادیان خوبی برخوردار باشند می توان بارش قابل ملاحظه را انتظار داشت.

(۲)- فصل گرم:

همین توده هوا معمولا در تابستانها از شمال افریقا و صحرای عربستان بوجود می آید و به طرف شرق گسترش یافته و صحرای مرکزی ایران را نیز تحت تاثیر قرار می دهد.البته نواحی کویری ایران هم مرکز تشکیل این توده هواست .این توده هوا دارای درجه حرارت زیاد و رطوبت کم می باشد و اختلاف درجه حرارت روزانه آن نسبتا زیاد است و گردبادهای کوچک در بعضی نقاط آن دیده می شود.

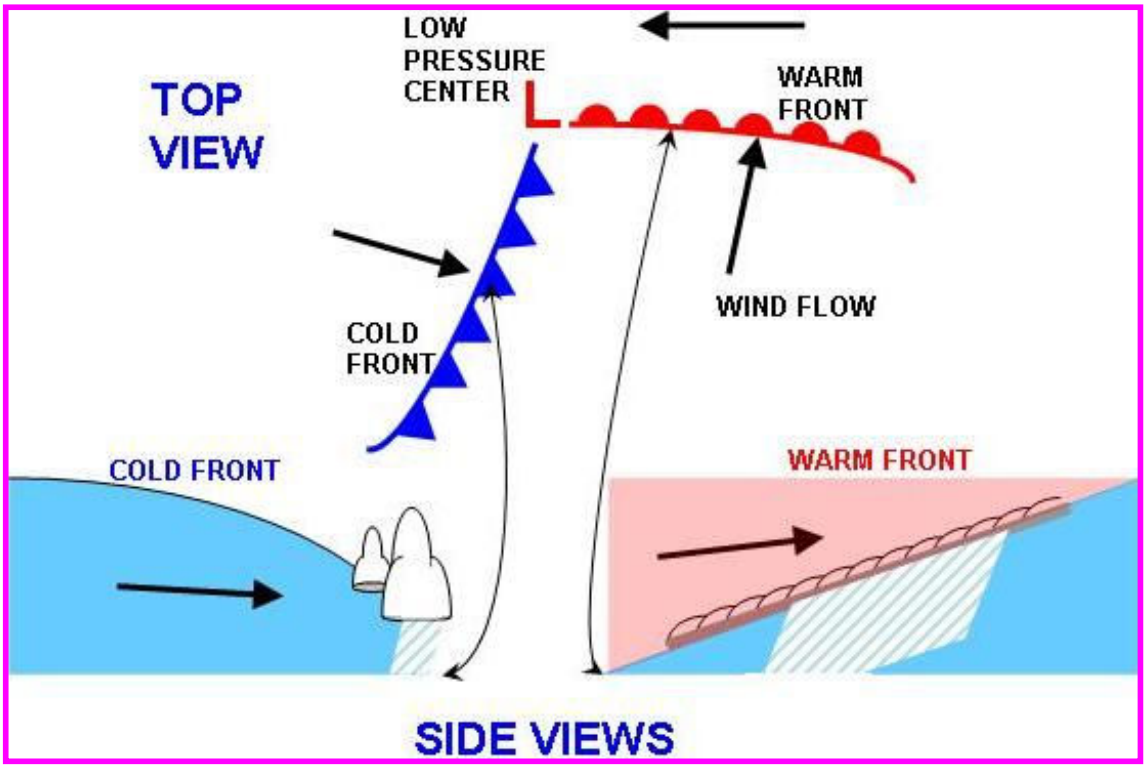
ث) توده هوای معتدل و مرطوب مدیترانه ای:

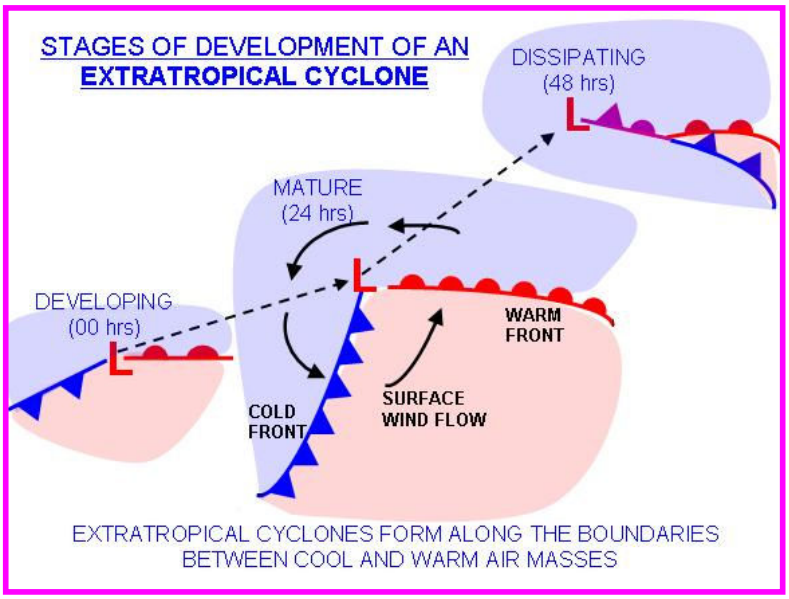
این توده هوا از نشست توده وای قطبی و یا حرکت توده هوای مستقر در شمال افریقا به سمت عرضهای جغرافیایی بالاتر و استقرار موقتی آنها بر روی دریای مدیترانه شکل گرفته و با حرکت به طرف شرق از نواحی غربی کشور را تحت تاثیر قرارداده که معمولا نواحی شمالی کشور از بارش آن بهره مند می گردند.در صورت

توام شدن این توده هوا با توده هوای گرم و مرطوب جنوبی احتمال جاری شدن سیل نیز متصور است که سیل جاری شده در کرمان در سال ۱۳۷۱ ناشی از برخورد این توده هوا در نواحی مرکز کشورمان بود.

۱۲-٦) مراکز کم فشار و جبهه ها:

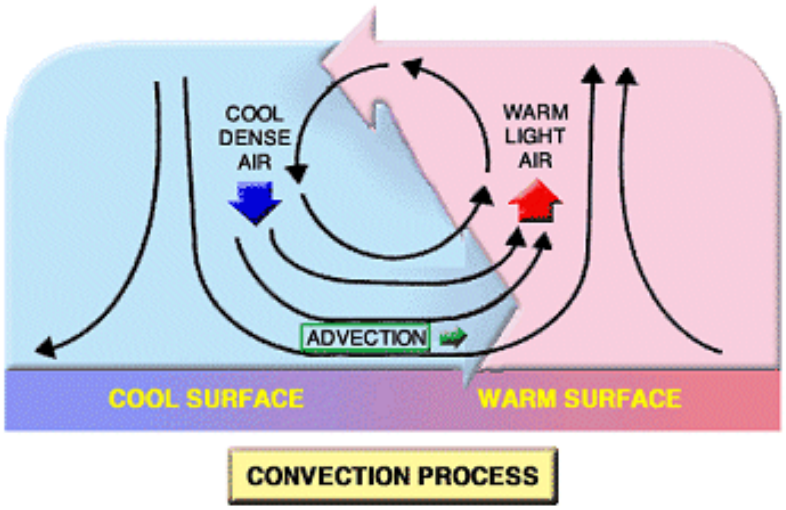
در ابتدای تعریف توده های هوا بیان کردیم که مراکز پر فشار به عنوان منابه توده های هوا محسوب می شوند اما





مراکز کم فشار چگونه شکل می گیرند. میتوان اینگونه پاسخ داد که کم فشاره بخصوص مراکز کم فشار عرضهای میانی بسیار عظیم بوده و جبهه های سرد و گرم را با خود به ارمغان می آورند. این مراکز در مرز دو توده هوای متفاوتی (طول جبهه های ساکنی) که با با سرعت کمی در حرکتند تشکیل می شوند یعنی وقتی بادهای شدید سطوح فوقانی (رود باد) از فراز جبهه ساکن عبور می کند آنرا خم نموده و می

شکند. (قسمت A از شکل زیر) هجوم توده هوای سرد به سمت جنوب تحت عنوان جبهه سرد و هجوم توده هوای گرم به سمت شمال تحت عنوان جبهه گرم نامیده شده و محل اتصال ایندو جبهه، همان مرکز کم فشار است که کمترین فشار اتمسفر در منطقه را دارا می باشدلازم به ذکر است انرژی حرکتی سامانه های جوی در اثر صعود هوای گرم در امتداد جبهه گرم و و نزول هوای سرد در امتداد جههه سرد و تبدیلات متوالی انرژیهای جنبشی به پتانسیل و بالعکس تامین می گردد.

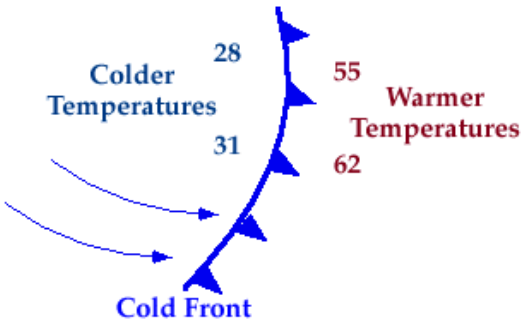


CONVECTION PROCESS

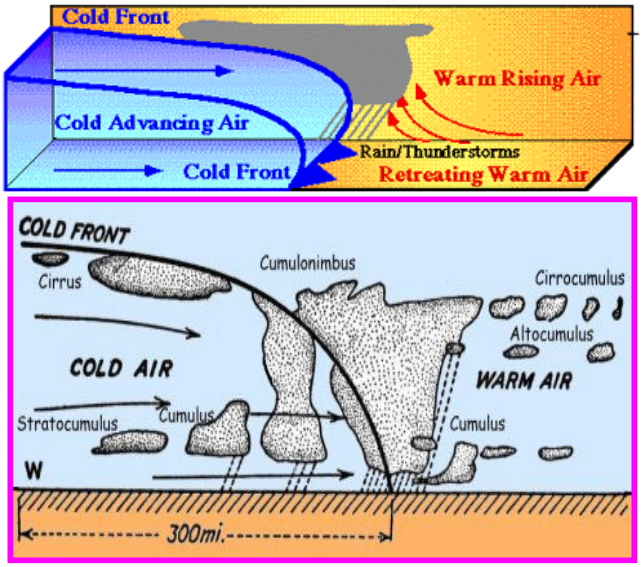
٦-١٣) جبهه ها:(FRONTS)

توده های هوا که اختلاف دمای شدید دارند، وقتی به هم می رسند، با همدیگر مخلوط نمی شوند.در محل برخورد دو توده هوای متضاد صفحه باریک و شیبداری ایجاد میشود که آنرا جبهه یا منطقه گسستگی می نامند .این مرز دارای هوای نا آرام (BAROCLINIC) است و عواملی چون دما،سمت و سرعت باد، فشار و رطوبت در این مرز بسیار ناپیوسته اند و عرض این نوار ممکن است از ۱۵ تا ۲۰۰ کیلومتر باشد.

٦-١٤) جبهه سرد: (COLD FRONT)



در جبهه های سرد، هوای سرد جانشین هوای گرم می شود. تیغه های سیاه رنگ بر روی خطی که جبهه را نشان می دهد علامت جبهه سرد هستند و همیشه بر روی جهتی قرار داده می شوند که جبهه در آن مسیر حرکت می کنند .بر روی نقشه های هواشناسی جبهه سرد با خط پررنگ آبی مشخص می شود.در – جلوی جبهه سرد با هوای گرم و مرطوب و در پشت آن با هوای سرد و خشک مواجه خواهیم بود و همین هوای گرم و مرطوب جلوی جبهه سرد است که با صعود خود باعث تشکیل ابرهای CU,TCU,CB و بارشهای رگباری می گردد.عبور جبهه با شدیدترین بارش و باد گاستی



همراه است. البته گاهگاهی ممکن است سلسله طوفانهایی نیز در یک ردیف در جلو جبهه شکل بگیرند که به آن اسکوال گویند که با بادهای گاستی و باران های شدید همراه است. جبهه سرد خط فاصل هوای سردی است که جایگزین هوای گرم میگردد.در سطح زمین، عبور جبهه سرد، بوسیله کاهش دما،تغییر سمت و سرعت باد که گاهی هم همراه با باد شدید است تشخیص داده میشود. با توجه به اینکه هوای سرد متراکمتر از هوای گرم میباشد لذا هوای سرد ورودی در منطقه ابتدا به سطح زیرین ریزش می نماید و باتوجه به اصطکاک زمین حرکت جبهه همراه با شیب تندی خواهد بود. این بدان علت است که هوای سردی که در سطح زمین و یا نزدیک آن حرکت میکند بعلت اصطکاک با زمین حرکت آن آهسته می شود ولی هوای بالاتر که تحت تاثیر اصطکاک قرار ندارد سرعت خود را حفظ مینماید در نتیجه هوا از سمت بالا بر روی هوای زیرین شروع به . ریزش مینماید شیب این جبهه بطور متوسط $\frac{1}{120}$ است یعنی اگر هوای سرد ۱۲۰ کیلومتر از سطح زمین را پوشانده باشد حداکثر ارتفاع این هوای سرد از سطح زمین یک کیلومتر است.بیشترین مقدار بارش نیز در امتداد جبهه سرد ،به طرف شمال مرکز کم فشار رخ می دهد.

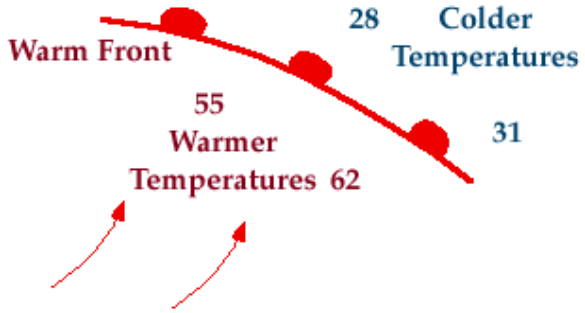
نکته مهم اینکه خطر ناک ترین هواهایی که ممکن است خلبان با آن مواجه شود هوایی است که با جبهه سرد همراه می باشد . ولی اگر جبهه سرد و هوای همراه آن و پدیده های مربوط به آن خوب تشخیص داده شود و تکنیک های مناسب مورد استفاده قرار داده شود، جبهه سرد بطور جدی هواپیما را مورد مخاطره قرار نخواهد داد.

خلبانان بایستی توجه داشته باشند که جبهه سرد سریعتر از جبهه گرم حرکت میکند.هنگام حرکت جبهه سرد، بعلت شیب نسبتا شدید آن، هوای گرم جلوی خود را ناگهان به سمت بالا می راند و این حرکت همراه با تشکیل ابرهای جوششی است و این مرحله یعنی تغییر وضعیت ابرها که خود عاملی برای تشخیص نوع جبهه ها میباشد.

۱۵-٦) ویژگیهای جبهه سرد:

بعد از عبور جبهه	در حین عبور جبهه	قبل از عبور جبهه	هوا و پدیده
سرد و رو به سرد تر شدن میرود	کاهش ناگهانی	گرم	**درجه حرارت**
افزایش یکنواخت	ثابت و سپس افزایش	کاهش یکنواخت	**فشار هوا**
غربی تا شمالغربی	متغییر همراه با گاستی	جنوبی تا جنوبشرقی	**باد**
رگبار و سپس صاف	باران شدید و گاهی تگرگ و برف	رگبار	**بارش**
CU	CU & CB	CI & CS که به CB و CU تبدیل خواهد شد	**ابرها**

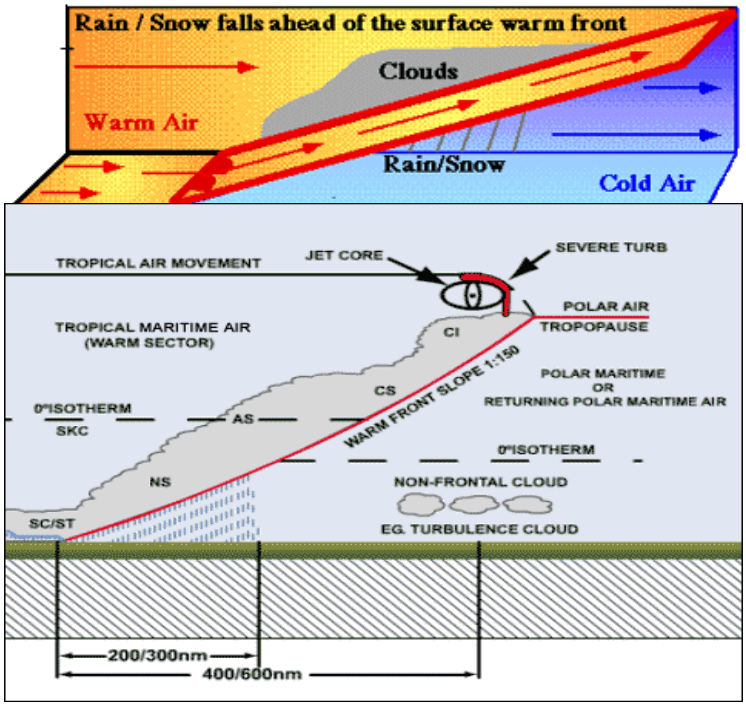
۱٦-٦) جبهه گرم: (WARM FRONT)



جبهه گرم، جبهه ای است که در طول آن، هوای گرم جانشین هوای سرد می شود. در صورتیکه که جهت حرکت توده های هوا به طریقی باشد که هوای گرم به تدریج از روی سطح زمینی عبور کند که قبلاً در آن جا هوای سرد وجود داشته است، جبهه تشکیل شده، جبهه گرم خواهد بود.

شیب این جبهه بطور متوسط $\frac{1}{160}$ است یعنی اگر هوای گرم ۱۶۰ کیلومتر از سطح زمین را پوشانده باشد حداکثر ارتفاع این هوای گرم از سطح زمین یک کیلومتر است.

بر روی نقشه های هواشناسی، جبهه گرم معمولاً به صورت نیم دایره های سیاه رنگ و در سمتی که جبهه به آن طرف حرکت می کند رسم می شود. بر روی نقشه های چاپی، جبهه گرم با خط پر رنگ و قرمز مشخص شود.حاصل شکل گیری جبهه گرم ایجاد پوشش نسبتاً ضخیم ابر بر روی سطح جبهه و در نزدیکی دنباله آن و بارندگی یکنواخت است.



جبهه گرم خط ناپیوستگی قرار گرفتن هوای گرم به روی هوای سرد می باشد. جبهه هوای گرم با سرعت نسبتا کم حرکت کرده و دارای شیب ملایمی است. به علت سرعت کم هوای سردی که هوای گرم بر روی آن قرار گرفته و تاثیر اصطکاک سطح زمین و نیرویی که هوای گرم در پشت آن وارد می نماید هوای سرد متراکم تر شده و در جلوی جبهه گرم و در سطح زمین گسترش می یابد.در نتیجه هوای گرم قسمتهای مقدم جبهه را به سمت بالا حرکت می دهد.

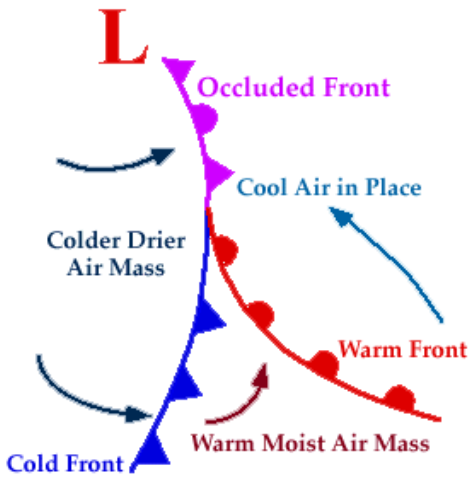
بعلت صعود ملایم هوای گرم بر روی هوای سرد نوع ابرهایی که تشکیل میشود از نوع پو ششی میباشد و تا حدود ۵۰۰ کیلومتر جلوتر از از محل برخورد سطح جبهه با زمین (surface front) گسترش می یابدو بترتیب زیر در آسمان ظاهر میشوندکه عبارتند از: سیروس-سیرواستراتوس آلتوموکولوس-نیمبواستراتوس-کومولوس و استراتو کومولوس.شدید ترین فعالیت این جبهه ها در زمستان است و نشانه نزدیک شدن آن ابرهای سیروسی هستند که از ۱۲ تا ۲۴ ساعت قبل آشکار می گردند.البته باید بخاطر داشت اگر ابرهای سیروس از غرب به شرق در حرکت باشند

۱۷-٦) ویژگیهای جبهه گرم:

بعد از عبور جبهه	در حین عبور جبهه	قبل از عبور جبهه	هوا وپدیده
گرم می شود و سپس ثابت می ماند	گرم شدن ناگهانی	خنک	درجه حرارت
کمی افزایش و سپس کاهش	ثابت	کاهش یکنواخت	فشار هوا
جنوب تا جنوبغربی	متغییر	جنوب تا جنوبشرقی	باد
بدون بارش	دریزل سبک	رگبار برف ،دریزل و اسلیت	بارش
صاف گاهی با لکه های ST & CB	ST گاهی CB	CI AS NS and then ST	ابرها

۱۸-٦) جبهه های مختلط: (occluded fronts)

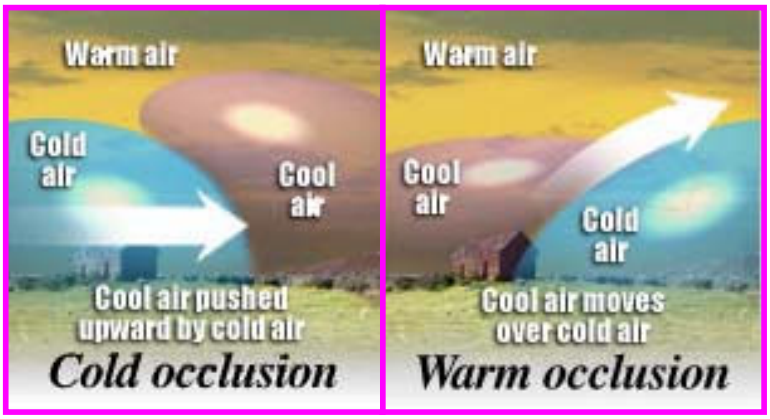
در یک سیستم جبهه ای به علت بیشتر بودن سرعت جبهه سرد، این جبهه، به جبهه گرم رسیده و جبهه مختلط تشکیل میشود و با گسترش آن مرکز فشار کم از بین میرود.بطور کلی جبهه های مختلط بر دو نوع می باشند.



الف-جبهه مختلط سرد:

این جبهه وقتی تشکیل میشود که هوای سرد پشت جبهه سرد از هوای سرد جلوی جبهه گرم سرد تر باشد بعلت بیشتر بودن چگالی آن، هوا ی پشت جبهه سرد،با فشار داخل هوایی که دارای چگالی کم است و در جلوی جبهه گرم قرار دارد وارد شده و در قسمت زیرین آن جای میگیرد.

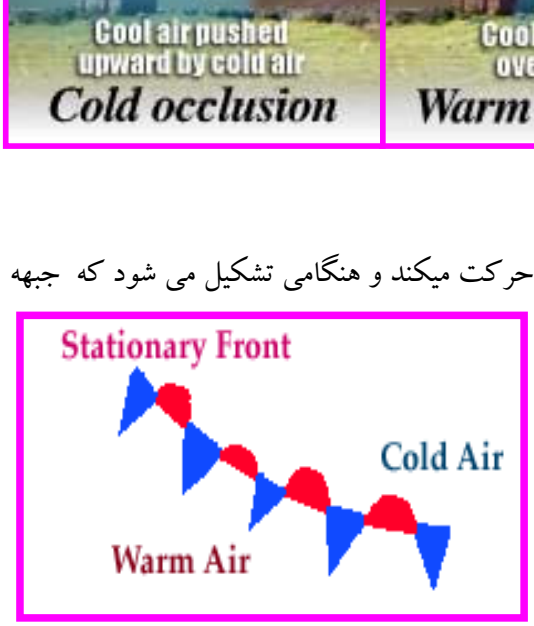
ب- جبهه مختلط گرم:

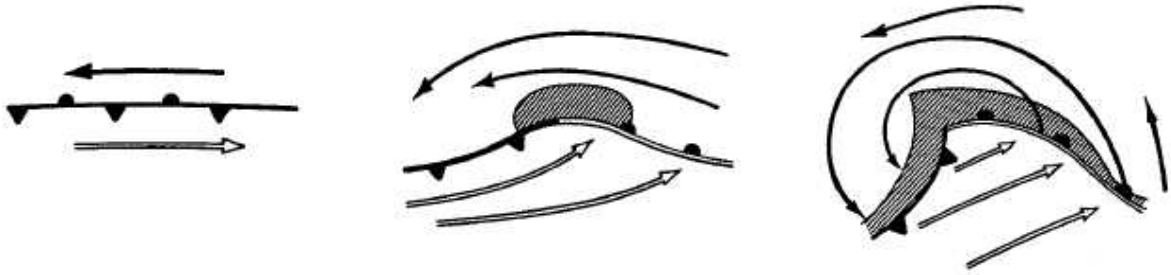


جبهه مختلط وقتی ایجاد میشود که هوای سرد جلوی جبهه گرم، سرد تر از هوای سرد پشت جبهه سرد باشد لذا جبهه سرد بر روی جبهه گرم قرار می گیرد.

۱۹-٦) جبهه های ساکن:(stationary fronts)

جبهه تقریبا ثابت جبهه ای است که با سرعت حدود ۵ نات حرکت میکند و هنگامی تشکیل می شود که جبهه سرد وگرم هر دو بتدریج سرعت خود را از دست میدهند و حرکت کمی از خود نشان می دهند و یا حالتی که دو توده هوا در مقابل هم قرار گرفته ولی صعود هوای گرم بر روی سرد و یا نفوذ هوای سرد به زیر هوای گرم آغاز نگردیده است و مولفه باد عمود بر خط جبهه نیز وجود ندارد. لازم به ذکر است در صورت وجود تمایز دمایی و رطوبت قابل ملاحظه بین دو توده هوا جبهه های ساکن نیز بارش را با خود به ارمغان می آورند که گاهی این بارش از نظر مقدار و مدت قابل توجه نیز خواهد بود بدلیل اینکه جبهه ساکن حرکت آنچنانی نداشته و بارش بر روی منطقه استقرار آن صورت می گیرد اما به محض بوجود آمدن مولفه عمود باد بر سطح جبهه دیگر جبهه ساکن نخواهد بود و فعال می گردد. مانند اولین قسمت چپ شکل زیر.

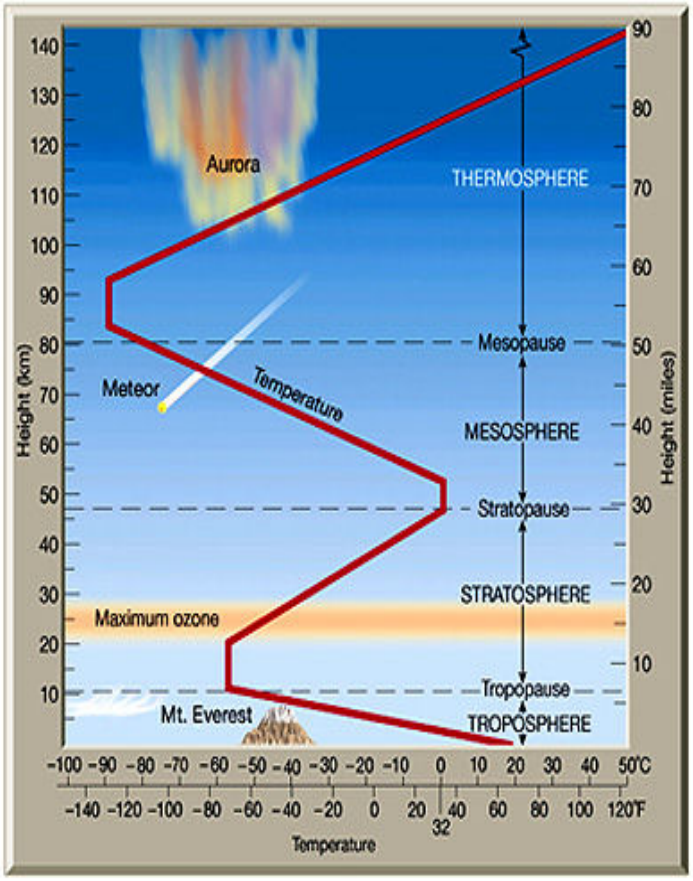




فصل هفتم:

نیوار یا جو

۱-۷) جو:



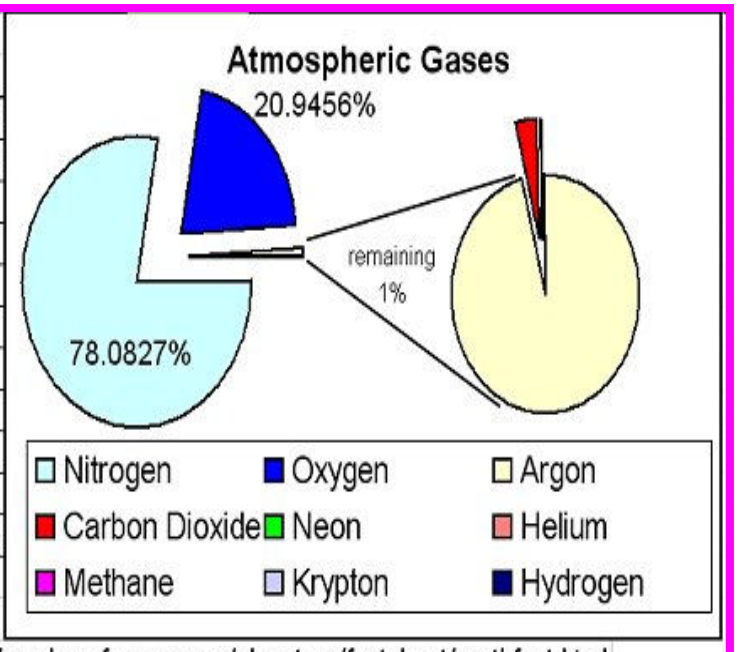
هوای اطراف کره زمین که به وسیله نیروی جاذبه زمین،در اطراف کره زمین قرار دارد و همراه آن می چرخد را جو یا اتمسفر گویند. واژه اتمسفر ترکیبی است که از واژه یونانی (atmos) به معنای بخار و (sphaira) به معنای سپهریا کره مشتق شده است و به غشای نازک هوایی اطلاق می شود که کره زمین را در بر گرفته است.جرم تقریبی اتمسفر معادل یک میلیونیم جرم کره زمین می شود.گذار از اتمسفر زمین به فضای کیهانی،به تدریج صورت میگیرد ،به طوری که می توان ادعا کرد که اتمسفر ،مرز مشخصی ندارد و به تدریج در فضای بین سیاره ای (ناپدید) می شود ، با این حال ،آثار آن تا ارتفاع ۲۰۰۰-۳۰۰۰ کیلومتری آشکار است واز این رو ، مرز قراردادی آن را می توان در ارتفاع حدود ۳ هزار کیلومتر فرض کرد . اساس این فرض کاهش غلظت گازهای تشکیل دهنده اتمسفر ،در ارتفاع یاد شده، به حد نزدیک به مواد بین سیاره ای است.اگر شعاع زمین را که حدود ۶۴۰۰ کیلومتر است با ارتفاع جو مقایسه نمائیم جو زمین بصورت پوسته نازکی است که اطراف آنرا احاطه کرده و توسط نیروی جاذبه نگاهداری می شود با این مقایسه می توانیم بگوئیم که ما در ته اقیانوس کم عمقی از هوا زندگی میکنیم که سطح فوقانی این اقیانوس کاملا مشخص و

معلوم نیست . ارتفاع سطح فوقانی جو را در حدود هزار کیلومتر از سطح دریا در نظر میگیرند ولی در ارتفاعات بالا هوا خیلی رقیق است حتی در ارتفاع صد کیلومتری غلظت توده ویژه هوا تقریبا یک میلیونیم غلظت هوا در سطح زمین است ودر ارتفاع سیصد کیلومتری از سطح زمین فشار هوا بقدری کم است که پمپهای خلاء قادر به ایجاد چنین فشاری نیستند. البته بایستی بخاطر داشت که $\frac{5}{6}$ (پنج/ ششم) توده هوا و قسمت اعظم رطوبت جو در طبقه ای قرار دارد که ارتفاع آن بیش از ۱۰ الی ۱۲ کیلومتر از سطح دریا نیست و به همین دلیل پدیده های جوی که در زندگی روزانه ما نقش مهمی را بعهده دارند در اکثر اوقات در طبقه پایین جو موسوم به تروپوسفر بوجود میایند.

۲-۷) اجزاء تشکیل دهنده اتمسفر:

هوایی که اتمسفرزمین را تشکیل میدهد از گاز های گوناگون با درصدهای مختلف تشکیل شده است و در واقع حدود ۹۹٪ از گازهای متشکله تا حدود ۳۰ کیتومتر از سطح زمین قرار داشته و فقط ۱٪ آنهافضای ارتفاعات بالاتر را اشغال کرده است. عناصر ریز بسیار زیادی مانند گرد و خاک و دود در جو وجود دارند که برای پی بردن به رویدادها و پردازشهای فیزیکی اتمسفر،باید مد نظر قرار گیرند امابه طور کلی عناصر تشکیل دهنده ی اصلی جو به شرح جدول زیر میباشد .

Gas	Reported by NASA	Normalized to 100%
Nitrogen	0.78084000	78.082687%
Oxygen	0.20946000	20.945648%
Argon	0.00934000	0.933984%
Carbon Dioxide	0.00035000	0.034999%
Neon	0.00001818	0.001818%
Helium	0.00000524	0.000524%
Methane	0.00000170	0.000170%
Krypton	0.00000114	0.000114%
Hydrogen	0.00000055	0.000055%
		100.00000%
	Source:	http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html



ترکیب هوای خشک تا ارتفاع۲۵ کیلومتری از سطح زمین

ذیلا گازهایی که از نظر هواشناسی دارای اهمیت می باشند مطرح می گردد.

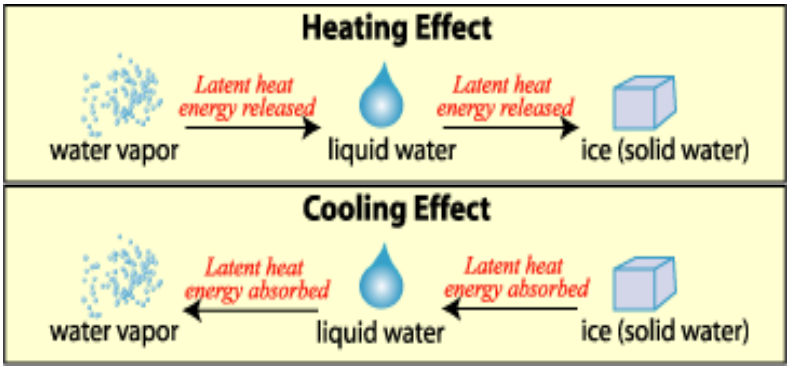
الف) گاز ازون : (ozone)

این گاز از سه اتم اکسیژن تشکیل شده است و یکی از عناصر مهم جو است که مقدار آن در حوالی سطح زمین ناچیز است، ولی درارتفاعات فوقانی جو (تقریبا در ۲۳ کیلومتری سطح زمین) به غلظت قابل توجهی می رسد. اهمیت ازون،در جذب تابش موج کوتاه خورشیدی و ایجاد لایه محافظی برای ساکنان کره زمین میباشد.

در استراتوسفر (Stratospher) مولکول های تازه اوزن مدام با واکنشهای شیمیایی و دریافت انرژی لازم از پرتوهای خورشید ، به مولکول و اتم اکسیژن تجزیه می شوند. این اتمهای اکسیژن که بسیار فعالند، طی مدت زمان کوتاهی کمتر از کسر ثانیه ، از هم جدا و به مولکولهای اکسیژن متصل می شوند و تشکیل مولکولهای سه اتمی اکسیژن ، یعنی ازون ، می‌دهند. غیر از این چرخه طبیعی ، طی واکنشهایی با ازت و هیدروژن و کلر تولید شده در سطح و رها شده به اتمسفر ، از بین می‌رود.

$$
\begin{aligned}
Cl\cdot + O_3 &\rightarrow ClO\cdot + O_2\\
Cl\cdot + O_3 &\rightarrow ClO\cdot + O_2\\
ClO\cdot + ClO\cdot + M &\rightarrow Cl_2O_2 + M\\
Cl_2O_2 + \text{sunlight} &\rightarrow 2\,Cl\cdot + O_2\\
\hline
2\,O_3 &\rightarrow 3\,O_2
\end{aligned}
$$

ب) بخار آب: (Water Vapor)

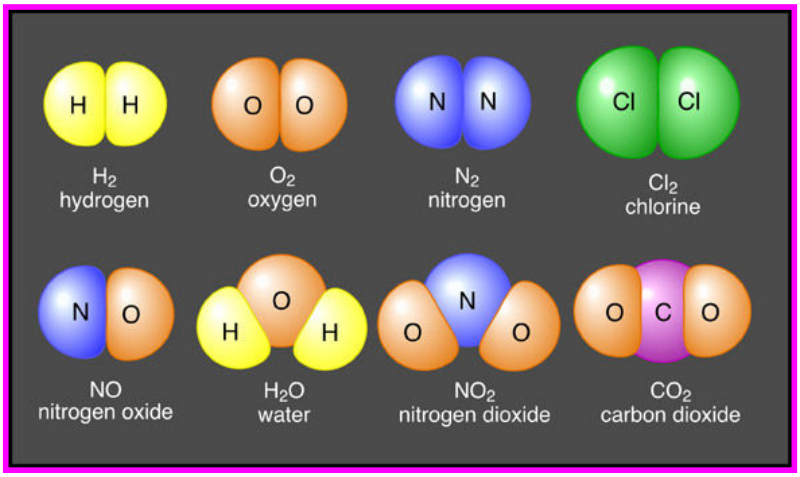


جو زمین کاملا خشک نمیباشد و بخار آب با تغییرات مختلف در قسمتهای گوناگون جو وجود دارد مثلا در نواحی ساحلی مناطق حاره ایی مقدار آن تا حدود ۳٪میرسد در صورتیکه در بعضی از عرضهای

جغرافیایی مقدار آن بقدری کم است که اندازه گیری آن مشکل می باشد. بایستی در نظر داشت این مقدارکم بخار آب در جو باعث بزرگترین تغییرات جوی،همراه با بیشترین انرژی مکانیکی که بشر تاکنون محاسبه نموده است میباشد.حد اکثر مقدار بخار آب تا ارتفاع ۶ کیلومتری از سطح زمین قرار دارد و مهمترین منابع تامین این بخار، تبخیر سطحی آبهای کره زمین و تعریق و تعرق نباتات می باشد. بخار آب ایجاد شده با صعود به سطوح فوقانی به مایع و یا جامد تبدیل میشود و در نهایت بصورت مایع (قطرات باران) و جامد (دانه های برف یا تگرگ) به زمین برمیگردد و این چرخه تکرار میشود.

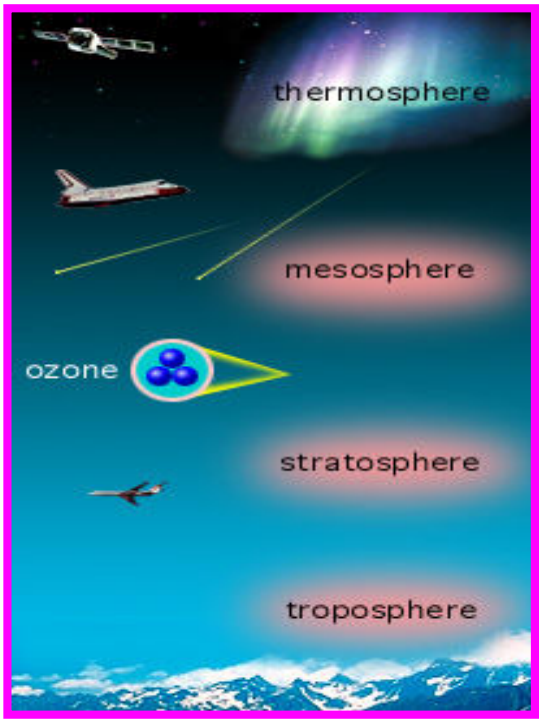
پ) دی اکسید کربن : (carbon dioxide)

دی اکسیدکربن در اثر تنفس انسان ،حیوان و سوخت عناصری که دارای کربن هستند مانند فعالیت های آتشفشانی ایجاد می شود ولی عامل اصلی تهیه کننده این گاز در اثر زندگی نباتات می باشد . حدود ۶۶٪ از گازدی اکسید کربن توسط آب اقیانوسهاجذب میشود ولی حل و جذب این گازها با تغییرات دما تغییر می یابد .نسبت ترکیبات یاد شده ،به ویژه ازت و اکسیژن ، در لایه های اتمسفری نزدیک به سطح زمین (تا حدود۹۰کیلومتر) به علت تداخل وتلاطم شدید اتمسفر، پیوسته ثابت باقی می ماند ،از این رو ،لایه مزبوررا هوموسفر (homosphere) می نامند که معرف هوای همگن این بخش از اتمسفراست ، در حالیکه از ارتفاع ۹۰ کیلومتر به بالا که چگالی و میزان آمیختگی اتمسفر بشدت کم می شود ،توزیع گازها صرفا بر اساس وزن مولکولی یا اتمی آنهاست ، به طوری که گازهای سبک ، مانند هیدروژن ، در سطوح بالاتر و گازها ی سنگین تر ، مانند هلیوم ،سطوح پایین تر ارتفاعات یاد شده را اشغال می کنند. معمولا از ۹۰ کیلومتر به بالاتر هتروسفر (hetrosphere) نامیده می شود که معرف ترکیب ناهمگن اتمسفر در این ارتفاعات است.



لازم به ذکر است در بین ترکیبات اتمسفر ، اکسیژن ثبات بیشتری دارد و در شرایط متعارف ، دستخوش نوسان کمتری میشود و اختلاف مقدار حد اکثر تابستانی و حد اقل زمستانی آن ، حتی به یک دهم حجم معمولی آن در اتمسفر هم نمی رسد .این ثبا ت در حالی حفظ می شود که فتوسنتز گیاهان ،اکسیژن را تو لید و فرآیندهای تنفس و سوخت آ ن را مصرف می کنند . بررسی های مختلف نشان می دهد که تعاد ل نسبی این گاز در

طبیعت ، تا کنون حفظ شده است و انسان با ثبات وضعیت آن چنان مانوس است که در شرایط ۲۰٪ کاهش آن (مثلا در فضای مسدود و پر ازدحام) عکس العمل نشان میدهد.



۳-۷) لایه های اتمسفر:

اتمسفر زمین را بر حسب چگونگی روند دما، اختلاف چگالی، تغییرات فشار، تداخل گازها و سرانجام ویژگیهای الکتریکی به لایه‌های زیر تقسیم کرده‌اند:

۱- تروپوسفر: (Troposphere)
۲- استراتوسفر (Stratosphere)
۳- مزوسفر (Mesosphere)
۴- یونسفر (Ionosphere)
۵- اگزوسفر (Exosphere)

الف) تروپوسفر

تروپوسفر پایین ترین لایه اتمسفر است که خود از لایه های کوچکتری تشکیل شده است.

وجه تمایز این لایه با دیگر لایه های اتمسفر، تجمع تمامی بخار آب جو زمین در آن است؛ به همین دلیل بسیاری از پدیده های جوی که با رطوبت ارتباط دارند و عاملی تعیین کننده در وضعیت هوا به شمار می آیند (از قبیل ابر، باران، برف، مه و رعد و برق) تنها در این لایه رخ می دهند.

منبع حرارتی لایه تروپوسفر انرژی تابشی سطح زمین است. از این رو با افزایش ارتفاع، با کاهش دما مواجه خواهیم بود.بطوریکه این کاهش در نیمه اول این لایه حدود ۷-۶ درجه سانتیگراد و در نیمه دوم ۸-۷ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر میباشد.البته بایستی در نظر داشت که این خاصیت در بعضی از قشرهای نازک این لایه صادق نبوده و درجه حرارت با ارتفاع افزایش می یابد که این خاصیت را اینورژن حرارتی (temperature invertion) گویند.

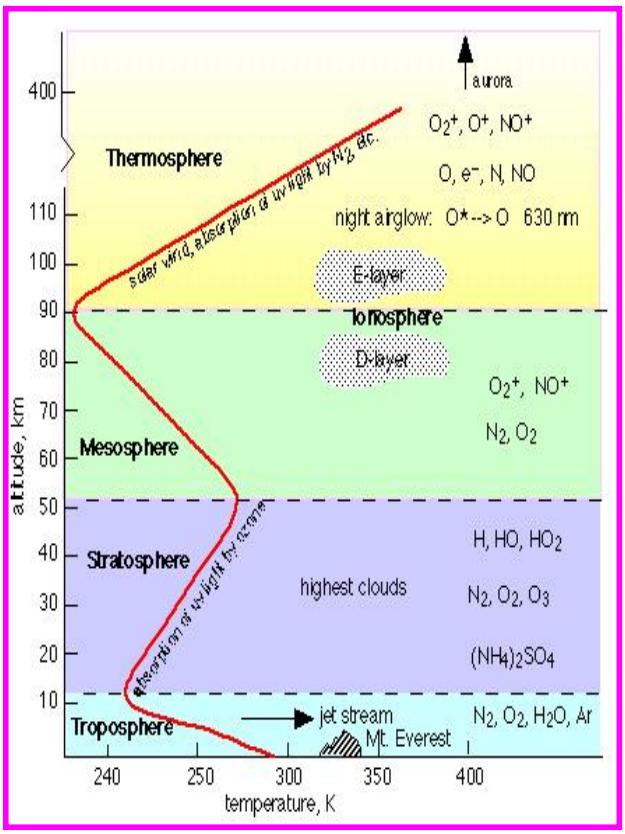
ضخامت تروپوسفر، از شرایط حرارتی متفاوتی که در عرضهای جغرافیایی مختلف حاکم است تبعیت می کند. این ضخامت معمولاً از ۱۷ تا ۱۸ کیلومتر در استوا به ۱۰ تا ۱۱ کیلومتر در مناطق معتدل و ۷ تا ۸ کیلومتر در قطبها تغییر می کند.

قشر نازک بین تروپوسفر و لایه بعدی یعنی استراتوسفر را، تروپوپاز گویند.ارتفاع تروپوپاز که در واقع مبین ضخامت تروپوسفر نیز می باشد در استوا حدود ۱۸ کیلومتر و در قطبین حدود ۸ کیلومتر میباشد. تروپوپاز بین استوا و قطبین بین دو حد فوق تغییر میکند.ارتفاع تروپوپاز همواره ثابت نبوده و در اثر تغییرات جو، وضعیت آن

نیز تغییر می کند.بررسی تغیرات تروپوپاز برای بررسی وضعیت جو و صدور پیش بینی های متناسب بسیار ارزنده است.

ب) استراتوسفر:

لایه استراتوسفر بر روی لایه تروپوسفر قرار دارد و ضخامت متوسط آن حدود ۲۳ کیلومتر است.این لایه تا ارتفاع ۵۰ الی ۵۵ کیلومتری از سطح تروپوپاز ادامه دارد. در ۳ کیلومتر اول استراتوسفر، دمای هوا ثابت است اما در قسمتهای بالاتر دمای هوا با ارتفاع افزایش می یابدبطوریکه درجه حرارت قسمتهای فوقانی این لایه تقریبا برابر با درجه حرارت سطح زمین میباشد.



در استراتوسفر به ندرت ابر تشکیل می شود و تنها در شرایط ویژه ای ممکن است ابرهای کوهستانی به نام ابرهای مرواریدی در ارتفاع ۲۱ تا ۲۹ کیلومتری از سطح زمین ظاهر شوند که علت وجود آنها حرکات موجی شکل هوا از سوی موانع می باشد.

از دیگر ویژگیهای مهم استراتوسفر وجود ازون در این لایه است که بخصوص در ارتفاع ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری سطح زمین بر اثر واکنشهای مختلف فتوشیمیایی بدست می آید و اشعه ماوراء بنفش خورشید را جذب میکند. مقدار ازون در این لایه معمولاً روند فصلی دارد بطوریکه حداکثر آن در بهار و حداقل آن در پاییز مشاهده می شود.

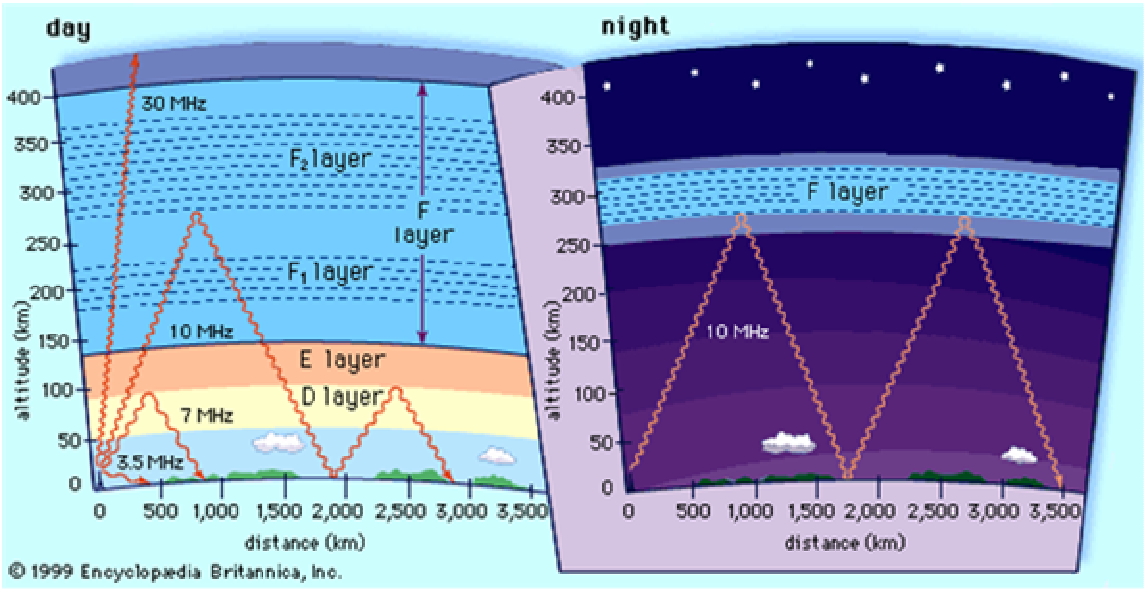
پ) مزوسفر:

در بالای لایه گرم ازون لایه مزوسفر قرار دارد که دما در آن متناسب با افزایش ارتفاع با آهنگ ۰/۳ سانتیگراد به ازای هر ۱۰۰ متر کاهش می یابد به طوریکه دما در مرز فوقانی آن در ارتفاع ۸۰ تا ۹۰ کیلومتری به ۸۰- درجه سانتیگراد می رسد. و نتیجه این دمای پایین انجماد بخار آب ناچیز موجود در این لایه است که باعث

بوجود آمدن ابرهای شب تاب می شوند. این ابرها درتابستان و در عرضهای بالا دیده می شوند. مزوسفر سردترین لایه اتمسفر تلقی می شود.

ت) یونوسفر:

از بخش فوقانی مزوسفر تا ارتفاع تقریبی ۱۰۰۰ کیلومتری اتمسفر زمین، بار الکتریکی شدیدی حاکم است که زاییده وجود یونها و الکترونهای آزاد است. در حقیقت پرتوهای پر انرژی خورشید که از فضای خارج به طبقات بالایی اتمسفر وارد می شوند باعث گسستگی پیوند یا یونیزاسیون مولکولها و اتمها می شوند. بر اثر

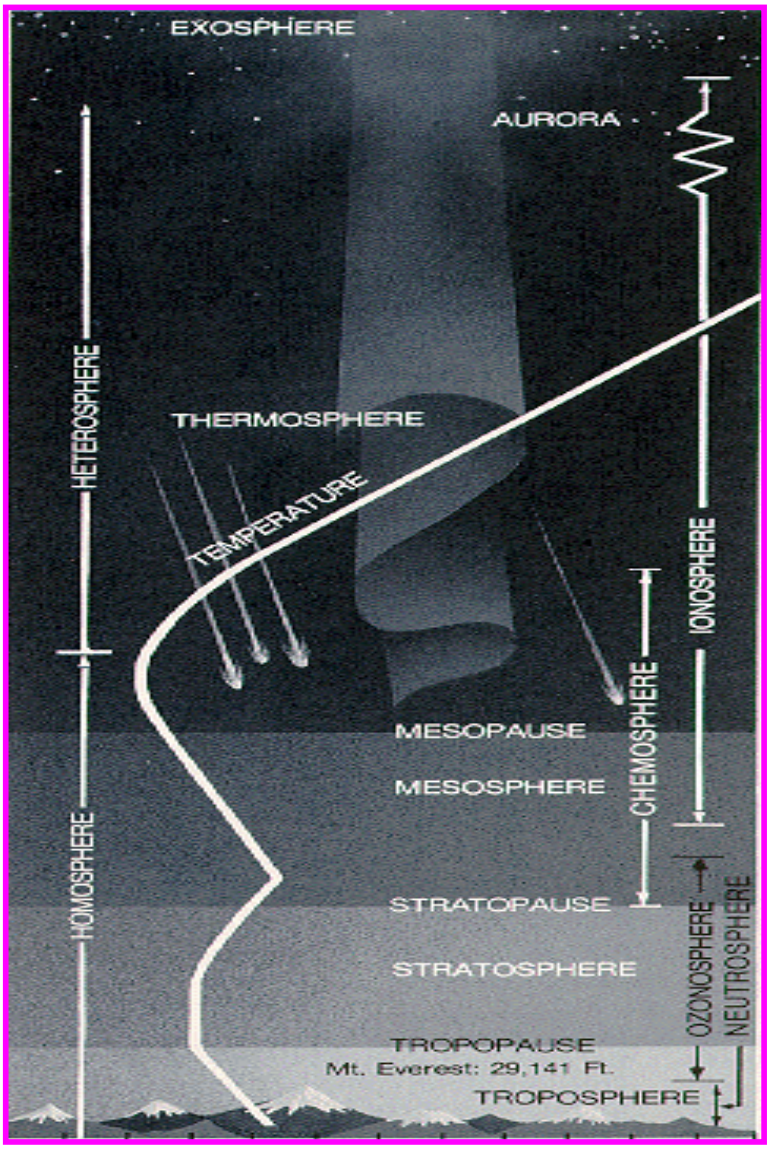


یونیزاسیون، الکترون آزاد می شود و باقی مانده اتم به صورت یون در می آید،به همین علت این لایه از جو را یونوسفر نامیده اند.شدت یونیزاسیون در تمام ارتفاعات یونسفر یکسان نیست، بنابراین لایه های متفاوت با تراکم الکترون و یون متفاوت با ارتفاعات مجاور خود در یونسفر وجود دارد. این لایه ها در ارتباطات رادیویی اهمیت بسیاری دارندکه عبارتند از لایه های D,E,F .

ث) اگزوسفر:

در ارتفاع بیش از ۳۰۰ کیلومتری از سطح زمین و در ورای یونسفر در منطقه ای که جاذبه زمین نیروی چندانی ندارد،لایه ای از گازها وجود دارد که اگزوسفر نامیده می شود در آنجا اتمهای اکسین ،هیدرون و هلیم (در حدود یک درصد یونیزه می شوند) اتمسفر رقیقی را تشکیل می دهند. هلیوم خنثی و اتمهای هیدرون که دارای وزنهای اتمی پایینی هستند ،می توانند فرار کنند. هیدرون با تجزیه بخار آب و متان در نزدیکی میان مرز جایگزین می شود،در حالی که هلیوم از طریق عمل پرتوهای کیهانی در ازت و شکستن عناصر پرتو زا در پوسته سطحی زمین به طور آرام ولی مداوم تولید می شود. لازم به ذکر است شرایط موجود در یونوسفر در این لایه نیز حاکم است ، بدین معنی که گازها در این لایه همچنان قابلیت هدایت الکتریکی خود را حفظ می کنند.

سرعت ذرات در این لایه بسیار زیاد است و در مواردی به ۱۱/۲ کیلومتر در ثانیه می رسد.اگزوسفر لایه گذار(عبور) از جو به فضای کیهانی به شمار می آید که بخش فوقانی آن را، در ارتفاع بیش از سه هزار کیلومتری از سطح زمین برآورد کرده اند.



٤-٧) همگن کره:

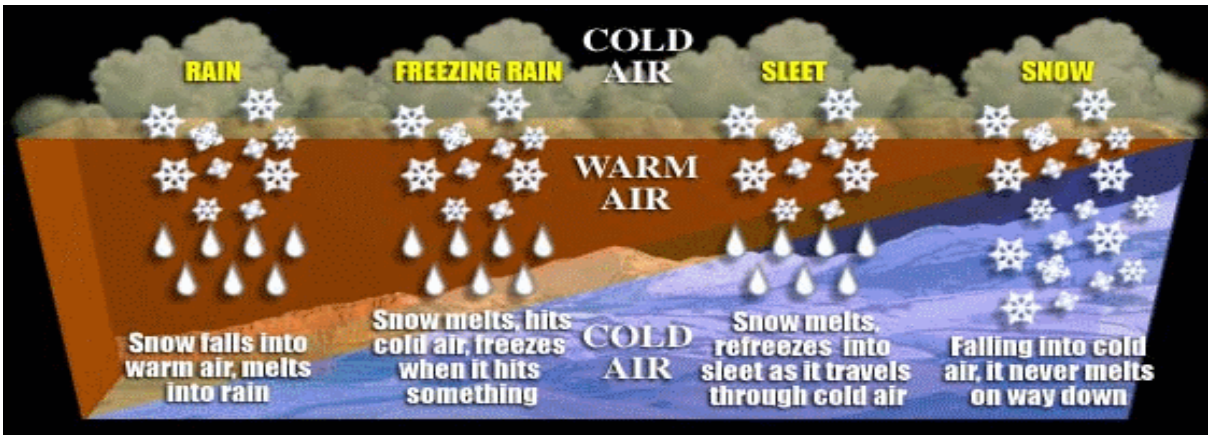
بطور کلی فراوانی حجم نسبی گازهای تشکیل دهنده عمده هوای خشک تا حدود ۸۰ کیلومتری از سطح زمین بطور چشمگیری ثابت می ماند که به این ناحیه همگن کره گویند و اجزای عمده آن ازت و اکسیژن مولکولی اند ولی ازن (O_3) جزء تشکیل دهنده متغیری است که عمدتا در آرام کره متمرکز است. تغییرات موضعی در مقدار دی اکسید کربن موجود در هوا نیز در نزدیکی سطح زمین روی می دهد.

٥-٧) ناهمگن کره:

ناحیه بالای همگن کره را ناهمگن کره گویند . شاخص این ناحیه کم شدن وزن مولکولی به نسبت زیاد شدن ارتفاع است در این ناحیه گازهای سبکتر گرایش به تمرکز در لایه های بالاتر دارند در حالی که گرایش گازهای سنگینتر به تمرکز در لایه های پایینتر است. در این ناحیه و در بالای ناحیه میان مرز آثار تجزیه نوری مولکولهای اکسیژن (O_2) توسط تابش فرا بنفش خورشیدی اهمیت پیدا می کند و غلظت (O_2) به نسبت ارتفاع کاهش می یابد در حالیکه غلظت ااسیژن اتمی (O) با ارتفاع افزایش می یابد بطوریکه در ارتفاع ۱۳۰ کیلومتری از تقریبا ۶۶٪ مولکولهای اکسیژن به اتمهای منفرد شکسته می شوند و در ارتفاع ۵۰۰ کیلومتری مقدار بسیار اندکی (O_2) باقی می ماند اما تجزیه مولکولهای(N_2) بسختی صورت می گیرد و حتی در ارتفاع ۵۰۰ کیلومتری از سطح زمین غلظت ازت اتمی (N) خیلی کم است.

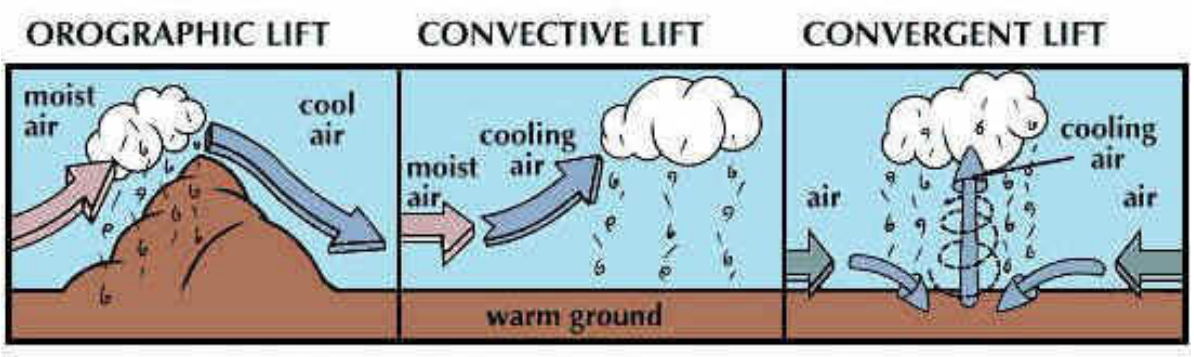
فصل هشتم:

بارش

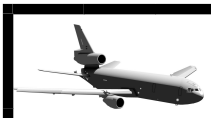


۱-۸) بارش:

باید دانست که بارش زمانی اتفاق می افتد که هوای مرطوب و عامل صعود هر دو با هم در منطقه ای وجود داشته باشند؛به عبارت دیگر هوای مرطوب باید تا ارتفاع معینی بالا رود تا بر اثر سرد شدن بی در رو به نقطه اشباع برسد. عدم وجود هر یک از دو عامل فوق مانع بارش می گردد.چه بسا مناطق وسیعی از دریا های گرم به علت نداشتن هیچ نوع عامل صعود و یا بیابانهای در دامنه باد پناه کوهستانها بعه علت عدم وجود رطوبت،که بندرت بارشهای جوی در آن مناطق بوقوع می پیوندد.عوامل صعود ممکن است جبهه ها و مراکز کم فشار(تاوایی مثبت) ،همرفت (اعم از همرفت حرارتی و یا همرفت وزشی[1]) و یا کوهستانها و ناهمواریها باشند.



1- ADVECTION



که بصورت مختصر به هر یک می پردازیم

الف- تاوایی : عملکرد تاوایی دو توده هوای مختلف را در بر می گیرد تاوایی مثبت باعث انبساط سطوح بالای جو و در نهایت، صعود هوای نزدیک به سطح زمین می شود.

ب- همرفت: همرفت فقط در داخل یک توده هوا عمل می کند. همرفت توده هوا در مقیاسهای محلی و در نتیجه ناپایداری صورت میگیرد. وسعت مکانی عملکرد این عامل خیلی کوچکتر از عامل تاوایی است و در صورتی حاصل می شود که توده هوا ، در یک سطح معین گرمتر از هوای مجاور خود شود و در صورت مساعد بودن شرایط رگبارهای شدیدی هم بوجود می آورد.لازم به یاد آوری است که گرم شدن توده هوا ممکن است به یکی از دو صورت زیر است.یا قسمتی از زمین در منطقه ای وسیع انرژی تابشی بیشتری نسبت به اطراف کسب کرده و گرمایش سطح زیرین مجاور زمین باعث گرم شدن هوای بالای آن و ایجاد ناپایداری می شود(همرفت حرارتی) و یا اینکه توده هوا از منطقه گرمی عبور کردهد و از زیر گرم شده و صعود می نماید.(همرفت وزشی) البته باید بخاطر داشت عبور هوای سرد از روی منطقه گرم را وزش سرد گویند که نمونه بارز آن در منطقه ما عبور هوای سرد و خشک سیبری از روی دریای خزر است که با گذر از روی دریای خزر از زیر گرم و سپس ناپایدار شده و بارش را با خود به ارمغان می آورد.و بارش قابل توجه انزلی نسبت به نواحی ساحلی دیگر ناشی از همین مورد است.

پ- ناهمواریها: ناهمواریهای سطح زمین در واقع عامل صعود نیست، بلکه مانع حرکت افقی توده هواست و توده هوا را وادار می کند که از روی دامنه به طرف قله کوه حرکت کند و از آن بگذرد.با استقرار سامانه فشاری در یک منطقه ممکن است بادها به اجبار از دامنه کوه بالا روند که ضمن این حرکت ،دمای توده هوا کاهش می یابد و درنتیجه تراکم و بارش را بدنبال خواهد داشت.البته اگر توده هوا خود ناپایدار باشد عامل ناهمواری باعث تشدید ناپایداری و در نتیجه بارش زیاد خواهد شد ولی اگر هوایی پایدار باشد با رسیدن به ناهمواریها ضمن صعود اجباری خود پایدار تر می شود و از نظر ارتفاعی گسترش نمی یابد.

۲-۸) مناطق کم باران :

با توجه مطالب فوق می توان گفت مناطق زیر جزء مناطق کم باران محسوب می شوند.

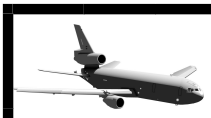
۱- مکانهایی که عامل تاوایی در آنها عمل نمی کند یعنی مناطق دور از مسیرهای کم فشارهای حاره ای و برون حاره.

۲- مکانهایی که ناپایداری حاصل از همرفتی وجود ندارد،یعنی مناطق دور از کمر بند همگرایی حاره.

۳- دامنه باد پناه کوهها که رطوبت در آنجا به حد کافی نمی رسد.

۴- نواحی دور از منابع بزرگ رطوبت ، مانند مناطق مرکزی قاره های بزرگ.

۵- مناطق دارای دمای پایین.



۳-۸) انواع بارش:

از نظر کانون تشکیل ،بارش را به چند دسته اصلی تقسیم می کنند.

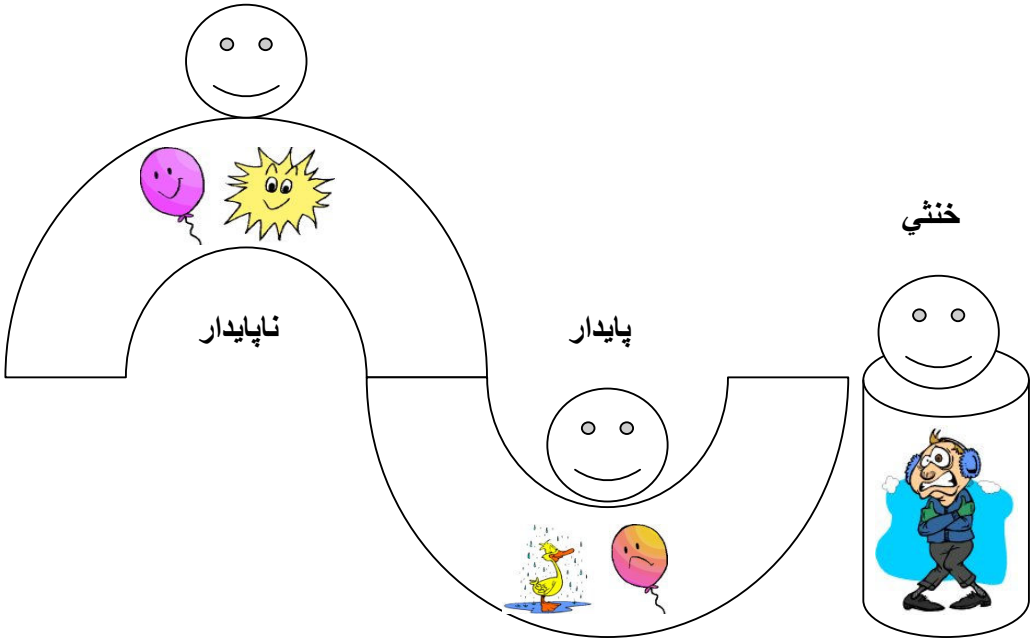
۱- بارشهایی که حاصل مستقیم ابرهای مختلفند و به آنها بارشهای ابری گویند این بارشها موقعی بوجود می آیند که اجزاأ تشکیل دهنده ابر به دلیل بزرگی و سنگینی ،نتوانند در ابر شناور باقی بمانند که در نتیجه می بارند.این بارشه می توانند جامد (برف،دانه یخ ، سنجاقکهای یخی ، برفدانه ریز،تگرگ نرم،تگرگ ریز و تگرگ) و یا مایع (باران ،باران ریزه و رگبار) باشند

۲- بارشهایی که از تراکم یا تصعید در سطح عوارض مختلف زمین به وجود می آیند و به بارشهای غیر ابری موسومند مانند شبنم و ژاله

۳- بارشهای ثانوی بارشهایی هستند که از ابرها سرچشمه گرفته اند، امادر سطح زمین تغییر شکل داده ، به صورت یخ کدر یا شفاف در آمده اند.مانند مانده برف و یخ شیشه

فصل نهم:

ناپايداري جو



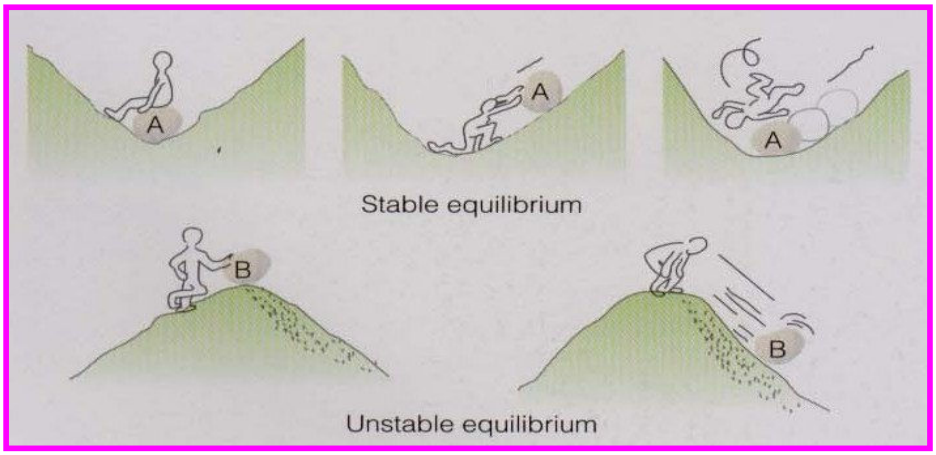
۹-۱) آهنگ کاهش دما: (laps rate)

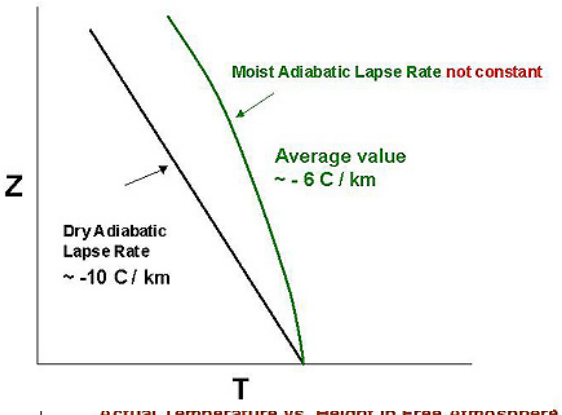
هوا موقعی می تواند صعود کند که از هوای مجاور و بالاتر خود سبکتر باشد و لازمه این سبکتر بودن گرم شدن آنست. اما گاهی عوامل دینامیکی دیگر هم مقدمات این صعود را فراهم می آورند.که درچنین صورتی گویند هوا ناپایدار است. اما اگر توده هوای صعود کننده، در یک ارتفاعی سردتر و درنتیجه سنگین تر از هوای بالای خود قرار گیرد در این حالت آن هوا را پایدار گویند.لازم به ذکر است افتاهنگ هوای اشباع[1] به علت صعود هوا به طبقات بالای جو ثابت و برای هر ۱۰۰۰ متر صعود ،۶ درجه سانتی گراد می باشد.

1- SATURATION ADIABATIC LAPS RATE (SALR)
2 - DRY ADIBATIC LAPS RATE (DALR)

۲-۹) مشخصات هوای پایدار وناپایدار

پدیده	هوای پایدار	هوای ناپایدار
ابرها	ابرهای لایه ای گسترده یا مه در ارتفاع پایین،خاکستری در ارتفاع بالا، سفیدو نازک	ابر رشد عمودی فوق العاده داشته و رنگ آن سفید روشن تا سیاه است
بارندگی	قطره های کوچک در مه یا ابرها با ارتفاع کم قطره های بزرگ در ابرهای لایه ای ضخیم همراه با بارش باران یا برف بصورت گسترده و طولانی مدت	قطره های بزرگ در رگبارهای سنگین که معمولا با احتمال بارش کوتاه مدت تگرگ همراه است
دید	محدودیت میدان دید برای مدت طولانی	در صورت وجود بارندگی ،دید ضعیف حاکم خواهد شد.و در غیر اینصورت میدان دید خوبی برقرار میشود
آشفتگی جریان هوا turbulence	معمولا آشفتگی دیده نمی شود یا همراه با آشفتگی خیلی ضعیف است	آشفتگی بمیزان متوسط تا شدید تشکیل میشود
یخزدگی	در ارتفاعات میانی میزان یخ زدگی متوسط بوده و با قطرات یخزده باران، یخ شفاف یا یخ کدر همراه است	یخ شفاف متوسط تا سنگین وجود دارد
سایر پدیده ها	برفک، شبنم و وارونگی هوا تشکیل میشود	با بادهای سطحی شدید مداوم یا تند بادهای مقطعی، رعدو برق و گردباد همراه است

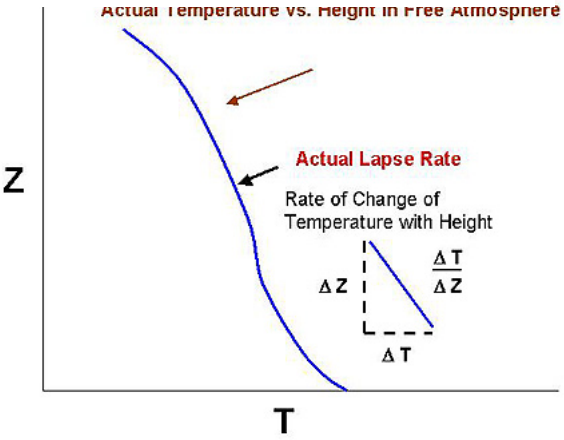




افتاهنگ هوای غیر اشباع[1] به علت صعود هوا به طبقات بالای جو ثابت و برای هر ۱۰۰۰متر صعود ، ۱۰ درجه سانتیگراد و افتاهنگ عمومی هوا بدون توجه به اشباع و یا غیر اشباع بودن آن در تروبوسفر ۶/۵ درجه سانتی گراد می باشد.

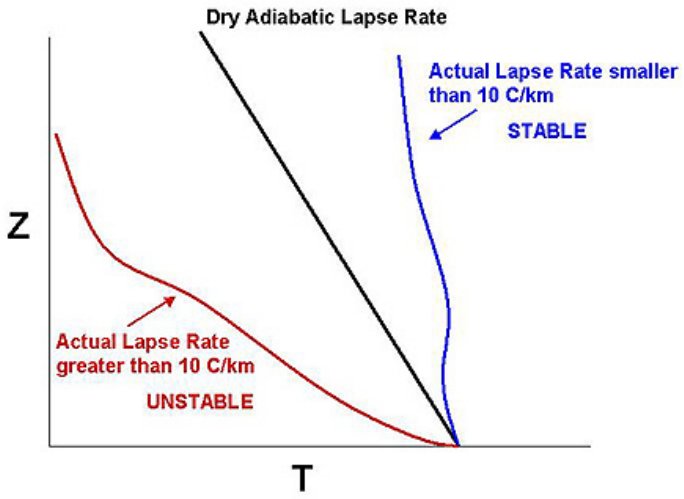
۳-۹) تشخیص ناپایداری:

بهترین راه تشخیص پایداری و ناپایداری هوا مقایسه افت محیطی دما[2] و افت بی در رو[3] دما در محل مورد نظر است.طبق شکل مقابل افتاهنگ دما عبارتست از نسبت تغییرات دما به تغییرات ارتفاع.

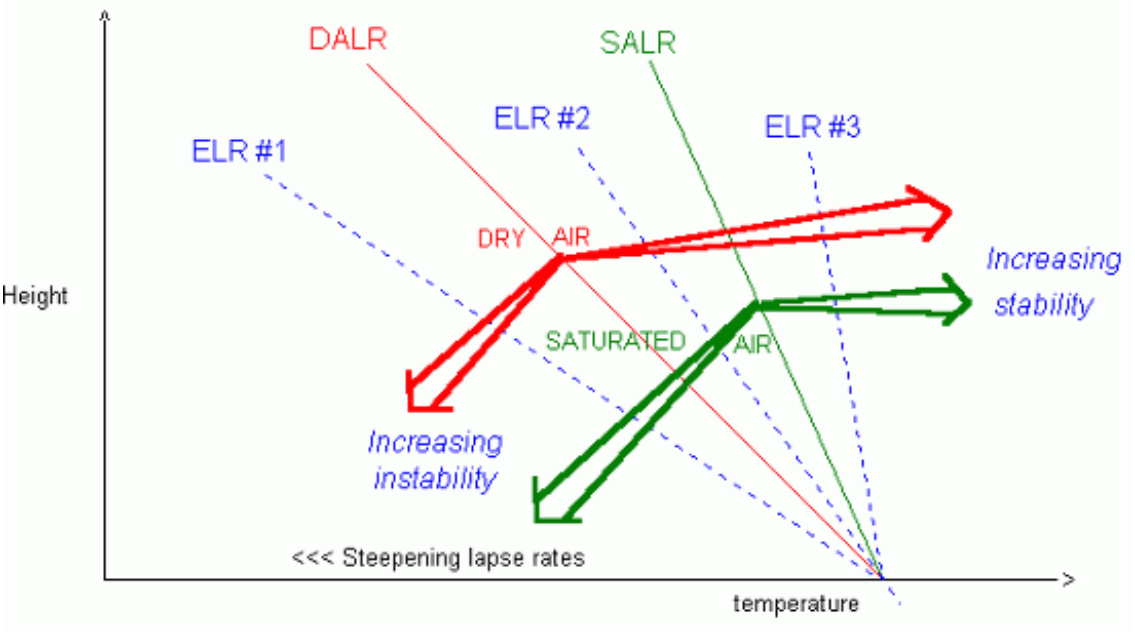


اگر افتاهنگ محیطی دما بیشتر از افتاهنگ بی در رو آن باشد(منحنی سمت چپ شکل مقابل) ،هوا ناپایدار تر و اگر کمتر از آن باشد(منحنی سمت راست شکل مقابل)، هوا پایدارتر است.

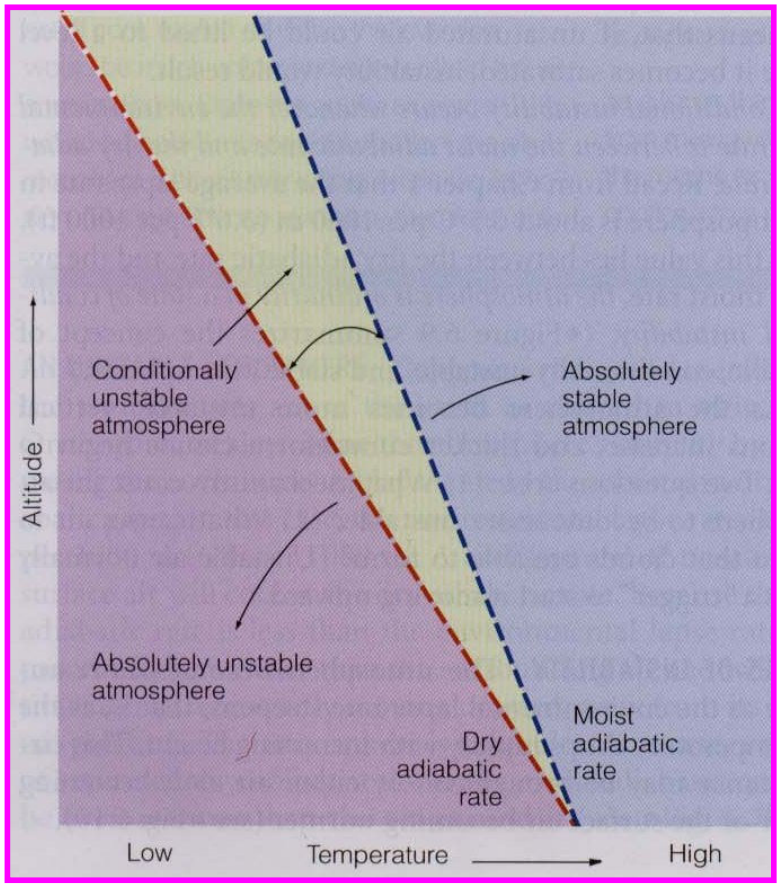
یعنی هرگاه در هر سطحی دمای هوا کمتر از محیط اطراف شود نمی تواند صعود کند و لاجرم پایدار خواهد ماند بنابر این هر چه شیب منحنی آهنگ افت محیطی دما منفی تر باشد بیانگر ناپایداری بیشتر هواست



3 - ENVIRONMENTAL LAPS RATE (ELR)
1- Environmental laps rate (ELR)
2- adiabatic



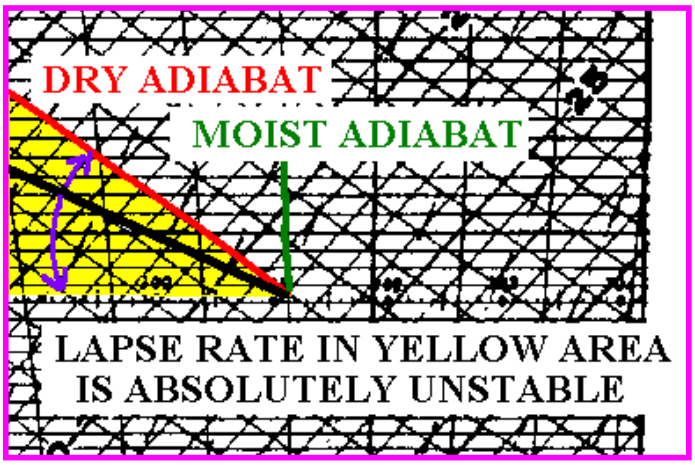
البته باید بخاطر داشت که گاهی هوا دارای ناپایداری مشروط می شود یعنی هوا تا یک سطح معینی پایدار است و از آن به بعد ناپایدار می گردد و یا بالکس.



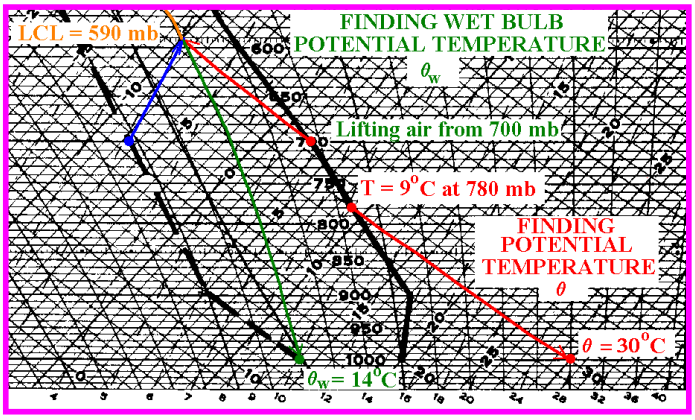
٤-٩) تشخیص ناپایداری از روی نمودار SKEW-T:

اگر چه در حال حاضر نمودار قائم جو برای هر منطقه ای که دارای ایستگاه کاوش جو بالای عملیاتی می باشد درشبکه web ترسیم گردیده و شاخصهای مربوطه نیز در کنار آن درج می گردد، اما جهت آشنایی هر بیشتر با مفهوم ناپایداری هر یک از حالات گوناگون به روش ترسیمی تفکیک تشریح می گردد. تا صرفا با نگاه به پروفایلها بتوان وضعیت ناپایداری را مشخص نمود.

الف- افتاهنگ کاملا ناپایدار یا سوپرآدیاباتیک:



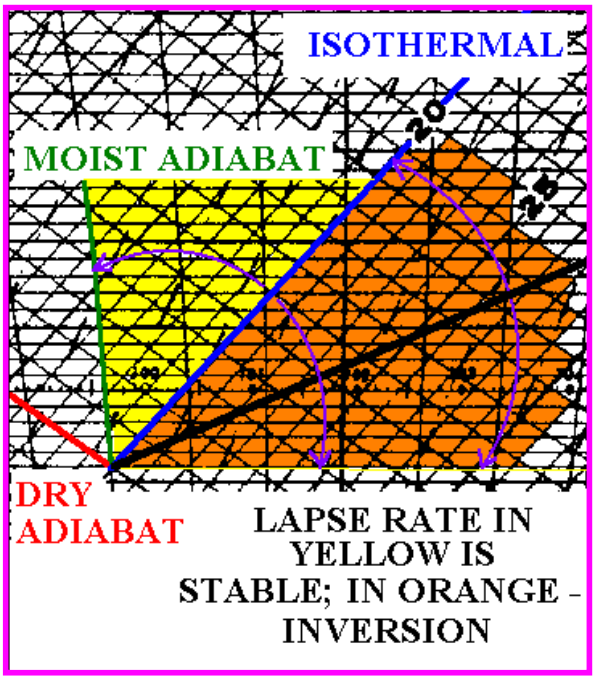
اگر افتاهنگ دما بیش از ۹/۸ درجه سانتیگراد بر کیلومتر باشد آنگاه هوا کاملا ناپایدار تلقی می گردد. در چنین شرایطی اگر جریانات قائم محلی موجب جابجایی قائم بسته هوا از لایه مجاور زمین گردد،بسته هوا ضمن صعود،در راستای خطوط بی در روی خشک گرمتر و سبکتر شده و به حالت شناوری مثبت رسیده و در راستای قائم به طرف بالا شتاب می گیرد. به همین دلیل لایه های سوپر آدیابات کاملا ناپایدارند. به عبارت دیگر بسته هوا به خودی خود اوج گرفته و برای صعود نیاز به هیچ نیروی دیگری ندارد. افتاهنگ قسمت زرد رنگ شکل بالا که شامل پروفایل دمای سیاه رنگ است کاملا ناپایدار است.



ب- افتاهنگ خشک یا خنثی:

اگر پروفایل دمای محیط به موازات بی در روی خشک باشد،افتاهنگ خنثی خواهد بود (منحنی قرمز رنگ در دو شکل بالا)

پ- افتاهنگ بی در رو اشباع:

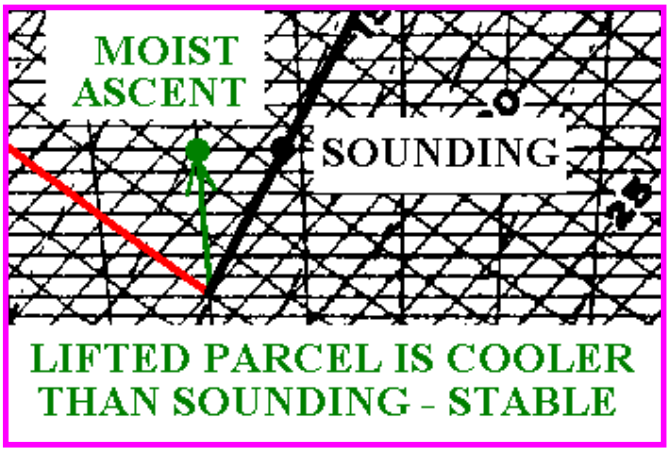


اگر پروفایل دمای محیط به موازات بی در رو اشباع باشد، افتاهنگ را بی در رو اشباع گویند (منحنی سبز رنگ در شکلهای صفحه قبل)

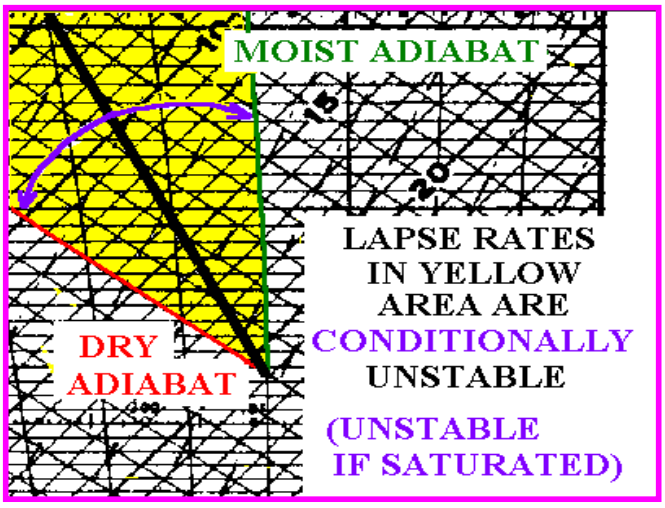
ت- افتاهنگ همدما:

اگر پروفایل دمای محیط به موازات خطوط همدما باشد، یعنی با تغییر ارتفاع دما ثابت باشد و تغییر نکند، افتاهنگ را همدما گویند(خط آبی رنگ در شکل مقابل)

ث- افتاهنگ پایدار:

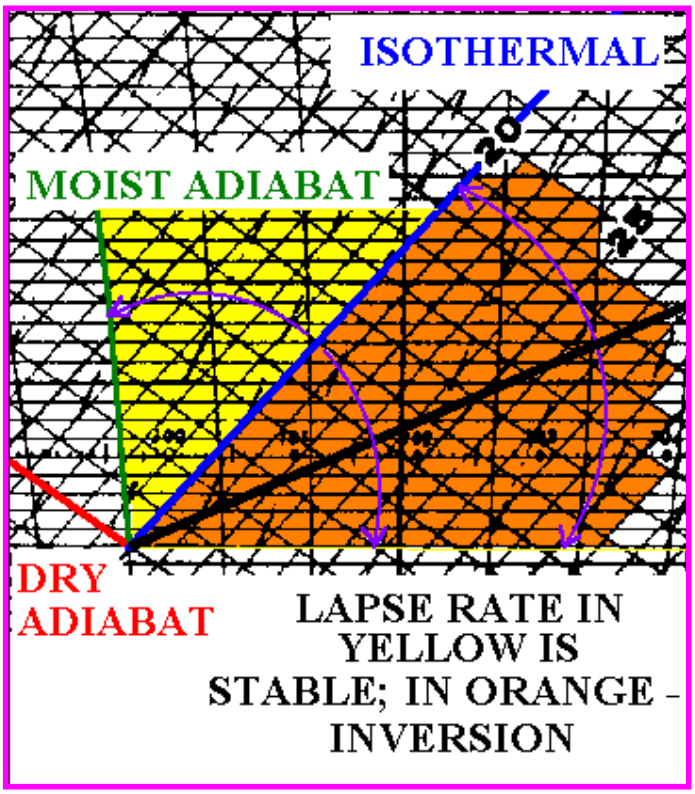


اگر افتاهنگ نسبت به خطوط بی در روی اشباع از شیب کمتری برخوردار باشد آنگاه حتی اگر بسته هوا اشباع گردد، صعود باعث کاهش دمای بسته هوا گردیده و سرد تر از حالت اولیه می گردد.(شکل مقابل)



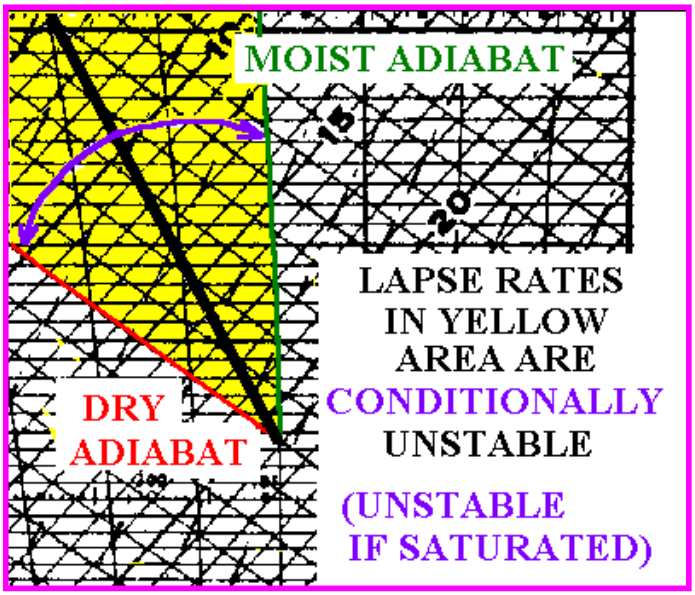
چنین بسته ای از هوا به محض قطع نیروی بالابری به ارتفاع اولیه خود باز می گردد.
لایه ای که دارای افتاهنگ کمتر از بی در رو اشباع باشدکاملا پایدار خواهد بود(قسمت زرد رنگ شکل مقابل)

در شکل مقابل پروفایل آبی رنگ مربوط به افتاهنگ همدما و پروفایل نارنجی رنگ مربوط به وارونگی دماست و بدیهی است که همدمایی و وارونگی نشاندهنده پایداری هوا می باشند.



ج- افتاهنگ ناپایدار شرطی:

اگر افتاهنگ بزرگتر از بی در روی اشباع و کمتر از بی در روی خشک باشد آنگاه لایه ناپایدار شرطی خواهد بود که دو حالت زیر را می توان برای آن منظور نمود.



۱- اگر لایه مورد نظر اشباع باشد، آنگاه لایه ناپایدار شرطی به لایه ناپایدار تبدیل می گردد زیرا بسته هوای در حال صعود که از منحنی بی در روی اشباع تبعیت می کند، نسبت به حالت قبل دارای درجه حرارت بیشتری خواهدگردید و با اکتساب نیروی شناوری مثبت، بخودی خود اوج می گیرد.

۲- اگر لایه غیر اشباع باشد به هر حال بسته هوای بالارونده، سردتر از محیط اطراف خود شده و با اکتساب نیروی شناوری منفی، مجددا به سمت پایین نشست می کند و لایه پایدار خواهد بود. افتاهنگ ناحیه زرد رنگ شکل فوق که شامل پروفایل سیاه رنگ می باشد، ناپایدار شرطی است

۵-۹) تقسیم بندی حرارتی توده های[1] هوا:

تقسیم بندی حرارتی توده های هوا بصورت زیر انجام می شود:

۱- توده هوای گرم و پایدار

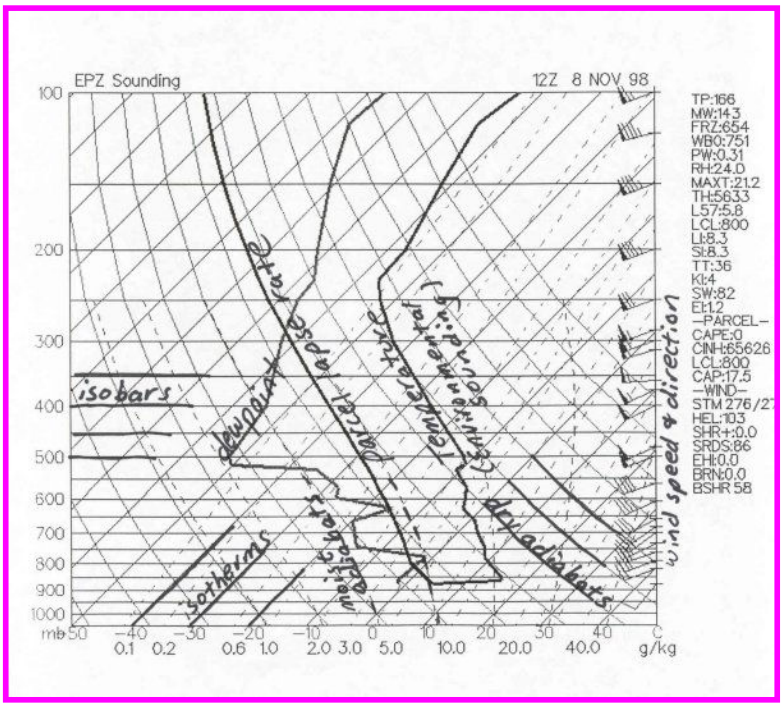
۲- توده هوای سرد و ناپایدار

۳- توده هوای خنثی (محلی) پایدار و ناپایدار

توده هوای گرم ،توده هوایی است که دمای آن بیشتر از دمای سطح زیرین بوده و با شرایط تراز حرارتی و تابشی تطبیق ندارد و تدریجا سرد می شود

توده هوای سرد، توده هوایی است که دمای آن کمتر از دمای سطح زیرین بوده و تدریجا گرمتر می شود

توده هوای خنثی،(محلی) توده هوایی است که در روزهای متوالی خصوصیات اصلی خود را بدون تغییر قابل ملاحظه ای حفظ می نماید.



توده هوایی پایدار نامیده می شود که در قسمت عمده ضخامت آن، گرادیان عمودی دما γ کمتر از γ_s بی در رو اشباع است و حرکات جابجایی عمودی هوا حتی در مناسبترین ساعات روز در آن وجود ندارد و ابرهای جوششی در آن ظاهر نمی شوند.

توده هوایی ناپایدار نامیده می شود که در قسمت عمده ضخامت آن γ_s کوچکتر از γ بوده و حداقل در مناسبترین ساعات شبانه روز، اغتشاشات وسیع و حرکت جابجایی عمودی توسعه یافته و در صورتیکه توده هوا از رطوبت کافی برخوردار باشد ابرهای جوششی بوجود می آیند و اگر خشکی هوا زیاد باشد سطح تراکم خیلی بالا قرار گرفته و ممکن است حرکات جابجایی صعودی به این سطح نرسد. در چنین حالتی ناپایداری توده هوا را می توان بوسیله تکانهای هواپیما تشخیص داد.

3- thermodymic

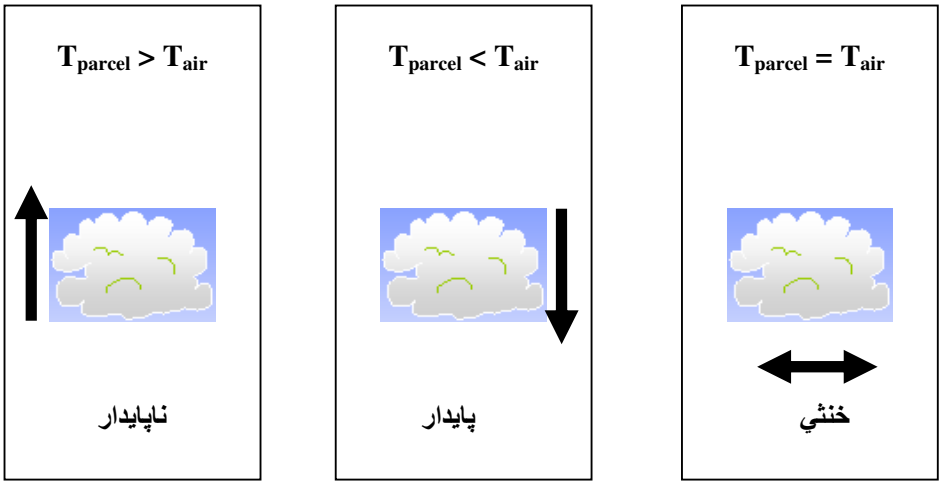
٦-٩) مقادیر آهنگ تغییر دما با ارتفاع در توده های هوای مختلف:

مقدار γ = 1/100M است ولی مقدار γ_s به نسبت بیشتری با دما و به نسبت کمتری با فشار بستگی دارد برای مثال مقادیر مختلف γ_s برای مقادیر مختلف فشار و دما عبارت است از:

مقادیر درجه حرارت	مقادیر فشار	
	۱۰۰۰میلی بار	۵۰۰ میلی بار
T=20	γ_s = 0.44/100M	γ_s = 0.34/100M
T=0	γ_s = 0.66/100M	γ_s = 0.52/100M
T= -20	γ_s = 0.88/100M	γ_s = 0.78/100M

مقادیر γ_s نشان می دهد که در ازای یک مقدار γ و شرایط مساوی دیگر، توده هوای گرم نسبت به توده هوای سرد ناپایدار تر است.دمای بسته بالارونده تا سطح تراکم ،از قانون آدیابات خشک تبعیت نموده یعنی ذره با صعود ۱۰۰ متر به اندازه یک درجه در صورتیکه با محیط تبادل گرمایی نداشته باشد سرد می شود.در بالای سطح تراکم سرد شدن بسته از قانون آدیابات اشباع تبعیت نموده و کندتر انجام می گیرد.

نیروی ارشمیدس سبب می شود که ذرات هوای گرمتر و سبکتر صعود نموده و تا زمانیکه به مرز بالای



جابجایی نرسیده ، یعنی دمای بسته با دمای محیط مساوی نگردد، صعود بسته هوا ادامه می یابد.واضح است که در ازای یک مقدار اختلاف اولیه δt بین بسته هوا و محیط و در ازای یک مقدار γ در محیط، اگر در فرآیند

صعود، اشباع روی ندهد مقدار صعود بسته هوا کمتر و اگر اشباع بخار آب انجام شود مقدار صعود بسته هوا بیشتر خواهد بود.بنابراین در شرایط مشابه توده هوای مرطوب نسبت به توده هوای با رطوبت کمتر ، ناپایدارتر است .بعبارت دیگر هرچه سطح تراکم یک توده هوا پایین تر باشد این توده هوا در صورت تساوی سایر شرایط، ناپایدارتر است.واضحترین شکل ناپایداری توده هوا ، در قالب ابرهای CB ،بارش بارندگیهای رگباری، توسعه رعد وبرق و اسکوال ظاهر می شود که ظهور آنها نه تنها به مقدار γ و رطوبت توده هوا بستگی دارد بلکه عوامل دیگری نظیر سطح زیرین و لایه مجاور زمین،کوهها ، وجود یا عدم وجود ابرهای پوششی که بصورت مانعی در مقابل گرم شدن سطح زیرین و پیدایش حرکت جابجایی عمل می نمایند،وضع باد و غیره مربوط می شود. بنابراین وضع هوا در توده هوای ناپایدار بسیار گوناگون است بویژه سطح زیرین ،بر روی ناپایداری توده هوا تاثیر زیادی دارد.

اگر توده هوا گرمتر از سطح زیرین باشد توده هوا در اثر برخورد با این سطح ،روز بروز سردتر شده و مقدار γ در لایه مجاور زمین بسرعت کاهش یافته و حتی منفی می شود.(دمای معکوس)

4km	γ=0.8	γ=0.4
3.5	-8	0
3	-4	2
2.5	0	4
2	4	6
1.5	8	8
1	12	10
0.5	16	12
0	20	14

اگر توده هوایی از سطح زیرین سردتر باشد از آن گرما گرفته و مقدار γ در لایه مجاور زمین بسرعت افزایش یافته و شرایط برای توسعه حرکت جابجایی مناسبتر می گردد. از اینرو توده هوای سرد معمولا ناپایدار هم می باشد. البته این موضوع ناقض مطالب قبلی که در شرایط مساوی توده هوای گرم ناپایدار تر از توده هوای سرد است نمی باشد.توده هوایی که در لایه های پایین اتمسفر از نوع گرم نسبی است ممکن است در لایه های بالای اتمسفر از نوع سرد نسبی باشد.مثلا فرض کنید دو توده هوا که دمای آنها در سطح زمین ۲۰ و ۱۴ درجه سانتیگراد و مقدار میانگین γ=0.8/100m و در دیگری γ= 0.4/100m باشد در جدول فوق تغییرات دما با ارتفاع برای هر دو توده هوا نشان داده شده است . سطح همدما در دو توده هوا در ارتفاع یک کیلومتری قرار داشته و در بالای این سطح،توده هوای سرد نسبی بصورت توده هوای گرم نسبی ظاهر می شود.

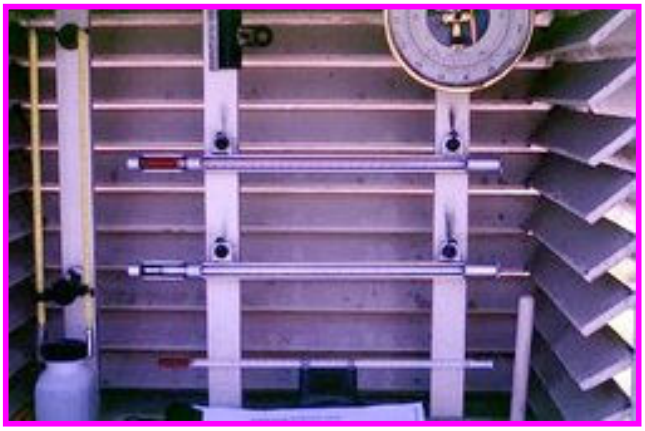
بخش دوم

هواشناسی هوانوردی:

فصل دهم:

درجه حرارت

۱-۱۰) درجه حرارت: (Tempreture)



درجه حرارت مقدار دما یا برودت اندازه گیری شده را نشان میدهد .میزان اندازه گیری دما بوسیله انسان نتیجه احساس آن میباشد . ولی این معیار اندازه گیری درست نمی باشد . زیرا اگر دمای محیط بیشتر از دمای بدن انسان باشد آن محیط به نظر گرم و اگر محیط دارای دمای کمتری ازدمای بدن انسان باشد آن محیط سرد میباشد و این قضاوت درست نمی باشد . لذا برای اندازه گیری علمی دمای یک جسم از روشهای فیزیکی (تبدیل جامد به مایع – مایع به گاز یعنی ذوب شدن و جوشیدن یا غلیا ن مایع و یا انبساط اجسام) استفاده میشود. دماسنج یا میزان الحراره یا حرارت سنج وسیله ای است که دما را اندازه گیری میکند .در ساخت ترمومتر از خاصیت فیزیکی اجسام استفاده شده است .مانند اضافه شدن طول میله فلزی یا اضافه شدن حجم یک مایع در مخزن و لوله مرتبط آن .برای اندازه گیری دما بایستی نقاط مشخصی را اندازه گیری و بنام نقاط ثابت در نظر گرفته شود . روشهای گوناگونی برای اندازه گیری دما در نظر گرفته شده است که اساسی ترین آن روش در نظر گرفتن نقطه انجماد یخ و نقطه ی غلیان آب میباشد .لازم به ذکر است کمترین درجه حرارت اندازه گیری شده بر روی کره زمین ثبت شده در سال ۱۹۸۳ برابر با ۸۸- درجه سانتیگراد و مربوط به منطقه وستوک در قطب جنوب و بیشترین مقدار ثبت شده آن در سال ۱۹۲۲ برابر با ۷۸+ درجه سانتی گراد که مربوط به صحرای جنوبغربی امریکاست.

۲-۱٦) مقیاسهای اندازه گیری دما:

متداولترین روشهای اندازه گیری عبارتند از:

الف- سانتی گراد :(Centigrad)

در این مقیاس نقطه ذوب یخ و یا دمای آب و یخ توام را صفر و نقطه غلیان آب خالص را ۱۰۰ ،در نظر میگیرند و فاصله بین این دو نقطه را به ۱۰۰ قسمت تقسیم میکنند و هر قسمت را یک درجه سانتیگراد مینامند.

ب- فارنهایت :(Fahrenheit)

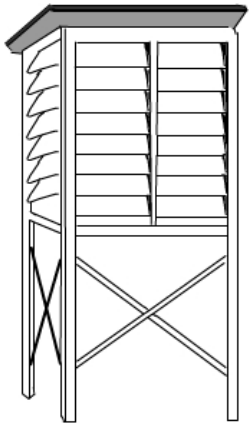
در این روش فارنهایت دانشمند آلمانی نقطه ذوب یخ خالص را در فشار نرمال که حدود ۷۶۰ میلیمتر جیوه میباشد،۳۲ و نقطه غلیان آب خالص را در همان شرایط آتمسفری،۲۱۲ درجه در نظر گرفته و فاصله بین این دو نقطه را به ۱۸۰ قسمت تقسیم نمود و هر قسمت را یک درجه فارنهایت نامید.

پ- کلوین :(Kelvin)

این روش بیشتر در محاسبات آزمایشگاهی و برودتهای خیلی پایین کاربرد دارد و درآن نقطه ذوب یخ ۲۷۳/۵ و نقطه جوش آب ۳۷۳/۵ در نظر گرفته شده و این فاصله به ۱۰۰ قسمت مساوی تقسیم گردیده است

نکته: برای تبدیل درجه حرارت فارنهایت به سانتیگراد می توان از رابطه $C = 5/9 (F - 32)$ استفاده نمود.

۳-۱۶) اندازه گیری دمای هوا:



برای اندازه گیری دمای هوا، معمولا از ترمو مترهای جیوه ایی و الکلی و یا ترمومترهای بای متالیک ویا ترمو گرافهای بای متالیک(دو فلزی) استفاده میشود . برای اندازه گیری دمای هوا در سطح زمین حرارت سنج ها را در ارتفاع بین ۱/۲۵ تا ۲ متر از سطح زمین و در داخل جعبه های چوبی و مخصوص بنام جعبه اسکرین قرار می دهند. بدین ترتیب هوا ازخارج بداخل جعبه وارد وپس از چرخش خارج می شود ، در نتیجه دمای داخل جعبه همواره برابر با دمای محیط میباشد.

٤-١٦) تغییرات درجه حرارت با ارتفاع (تغییرات عمودی درجه حرارت):

بطور کلی در لایه تروپوسفر دما با ارتفاع تغییر مینماید و این تغییرات همراه با افت درجه حرارت با ارتفاع میباشد که آنرا LAPS RATE گویند. البته این عدد ثابت نیست وممکن است از یک روزبه روز دیگریا ازمکانی به مکان دیگر تغییرنماید بطور متوسط مقدار افت درجه حرارت با ارتفاع در شرایط هوای خشک حدود ۶ درجه در ۱۰۰۰ متر در نظر گرفته میشود.البته این میزان با افزایش گرد وغبار ،گازهای صنعتی و بخار آب در هر منطقه قابل تغییر است.بطور مثال اگر درجه حرارت هوا در سطح دریای آزاد ۱۵ درجه سانتیگراد باشد و اگر این هوا حدود ۵ کیلومتر صعود کند میزان کاهش در این ارتفاع حدود ۳۰ درجه خواهد بود . در اینصورت درجه حرارت هوا در ۵ کیلومتری از سطح دریای آزاد (MEAN SEA LEVEL) برابر با ۱۵- درجه سانتی گراد خواهد بود.

۵-۱٦) محاسبه دمای استاندارد در سطوح مختلف آتمسفر:

برای بدست آوردن دما ی استاندارد درسطوح فوقانی می توان از رابطه زیر استفاده نمود.

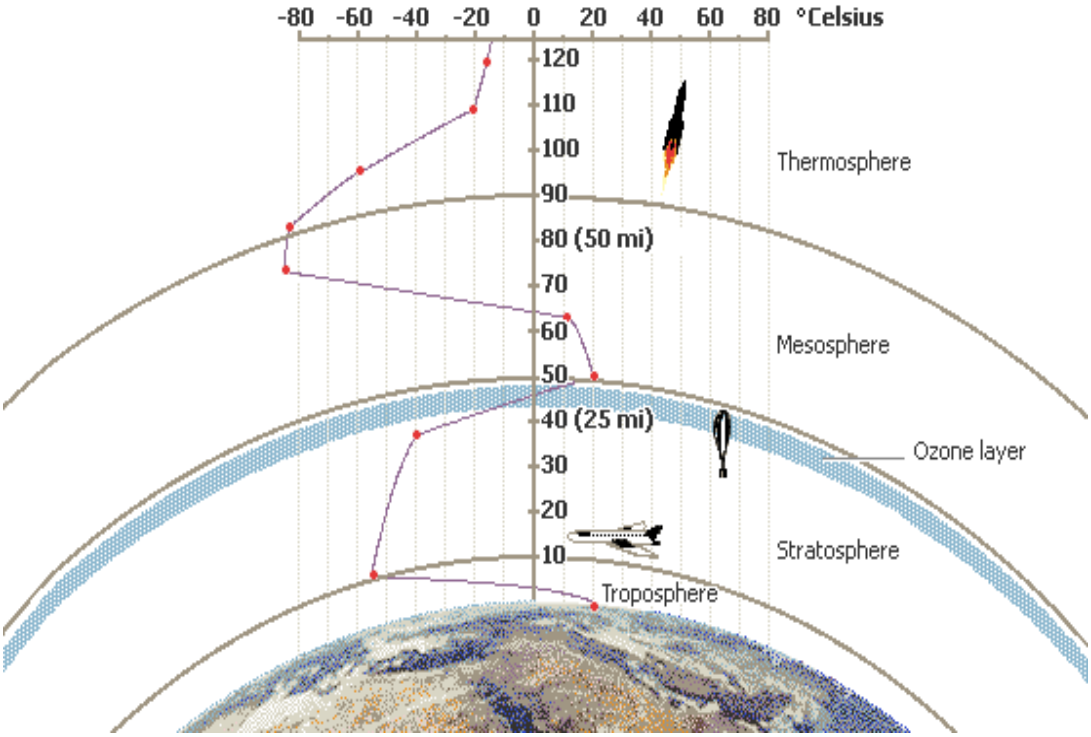
$$T_H = 15 - \{ (H /1000) * 2) \}$$

مثلا برای دما ی استاندارد در 28000 پایی داریم:

$$T_{28000} = 15 - (28 * 2) = - 41$$

٦-١٦) تغییرات قائم دما:

لایه	نوع تغییرات درجه حرارت
تروپوسفر	مثبت
تروپوپاز	بدون تغییر یا منفی
استراتوسفر	منفی
استراتو پاز	بدون تغییر یا مثبت
مزوسفر	مثبت
مزو پاز	بدون تغییر یا منفی
ترموسفر	منفی



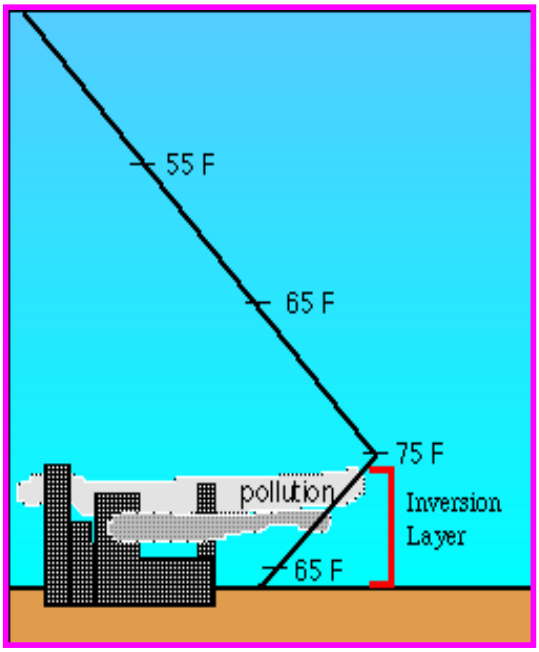
برشی ازدرجه حرارت در ارتفاعات مختلف جو

گاهی قانون افت درجه حرارت با ارتفاع صادق نیست یعنی درجه حرارت با ارتفاع کاهش نمی یابد بلکه بدون تغییر مانده و یا حتی افزایش می یابد. در اینصورت گویند یک لایه معکوس حرارتی (INVERSION)

ایجاد شده است.این حالت ممکن است در سطح زمین یا در لایه های فوقانی تروپوسفر ایجاد شود و خود یکی از روشهای شناسایی TROPOPAUSE میباشد.

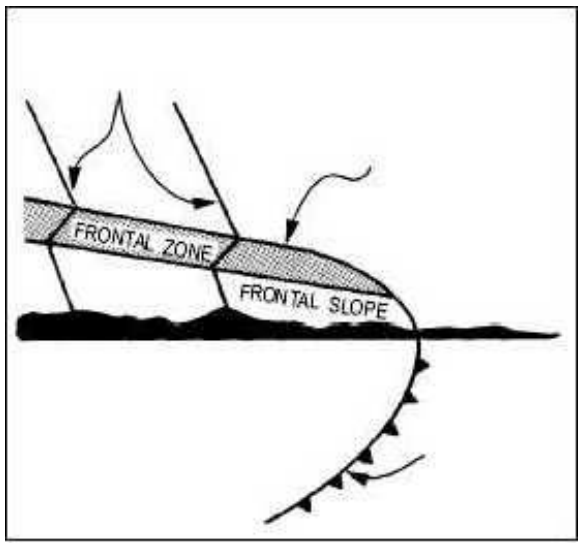
۱۶-۷) وارونگی: (INVERSION)

بطور معمول دمای هوای محیط در تروپسفر با ارتفاع کاهش می یابد. اما گاهی در بعضی لایه ها دما با ارتفاع افزایش می یابد که این وضعیت را وارونگی گویند.وارونگی گاهی از سطح زمین به طرف بالا دیده می شود که آن را وارونگی سطح زمین می گویند.وگاه در لایه هایی فوقانی جو دیده می شود که آن را وارونگی فوقانی می خوانند.



شرایط تشکیل وارونگی عبارتست از ۱- هوای پایدار۲- باد آرام ۳- شبهای خنک یا سرد. وارونگی مانند یک سرپوش روی یک لایه کم عمق آتمسفرعمل میکند درنتیجه مهمترین اثرات آن تقلیل دید میباشدکه در هوانوردی بسیار حائز اهمیت است.در زیر وارونگی اصولاً پدیده مه (FOG)گردخاک (haze) دود (Smoke) ابرهای پائی (Low Clouds)بوجودمی آید. موقعیت همیشگی وارونگی در لایه استراتوسفر Stratusphere است.

وارنگی دما به طرق گوناگون ایجاد می شود که چهارنوع وارونگی مهم عبارتند از:



۱.وارونگی با منشا حرارتی

الف- به وسیله سرد شدن لایه های زیرین به سبب تشعشع زمینی و یا به وسیله عمل هدایت.

ب- بوسیله سرد شدن هوا در ارتفاعات زیاد به سبب تشعشع.

۲- وارونگی با منشا مکانیکی:

الف- از طریق توربولانس و جابجایی یعنی اگربادگرمی روی آب سرد بوزد تاچند پایی حالت وارونگی بوجودمیآورد،که به آن وارونگی توربولانسی یا(اغتشاشی) می گویند.نوع دیگری

ازوارونگی وجوددارد که دریک لایه جـودما نسبت به ارتفاع تغییرنمیکند ، بلکه ثابت می ماند، این لایه را همدمـا (Isothermal) میگویند.

ب- به وسیله نشست هوا که این حالت معمولا در صورت استقرار یک مرکـز پرفـشار در فـصل سـرما روی مـی دهد.

۳- وارونگی با منشا جبهه ایی

که حرکت هوای سرد درزیرهوای گرم یا لغزش هوای گرم روی هوای سردباعث ایجاددمای معکـوس درلایـه ای از آتمسفرمیشودکه به آن وارونگی جبهه ای میگویند

اما وارونگی که بیشتر باعث آلودگی مناطق کشور می شود وارونگی تشعشعی است به همین دلیـل در اینجـا بـه توضیح آن می پردازیم.

٤- وارونگی تشعشعی :

وارونگی تشعشعی ممکن است وارونگی سطح زمین را ایجادکند.درهنگام شب در اثـر تشعـشع زمـین سـرد مـی شود و چنانچه فرایند سرد شدن برای مدت کافی ادامه یابد هوای نزدیک سطح زمین سردتر از جو بالای آن می شود.وارونگی سطح زمین در نزدیکی زمین گسترش می یابد و در نتیجه در هوای آرام یا هنگام وزش باد خیلـی ضعیف(هوای پایدار)فرایند سرد شدن به طرف بالا تا ارتفاع نسبتا کمی گسترش می یابد که وارونگی کم عمـق ایجاد می شود.با وجود این گاه دمای سطح زمین نیز پایین است وارونگی کم عمق سطح زمـین کـاملا مـشخص می شود. در این حالت آنرا وارونگی شدید می خوانند.در شـبهای بـدون ابـر و همـراه بـا بـاد ضـعیف وارونگـی تشعشعی پدید می آید و در صورت کافی بودن رطوبت در این شرایط مه صـبحگاهی (مـه تشعـشعی)ایجـاد مـی شود.

بد نیست بدانید در بعضی شرایط شبنم یخی تشکیل می شود.در این حالات رطوبت هوا کمتر است و تشعشع سریعتر انجام می شود ودر نتیجه دمای سطح زمین کمتر می شود.این وضعیت بخصوص در مناطق خشک بعد از شبهای طولانی بدون ابر در زمستان پدید می آید.

۸-١٦) تاثیرات درجه حرارت بر عملکرد هواپیما:

دما بصورتهای مختلف روی عملکرد هواپیما اثر میکند که ازجمله آنها تاثیر روی سیستم خنک کننده وکارایی موتور میباشد.یکی از عوامل موثر بر کارایی موتور جت اختلاف بین دمای هوای محیط و حد اکثر دمایی است که برای فضای احتراق ایجاد میگردد. عموما موتورهواپیماها در دماهای پایین بهتر کار میکنند. در واقع برای کار درست و ایده ال ، نباید دمای احتراق از حد معینی تجاوز نماید.با فزونی گرفتن دمای هوا از یک مقدار معین،کارایی هواپیما و سرعت واقعی هوا بر حسب ارتفاع کاهش می یابد. با فزونی گرفتن دمای هوا از یک حد معین ، مقدار سوخت مصرفی نیز افزایش می یابد. و در دمای زیاد هواپیما برای برخاستن باید به سرعت واقعی بیشتری دست یابد.یعنی دمادربرخاستن ونشستن هواپیما تاثیرمستقیم دارد. بعنوان مثال درهوای سردیاخنک مثل

شب یا صبح زود بعلت تراکم هوا، هواپیما با وزن مجاز طول کمتری از باند را برای برخاستن طی مینماید ، درصورتیکه بعدازظهریک روز گرم تابستانی طول باند بیشتری برای بر خاستن نیاز میباشد. به همین دلیل درمناطق گرمسیری ومرطوب طول باند ها بیشتر از مناطق سرد و خشک است . در هوای گرم و مرطوب کارآیی موتور هواپیما (Performance) محدود میشود درنتیجه نیروی برا (lift) کاهش میابد.برای هواپیماهای مافوق صوت درجه حرارت بسیار حائز اهمیت است بطوریکه یک درجه افزایش دما،۱۰۰ کیلوگرم افزایش در مصرف سوخت را بدنبال دارد و اگر چنانچه دمای محیط کمتر از منهای ۵۱/۵ درجه سانتیگراد باشد،به ازای هر یک درجه کاهش دما، ۳۵۰ کیلوگرم افزایش در مصرف سوخت را بدنبال خواهد داشت.چرا که در چنین درجه حرارتی اصطکاک موجود بین هوا و بدنه هواپیما به عنوان یک نیروی بازدارنده قوی عمل خواهد کرد و در نتیجه متناسب با کاهش دمای محیط سرعت هواپیما نیزکاهش می یابد که این تغییر سرعت با افت راندمان و افزایش مصرف سوخت همراه خواهد بود.همچنین در دماهای پایین حدود منهای ۳۰ درجه سانتیگراد مواد شیمیایی مخصوص پیشگیری از تشکیل یخ قادر به جلوگیری از یخزدگی بدنه هواپیما نمی باشند.در دمای بالاتر از ۲۵ درجه سانتیگراد نیز بعلت کاهش غلظت هوا، هواپیما بایستی دارای وزن کمتری باشد تا در زمان بلند شدن با مشکلی مواجه نشود.

۹-۱۶) سایرتاثیرات وکاربردهای درجه حرارت درهوانوردی:

۱- در تبدیل سرعت حقیقی به سرعت تصحیح شده.

۲- محاسبات تبدیل ارتفاع:

۳- در تبدیل سرعت تصحیح شده(CAS) به سرعت حقیقی(TAS) و سرعت ماخ(MACH)

۴- در محاسبات اختلاف ارتفاع (APEC)

۵- در یافتن ارتفاع دانسیته ای (DENSITY RATIO)

۶- در محاسبه حداقل مسافت مورد نیاز برای نشستن و برخاستن (TAKEOFF ROLL)

۷- در محاسبه حداکثرسرعت فرود (MIN GO SPEED)

۸- در محاسبه مسافت مورد نیاز برای بلند شدن (TAKEOFF DISTANCE)

۹- در محاسبه سوخت مصرفی در زمان اوج گرفتن(CLIMB)

۱۰- در محاسبه زمان صعود (TIME TO CLIMB)

۱۱- در محاسبه مسافت طی شده در هنگام صعود

۱۲- در محاسبات سقف پرواز عملیات (COMBAT CEILING)

۱۳- در محاسبه سوخت مصرفی(LOW&HIGH CRUISE)

۱۴-در محاسبات یافتن ضریب مصرف سوخت

۱۵- در محاسبه سوخت مصرفی(CONSTANT ALT CRUISE)

فصل یازدهم:

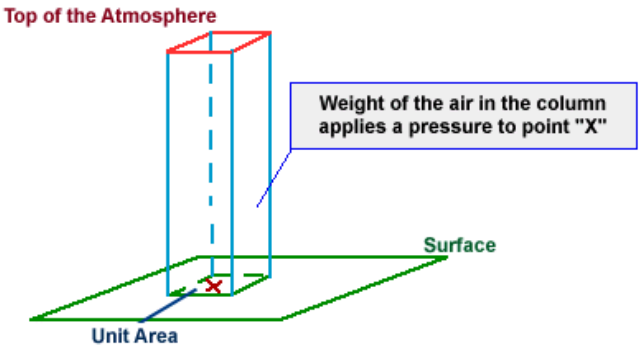
فشار هوا

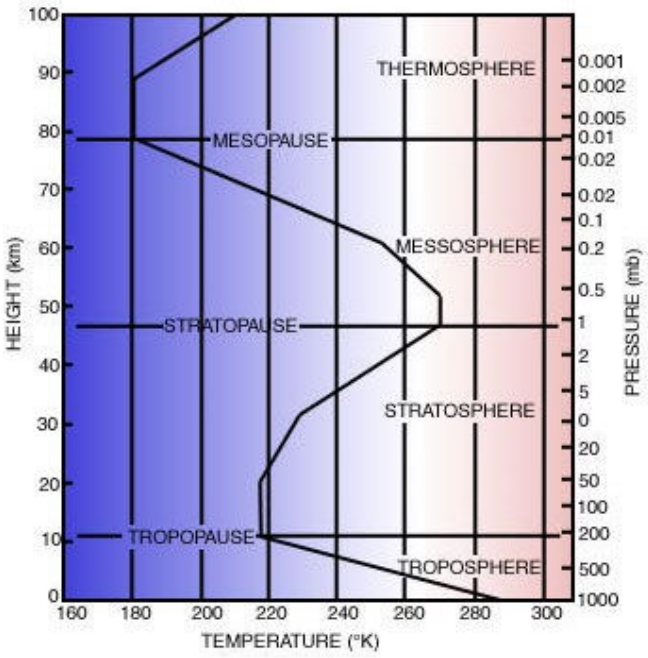
۱-۱۱) فشارهوا: (PRESSURE)

فشارهوا در یک محل نیرویی است که ستون قائم هوا از سطح زمین تا مرز جو بر واحد سطح(سانتی متر مربع) وارد می کند.

هر قدر به بالا صعود کنیم وزن آن ستون هواکاسته شده ودر نتیجه فشار هوا نیز کاهش می یابد. و همواره فشار هوا بیشترین مقدار خود را در سطح دریای آزاد دارا میباشد.

شناخت فشار اتمسفر برای خلبانان بسیار اهمیت دارد. زیرا با شناخت فشار اتمسفر و تغییرات آن می توانند به چندین عامل از قبیل ارتفاع پرواز،پیش بینی وضع هوا و تغییرات آن و دیگر عوامل موثر در پرواز آگاهی یابند.





نمودار تغییرات فشار با ارتفاع و درجه حرارت

۲-۱۱) واحد اندازه گیری فشار:

واحد اندازه گیری فشار،پاسکال نامیده میشود.یک پاسکال عبارتست از نیروی که یک نیوتن بر یک متر مربع از سطحی وارد می کند.

فشار هوا در نزدیکی سطح زمین حدود $۱۰^{۵}$ نیوتن بر هرمتر مربع میباشد که این مقدار را برابربا یک بار گویند. صد هزار برابر پاسکال را نیز یک بار نامیده اند. بنابراین داریم:

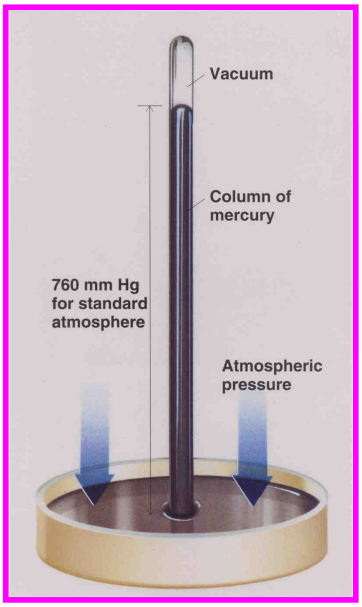
یک بار = ۱۰۰۰۰۰پاسکال

اما چون در طی روز فشار هوا با مقیاس کم تغییر می کند بدینجهت لازم است که واحد کوچکتری برای اندازه گیری فشار هوا در نظر گرفته شود که بتوان این تغییرات روزانه فشار را گزارش نمود . واحدی که برای ادوات هواشناسی مورد استفاده قرار میگیرد یک هزارم بار است و به آن یک میلی بار گویند. که رابطه بین آنها بقرار زیر است:

یک میلی بار=۱۰۰پاسکال یا یک هکتو پاسکال

۱۰۰۰ میلی بار= ۱۰۰۰ هکتو پاسکال= ۷۶۰ میلیمتر جیوه

۱ میلیمتر جیوه =۴/۳ هکتو پاسکال=۴/۳ میلی بار



۳-۱۱) ابزارهای اندازه گیری فشار هوا:

فشار هوا را توسط دستگاههایی بنام فشارسنج(بارومتر) اندازه می گیرند که معمولا بر سه نوع متفاوت میباشند

۱-فشارسنج جیوه ایی:

این نوع فشار سنج، دستگاه استاندارد سنجش فشار در کلیه ایستگاههای هواشناسی است.اساس اندازه گیری،رسیدن به تعادل در ارتفاع ستونی از جیوه است که بر حسب فشار هوا به وجود می آید.این تعادل در شرایط متعارف،با ارتفاع ۷۶سانتیمتر جیوه،بر سطحی به مساحت ۱ سانتیمتر مربع برقرار میشود. از آنجا که جیوه در مقابل تغییرات دمای محیط حساس است،ارقام خوانده شده بر این فشار سنج(با توجه به دمای محیط) به کمک جدولهای خاصی تصحیح می شود.

۲- فشار سنج فلزی :

این فشار سنج از یک محفظه فلزی شامل آلیاژ مس و برلیوم یا فولاد تشکیل شده است و تغییرات فشار هوا باعث انقباض و انبساط محفظه میشود.این انقباض و انبساط به وسیله اهرمهایی به استوانه ثبّات منتقل می شود که بر حسب یکی ازمقیاسها، فشار را می سنجد

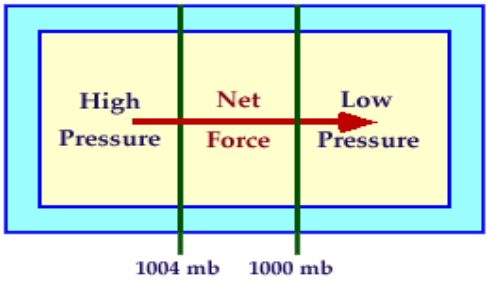
۳- فشار سنج جوشی یا هیپسومتر:

اندازه گیری فشار در این نوع فشار سنج، بوسیله تعیین دمای نقطه جوش آب صورت می گیرد. زیرا نقطه جوش هر مایع،تابع فشار هواست.مایع وقتی شروع به جوشیدن میکند که فشار بخار آن با فشار هوای خارج برابر شود.در هیپسومترها،آب مقطر موجود در محفظه ای را با شعله الکل،درحال جوش نگه میدارند و دمای آنرا اندازه می گیرند. چون هر ۰/۰۳ درجه سانتیگراد تغییر دما معادل با یک هکتو پاسکال تغییر فشار است،می توان با توجه به تغییرات دما،میزان تغییرات فشار را اندازه گیری کرد.این فشار سنج بسیار حساس است و در عمل برای سنجش تغییرات ضعیف فشار در ارتفاعات بالا به وسیله بعضی از رادیو سوند ها به کار می رود.

فشار هوای اندازه گیری شده توسط ایستگاههای هواشناسی در ساعات مشخص و در سراسر نقاط کره زمین بر روی نقشه های هواشناسی ثبت شده و نقاط هم فشار بوسیله خطوطی به یکدیگر متصل میگردند که به آنها خطوط هم فشار(ISOBAR) می گویند و با رسم این خطوط مراکز پر فشار و کم فشار بدست می آید.

٤-۱۱) گرادیان فشار: $\gamma = (\Delta p / \Delta x)$

گرادیان فشار عبارتست ازتغییر افقی فشار به مسافت در جهت فشار زیاد به کم و مقدار نیروی موثر از فشار زیاد به فشار کم بوسیله فاصله دو ایزوبار یعنی گرادیان فشار بررسی میشود. هرچه ایزوبارها به یکدیگر نزدیکتر باشند گرادیان فشار نیز بیشتر خواهد بود.



نیروی ناشی از گرادیان فشار

۵-۱۱) ارتفاع سنجی بر اساس فشار اتمسفر:

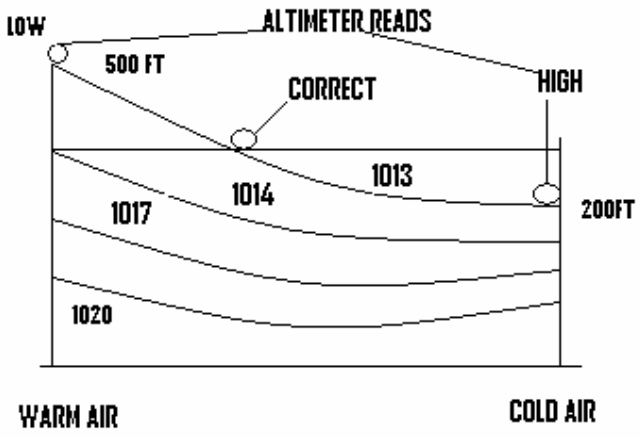
با افزایش ارتفاع فشار هوا کاهش می یابد. برای مثال اگر فشار هوا در نزدیکی زمین حدود ۱۰۰۰ میلی بار باشد،در ارتفاع حدود ۵/۵ کیلومتری از سطح زمین فشار حدود ۵۰۰ میلی بار میباشد.البته تغییرات فشار با ارتفاع دارای میزان ثابت نیست بطوریکه در نزدیکی سطح دریای آزاد در ازاء یک میلی بارتغییر فشار۸/۸ متر تغییر ارتفاع داریم ولی در نزدیکی سطح ۵۰۰ میلی باری در ازاء تغییر یک میلی بار فقط ۰/۵ متر تغییر ارتفاع خواهیم داشت.

از خاصیت تغییر فشار با تغییرات ارتفاع، در امر هوانوردی استفاده

میشود و سطح پروازی هواپیماها را، هنگام پرواز میتوان بدست آورد. برای محاسبه ارتفاع، از یک فشارسنج استفاده میشود.البته بجای اینکه این دستگاه بر حسب واحد فشار مدرج شود بر حسب متر ویا feet مدرج می گردد ولی این دستگاه فشار را اندازه می گیرد ونه ارتفاع پرواز را و توانایی نشان دادن ارتفاع در محدوده صفر تا ۸۰۰۰۰ پا را دارد.اگر دستگاه جبران کننده فشار (COMPENSATOR) دچار اشکال شود،مقادیر نشان داده شده توسط ارتفاع سنج نادرست خواهد بود. سازمان جهانی هواپیمایی کشوری (ICAO) برای بکارگیری ارتفاع از یک سطح پایه استاندارد،که جو استاندارد نامیده می شود، استفاده مینماید.در این اتمسفر هوا کاملا خشک فرض شده و فشار هوا در سطح دریای آزاد و دمای ۱۵ درجه سانتیگراد، ۱۰۱۳/۲۵ میلی بار فرض می شود.همچنین در این اتمسفر افت درجه حرارت با ارتفاع تا سطح ۱۱ کیلومتری ۶/۵ درجه سانتیگراد در نظر گرفته می شود.

٦-١١) تنظیم ارتفاع:

هنگام قرائت فشار در ارتفاع میبایستی تصحیحات لازم نسبت به سطح استاندارد ICAO انجام گیرد تا سطح یکسان و قابل درک برای کلیه هوانوردان بدست آید.این تصحیحات بر اساس تغییر فشار نسبت سطح دریای آزاد انجام میگیرد .بدین معنی اگر توده هوای ناپایدار دراین نقطه قرار گیرد فشار خوانده شده بترتیب از ۱۰۱۳/۲۵ میلی بار کمتر یا بیشتر خواهد شد.لذا برای تنظیم صفر یا سطح دریای آزاد میبایستی دستگاههای ارتفاع سنجی با آخرین فشار خوانده شده سطح دریای آزاد، تنظیم و ارتفاع یاب را در نقطه استقرار،برابر صفر قرار دهیم.



بایستی در نظر داشت که یکی از مهمترین اطلاعات برای خلبان، ارتفاع تنظیم شده در هر نقطه برای فرود میباشد.خلبانان هرگز ارتفاع تنظیم شده در نقطه TAKE OFF را در نقطه فرود یا LANDING مورد استفاده قرار نمی دهند. زیرا کمتر اتفاق افتاده است که دو نقطه دارای یک نوع فشار ،یک نوع عوارض طبیعی و حتی یک درجه حرارت باشند.

مطابق شکل مشاهده میشود که فشار در منطقه هوای گرم(WARM AIR) برابر با ۱۰۱۳ میلی بار دارای ارتفاع ۵۰۰ پا و فشار در منطقه هوای سرد(COLD AIR) نیز برابر با همان ۱۰۱۳ میلی بار است اما دارای ارتفاع ۲۰۰ پا میباشد و فقط فشار نشان داده شده در محل تقاطع ایزوبار و خط افقی با واقعیت تطابق دارد. اگر هواپیما در حال حرکت از منطقه هوای سرد به منطقه دارای هوای گرم باشد،در هنگام رسیدن به مقصد (منطقه

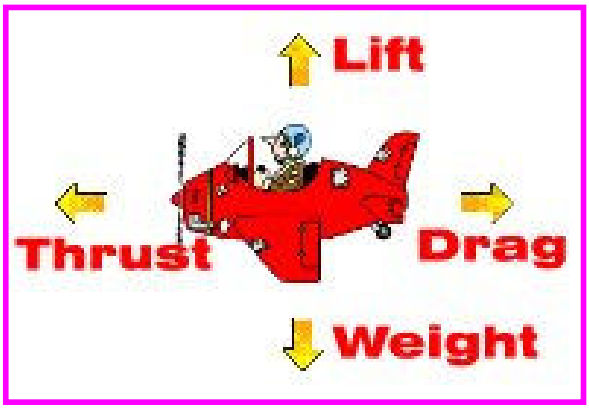
دارای هوای گرم) ارتفاع یاب هواپیما بر اساس تنظیمی که در منطقه هوای سرد (COLD AIR) انجام داده همان ۲۰۰ پایی را نشان میدهد اما ارتفاع واقعی هواپیما ۵۰۰ پا میباشد.در اینصورت خلبان هواپیما بایستی با اطلاع از فشار خوانده شده در سطح زمین در منطقه هوای گرم(WARM AIR) ارتفاع خود را تنظیم نماید.

البته باید به خاطر داشت که غیر استاندارد بودن افت درجه حرارت با ارتفاع نیز باعث بروز خطا در امر ارتفاع سنجی میگردد. اگرچه ارتفاع هر نقطه برحسب فشار سطح دریای آزاد تنظیم شده است ولی این تنظیم ارتفاع در لایه های فوقانی جو صادق نمیباشد.

فشار (MB)	ارتفاع (FEET)	فشار (MB)	ارتفاع (FEET)
۵۰۶/۰	۱۸۰۰۰	۱۰۱۳/۲	۰
۴۶۵/۶	۲۰۰۰۰	۹۴۸/۱	۲۰۰۰
۳۷۰/۰	۲۵۰۰۰	۸۷۵/۱	۴۰۰۰
۳۰۰/۹	۳۰۰۰۰	۸۱۲/۰	۶۰۰۰
۲۳۸/۴	۳۵۰۰۰	۷۵۲/۶	۸۰۰۰
۱۸۷/۶	۴۰۰۰۰	۶۹۶/۸	۱۰۰۰۰
۱۴۷/۵	۴۵۰۰۰	۶۴۴/۴	۱۲۰۰۰
		۵۹۵/۲	۱۴۰۰۰

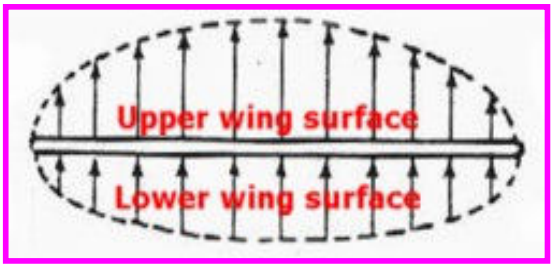
ارتفاع لایه های فشاری استاندارد

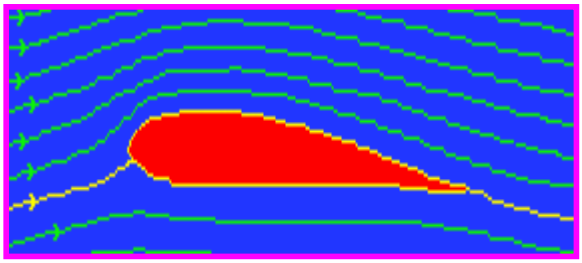
مطابق جدول بطور مثال اگر ارتفاع ۱۰۰۰۰ پایی را در نظر بگیریم فشار متناظر برابر با ۶۹۶/۸ میلی بار میباشد.



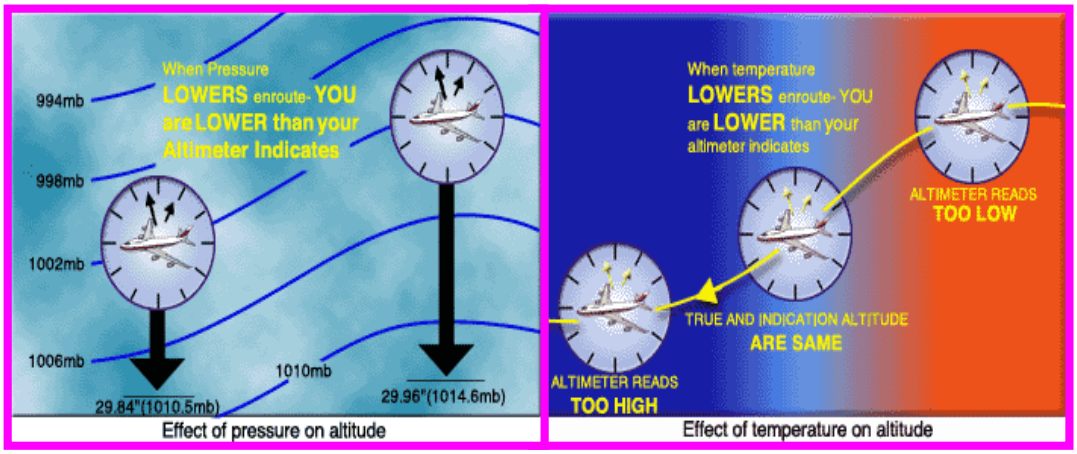
حال اگر هوا گرم باشد ارتفاع تعیین شده از ارتفاع حقیقی کمتر و اگر هوا سرد باشد ارتفاع تعیین شده از ارتفاع حقیقی بیشتر خواهد بود.عدم توجه به این نکته متاسفانه باعث بروز سوانحی از قبیل برخورد به کوه و یا وقوع تصادفات بین هواپیماهای با سقف پرواز کم می گردد. لذا انجام تصحیحات ارتفاع سنجی بر حسب درجه حرارت بخصوص هنگام پرواز بر روی ارتفاعات اهمیت ویژه ایی دارد.فشار مورد استفاده درامور هواپیمایی توسط ایستگاههای هواشناسی در جو استاندارد (درجه حرارت ۱۵درجه سانتیگراد و فشار ۷۶۰ میلیمتر جیوه) محاسبه میشود که به آن QNHمیگویند.

بکارگیری مطمئن و مفید هواپیما به چند عامل مهم هواشناسی از جمله فشار بستگی دارد. زیرا هنگام عبور هوا از روی یک جسم آئرودینامیکی، سرعت آن در سطوح فوقانی بیش از سرعت هوا در بخش تحتانی جسم است





که موجب افزایش فشار نسبی در سطح زیرین میگردد اختلاف فشار روی دو سطح شاخص اعمال نیرو بوده که میتوان آنرا به دو نیروی برا (LIFT) و پسا(DRAG) تجزیه نمود. برای پرواز با سرعت یکنواخت و ارتفاع ثابت باید نیروی رانش موتور با نیروی کشش برابر بوده ونیروی برا با نیروی وزن متوازن باشد.خواص آئرودینامیکی هواپیما تابعی از چگالی هواست و چگالی هوا خود تابعی از فشار و دمای مجازیست زیرا داریم: $\rho = P/(R_d T_V)$ (چگالی). که درآن P معرف فشار جو و T_V دمای مجازی(دمایی که هوای مرطوب باید داشته باشد تا فشار و حجم ویژه آن مساوی فشار وحجم ویژه نمونه خشک باشد) و R_d ثابت ویژه گازهاست که در ارتفاعی که هواپیما کار میکند میتوان آنرا ثابت فرض نمود.طبق رابطه فوق چگالی هوا با فشار هوا رابطه مستقیم دارد و کاهش یا افزایش یکی باعث کاهش یا افزایش دیگری میشود.نیروی بالابرنده تابعی از چگالی هواست.کارایی موتور نیز به چگالی هوا بستگی دارد.این پارامترها مصرف سوخت را تحت تاثیر قرار میدهند و



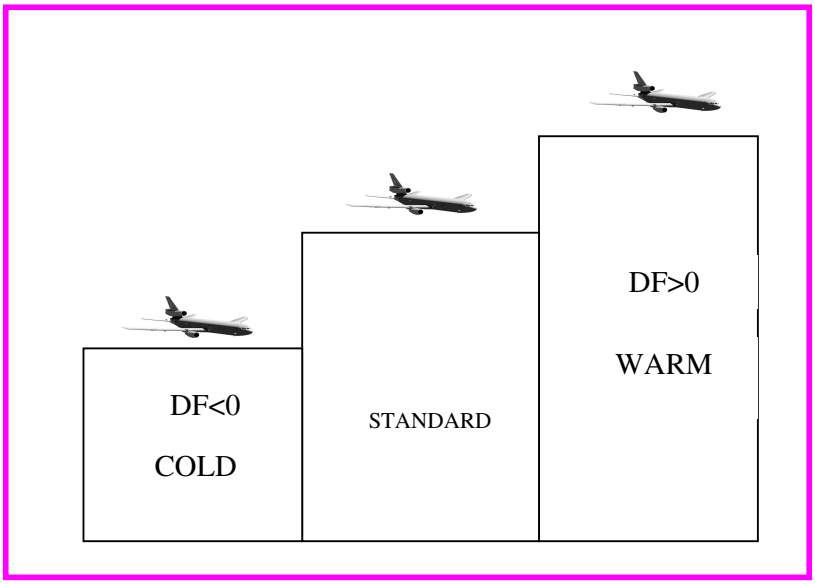
سرعت واماندگی و طول مسافت لازم برای نشستن و برخاستن را تغییر میدهند. نیروی برا تابعی از چگالی هوا و توان دوم سرعت است.در شرایط یکسان به ازای چگالی کمتر،هواپیما جهت قرار داشتن در ارتفاع معین به سرعت بیشتری نیاز دارد.مقدار هوای ورودی موتور جت با افزایش ارتفاع و کاهش چگالی(فشار) ،کم

میشود.چون برای حفظ توان به اکسیژن بیشتر نیاز است،گاهی نوسانات فشار موجب بروز مشکل سرعت سقوط میشود

با افزایش ارتفاع از فشار هوا کاسته می شود.از اینرو کارایی هواپیما تا یک ارتفاع معین افزایش یافته واز آن به بعد شروع به کاهش مینماید.هواپیما در سطح بالاتر از محدوده حداکثر کارایی باید توان بیشتری را بکار گیرد تا بتواند همان سرعت را حفظ کند.

۷-۱۱) ارتفاع دانسیته ای: (ارتفاع فشاری)DENSITY ALTITUDE

ارتفاع فشاری بصورت ارتفاع جو استاندارد ICAO تعریف می شود چگالی هوا در این ارتفاع شاخص دانسیته آن در موقعیت مورد نظر است.گاهی آنرا به ارتفاع فشاری که بر حسب دما تصحیح شده می نامند.در جو استاندارد مقادیر دما و فشار در هر ارتفاعی مشخص است و بر مبنای آن دانسیته هوا تعیین میگردد.بدینترتیب میتوان هر دانسیته معین را تشخیص داد که با توجه به شرایط فشار- دما در آن ارتفاع بر حسب مقیاس فشار - ارتفاع ICAO تعین میگردد.



ارتفاع دانسیته ای برای تعیین ویژگی عملکرد هواپیماها بکار میرود.این امر در مواجه با عملیات در فرودگاههای مرتفع مهم است که در آنجا سرعتهای شناوری،مسافتهای مورد نیاز برای برخاستن و همچنین طول باند لازم برای نشستن دارای شرایط بحرانی میباشند.لازم به ذکر است جو استاندارد ICAO برای شرایط هوای خشک تعریف شده بنابر این ارتفاع فشاری شامل تغییرات دانسیته در اثر محتوای رطوبتی نمی باشد.

در شرایط یکسان دما و فشار، چگالی هوای مرطوب، کمتر از مقدار مربوط به هوای خشک است.برای اینکه اختلاف ناشی از رطوبت در تعیین چگالی کمتر از یک درصد باشد باید فشار بخار آب از ۲۷ میلی بار تجاوز نکند.که این مقدار برابر فشار بخار اشباع در ۲۲ درجه سانتی گراد است.همچنین ارتفاع فشاری هدف از سطح دریای آزاد سنجیده می شود(۲۹۹۲ اینچ جیوه)که معمولا تاثیرات درجه حرارت درآن لحاظ گردیده است.

۸-۱۱) عامل انحراف: DEVIATION FACTOR (D-FACTOR)

با توجه به موارد فوق چون اتمسفر بندرت مشابه جو استاندارد پدیدار می گردد،لذا همواره اختلافی بین ارتفاع فشاری استاندارد (Z_P) که توسط ارتفاع سنج های حساس آنروئید ارائه می گردد و ارتفاع حقیقی (Z) وجود دارد که به این اختلاف (D-FACTOR) گویند.بنابر این می توان نوشت: $D\text{-}FACTOR = Z - Z_P$

اگر حاصل منفی باشد هواپیما به همان اندازه پایین تر از سطح پرواز تععین شده قرار دارد . این وضعیت در شکلهای زیر نشان داده شده است.

به عنوان مثال اگر ارتفاع گزارش شده توسط خلبان ۵۰۰۰ پا و فشار جیوه محلی ۲۹۴۲ و عامل D برابر با منهای ۴۰۰ باشد ، ارتفاع حقیقی ۵۱۰۰ پا خواهد بود زیرا

اختلاف فشار جیوه $29.92 - 29.42 = 0.50$

1	1000 ft	
0.50	x	$x = (0.50 * 1000)/1 = 500$ ft

$5000 + 500 = 5500$ ارتفاع در فشار ۹۲/۲۹

$5500 - 400 = 5100$ ارتفاع حقیقی

با یافتن مقادیر فوق مسئولین ذیربط نسبت به تصحیح ارتفاع پروازها اقدام می کنند

۹-۱۱) سطوح پروازی:(flight levels)

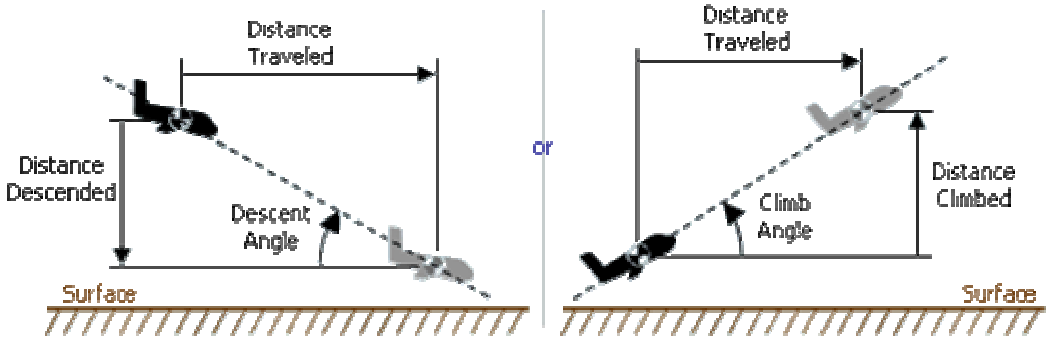
سطوح پروازی عبارتند از سطوح جوی با فشار ثابت که به مبنای فشاری خاص ۱۰۱۳/۲۵ میلی بار مربوط هستند .این لایه ها توسط فواصل فشاری معین از هم جدا می شوند.سطح فشاری صفر در سطح فشار جوی ۱۰۱۳/۲۵ میلی بار واقع است.سطوح متوالی پرواز با بازه فشاری ۵۰۰ پا(۱۵۲/۴متر)در جو استانداردICAO مجزا شده اند.سطوح پرواز مطابق جدول زیر شماره گذاری شده اند که شاخص ارتفاع مربوطه برحسب پا در جو استاندارد میباشد.مقادیری که به متر مشخص شده اند معادل تقریبی آنها هستند.

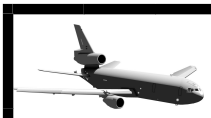
ارتفاع در جو استاندارد		سطح پرواز
متر	پا (FEET)	شماره
-۳۰۰	-۱۰۰۰	-۹۰
-۱۵۰	-۵۰۰	-۹۵
۰	۰	۰
۱۵۰	۵۰۰	۵
۳۰۰	۱۰۰۰	۱۰
---	---	---
۳۰۵۰	۱۰۰۰۰	۱۰۰
---	---	---
۶۱۰۰	۲۰۰۰۰	۲۰۰

ارتفاعات وابسته به شماره های سطوح پروازی

(VERTICAL VELOCITY INDICATOR) (۱۱-۱۰

مقدار سرعت قائم هواپیما که نشاندهنده مقدار صعود یا نزول هواپیما می باشد نیز به وسیله فشار هوا اندازه گیری میشود صفحه فشار سنج به دو نیمه بالایی و پایینی تقسیم شده که نیمه بالایی نشاندهنده میزان صعود و نیمه پایینی آن نشاندهنده میزان نزول می باشد که بر حسب فوت بر دقیقه مدرج شده و بیان می شود . نشاندهنده سرعت قائم هم به سیستم فشار هواپیما متصل بوده و نوسانات سرعت قائم را که ناشی از تغییرات فشار اتمسفر می باشد را نشان می دهد.





۱۱-۱۱) تاثیرات و کاربرد های فشار:

۱-در تبدیل سرعت تصحیح شده به سرعت حقیقی

TRUE AIR SPEED به CALIBRATED AIR SPEED

۲-در محاسبه تغییرات ارتفاع (ALTITUDE LAG)

۳-در محاسبه مقادیر تصحیح ارتفاع (ALTIMETER POSITION ERROR CORRECTION)

۴- محاسبات تبدیل ارتفاع(ALTITUDE CONVERSION)

۵- در محاسبات اختلاف ارتفاع (APEC)

۶- در یافتن ارتفاع دانسیته ای (DENSITY RATIO)

۷- در محاسبه حداقل مسافت مورد نیاز برای برخاستن(TAKEOFF ROLL)

۸- در محاسبه حداکثرسرعت فرود(MIN GO SPEED)

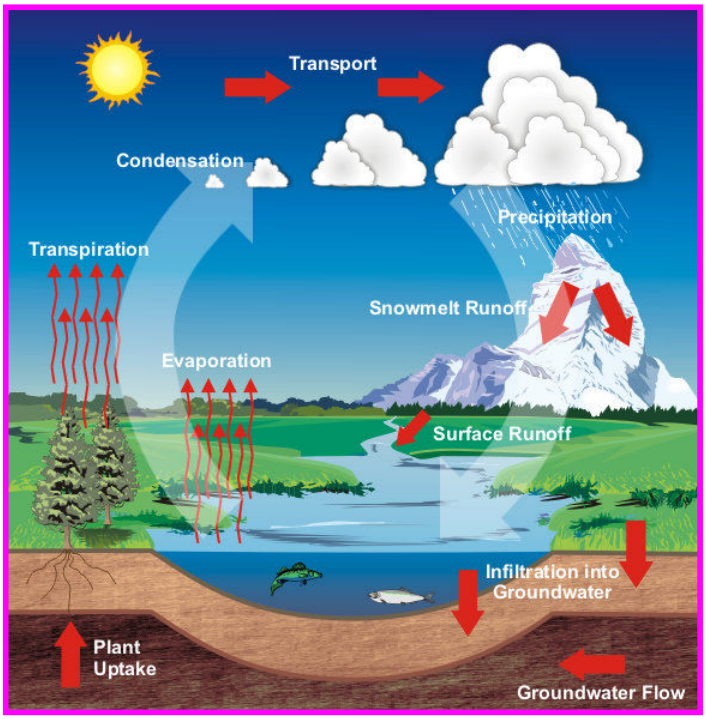
۹- در محاسبه مسافت مورد نیاز برای برخاستن(TAKEOFF DISTANCE)

۱۰- در محاسبات مسافت مورد نیاز برای نشستن(LANDING ROLL)

فصل دوازدهم:

رطوبت جو

۱-۱۲) ماشین جو:



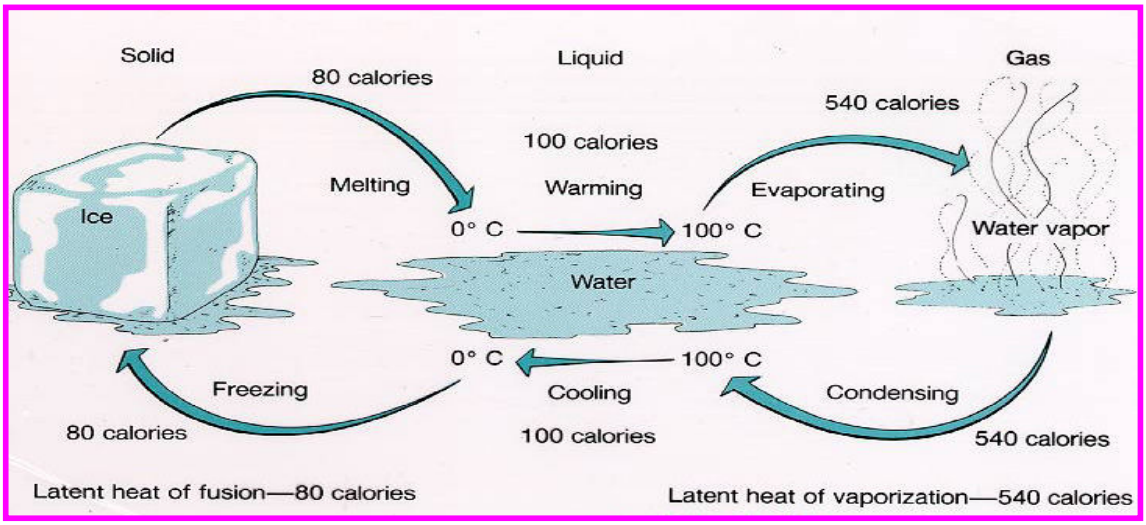
در ماشین جو ماده ای که سبب تبدیل انرژی حرارتی به انرژی مکانیکی می شود بخار آبست ،دقیقا شبیه ماشین بخار که گرمای ذغال سنگ توسط آب به انرژ مکانیکی تبدیل میشود.یعنی تابش اشعه خورشید + فعل و انفعالات آب در مقابل حرارت و توزیع آن بر روی همه نقاط کره زمین باعث بوجود آمدن باد و ایجاد اختلاف فشار و سایر تغییرات جوی می گردد.بخار آب قادر است امواج مادون قرمز را جذب و یا دفع کند. علاوه بر این بخار آب می تواند مدتهای زیادی بصورت مایع در درجه حرارتهای زیر صفر وجود داشته باشدکه همه این خواص در در مطالعه تشکیل ابر و باران بسیار مهم است. اگرچه مقدار آب موجود در جو بسیار کم است و بیش از چند درصد جرم هوا نیست اما وجود همین آب بسیار مهم است زیرا بصورت بانک انرژی است که این بانک گرما را دریافت و ذخیره کرده و سپس انرزی ذخیره شده را آزاد می سازد .آب را در بودجه جو میتوان به ارز تشبیه نمود زیرا آب انرژی حرارتی دریافتی از خورشید را بر روی خشکیها و اقیانوسها توزیع میکند. توزیع آب دارای خواص مخصوصی است که اولا ممکن است در هر محلی بسته به حالت جامد،مایع و یا گاز وجود داشته باشد و از لحاظ بالا بودن گرمای ویژه و گرمای نهان نیز حائز اهمیت است.

چون این توزیع یکنواخت نیست و بایستی برای تمام کره زمین تعادلی وجود داشته باشد، لازم است که جو بطریقی این امر را امکان پذیر سازد. گردش عمومی جو نتیجه همین فرآیند متعادل سازی است.چون طبق قوانین فیزیک عامل ایجاد و حفظ حرکت اختلاف فشار است و خود اختلاف فشار در جو ناشی از اختلاف

دماست تشکیل بادها و ابرها و بارانها و سایر پدیده های جوی روشهایی است که جو می تواند خود را متعادل سازد.

بخار آب از مهمترین عناصر تشکیل دهنده اتمسفر است که در عین حال دارای درصد خیلی کمی از گازهای تشکیل دهنده جو را به خود اختصاص داده است که غیر قابل رویت نیز میباشد. هوای خشک در طبیعت وجود ندارد و حتی در هوای ظاهرا خشک بیابانها هم مقداری رطوبت موجود است.رطوبت هوا بر روی دریاهای مناطق حاره، در بهترین شرایط ،حدود ۴٪ از ترکیب جو را اشغال میکند.در شرایط معمولی ،میزان بخار آب جو در ماههای گرم ،از ۱/۳٪ و در ماههای سرد از۰/۴٪ تجاوز نمیکند.

رطوبت به سه حالت بخار(بخار آب غیر قابل رویت- بخار آب موجود در ابر ومه) ،مایع(شبنم- بارانریزه - باران و عناصر ریز در ابر ومه) و جامد(یخ-برف-تگرگ-کریستالهای یخ-سوزنکهای یخی در داخل ابر و مه در برودتهای پایین) وجود دارد. در هوای صاف و معمولی رطوبت بصورت بخار است که به چشم دیده نمیشود. رطوبت موجود در ابرها به صورت قطرات آب یا بلورهای یخ است که تحت شرایطی خاص، از جو تخلیه میشوند. بنابراین غالب رطوبت جو بصورت بخار است . بخار آب جو، در بیلان انرژی جو و زمین، نقش عمده ایی دارد،مثلا انرژی موج کوتاه خورشیدی را باز می تاباند و انرژی موج بلند زمینی را جذب میکندو بدین ترتیب در تغییرات حرارتی زمین اثر میگذارد.از طرفی همین بخار در فرآیندهای تبخیر و بارش، انرژی اتمسفر را از جایی به جای دیگر منتقل میکند. رطوبت جو ، در مجموع ابرناکی،میزان بارش ،فاصله دید و پراکندگی دما را کنترل میکند



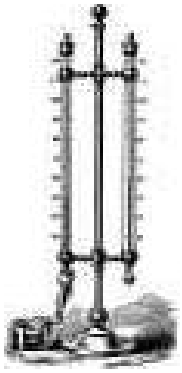
اگرچه بخار آب جو، با تولید و مصرف انرژی ،دمای جو را کنترل میکند ،خود نیز تحت کنترل مستقیم دما قرار دارد یعنی مقدار بخار آب جو با دمای آن رابطه مستقیم دارد ،بطوریکه هر چه دما بالاتر رود،گنجایش رطوبتی جو بیشتر می شود. رطوبت و ظرفیت نهایی هوا را دما تعیین میکند.برای مثال اگر یک متر مکعب هوا در ۱۰

درجه سانتیگراد ۹/۵ گرم بخار آب داشته باشد ، در ۲۰ درجه سانتیگراد، حدود ۱۷ گرم بخار آب دارد. نتیجه تغییر رطوبت بین حالات سه گانه آب،یخ و بخار آب تولید و مصرف انرژی بشرح زیر است.

۱گرم بخار ← ۶۰۰ کالری+۱گرم آب صفر درجه ← ۸۰ کالری+۱گرم یخ

بیشتر بخار آب در لایه ترپوسفر و زیر ارتفاع ۳۰۰۰۰پایی قرار دارد و منبع اصلی جذب رطوبت، اقیانوسها بخصوص اقیانوسهای مناطق حاره میباشد. هرچند که منابع دیگری مانند دریاها،دریاچه ها،رودخانه ها ،مردابها و زمینهای پوشیده از برف و یخ و نباتات ،رطوبت لازم را به اتمسفر میدهند.

رطوبت ناشی از این منابع رطوبت توسط بادهای شدید و قسمت اعظم آن بوسیله تبخیر وارد جو میشود.و باعث می گردد که عملیات هوانوردی همواره با هوایی که حاوی بخار آب و اشکال گوناگون آن است در ارتباط باشد. بنابراین شناخت تغییرات و حالتهای متفاوت آن بسیار ضروری مینماید زیرا بزرگترین خطرات در هوانوردی از جانب شکلی از رطوبت هوا که بصورت نمایان و آشکار است مشاهده میشود



سایکرو متر

۲-۱۲) ابزار اندازه گیری رطوبت:

برای اندازه گیری رطوبت معمولا از ابزاری بنام رطوبت سنج (سایکرومتر) استفاده میشود. این دستگاه از دو دماسنج جیوه ایی موسوم به دماسنج تر و خشک تشکیل شده است و اختلاف بین دمای نشان داده شده توسط این دو دماسنج معیاری از رطوبت هواست .

۳-۱۲) مقیاسهای سنجش رطوبت:

برای سنجش رطوبت (بخار آب) مقیاسهای متفاوتی بکار میرودکه مهمترین آنها عبارتند از:

۱- فشار بخار آب: (e)

عبارتست از فشار بخار آب موجود در جو زیرا بخار آب موجود در جو خود دارای مقداری فشار است و مقدار این فشار بر فشار جو افزوده میگردد بطوریکه اگر فشار هوا در سطح دریا ۱۰۱۳میلی بار باشد،در صورت حذف کامل رطوبت این مقدار به ۱۰۱۰ میلی بار کاهش می یابد.

۲- کسری اشباع : (d)

اگر E(t) فشار بخار آب در حالت اشباع و دمای t باشد تفاوت این فشار و فشار موجود در جو(e) مقیاسی برای سنجش رطوبت بر حسب میلی بار میباشد.

$$D=E(t)-e$$

۳- نم نسبی : (u)

عبارتست از نسبت رطوبت موجود به رطوبت اشباع در همان دمای اندازه گیری شده برحسب درصد.

$$u=(e/E(t))*100$$

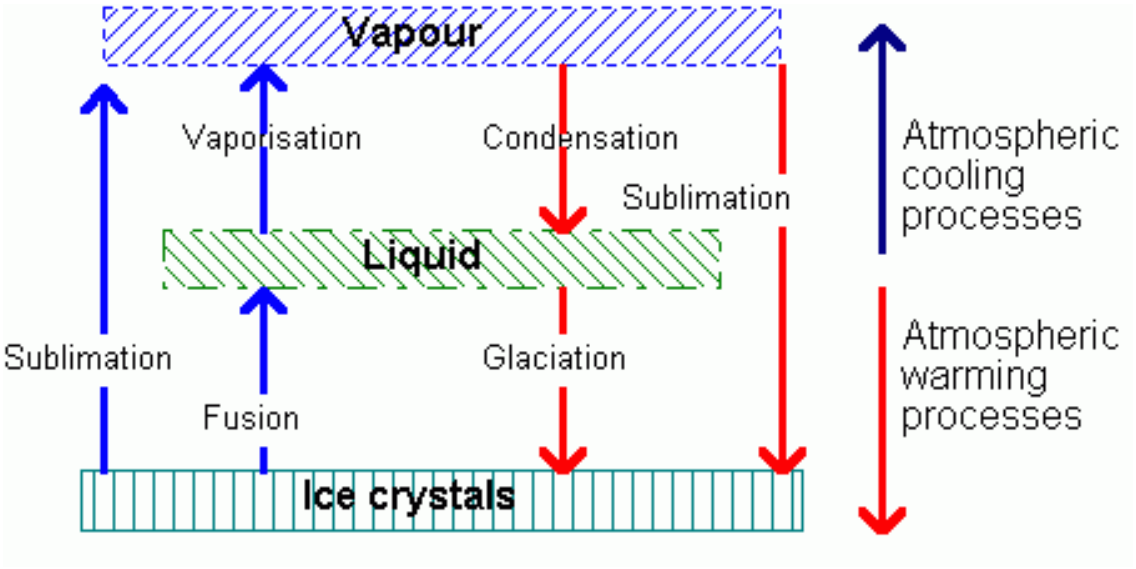
بایستی در نظر داشت که حتی با ثابت بودن مقدار بخار آب در هوا نم نسبی ممکن است تغییر یابد و این وضعیت هنگامی بوجود می آید که دمای هوا به مقدار حداقل تغییر می یابد، بدینجهت است که در اواخر شب و اوائل صبح وقتی دمای هوا به مقدار حداقل میرسد ، نم نسبی ممکن است حداکثر روزانه خود را داشته باشد.در بعضی مواقع ممکن است نم نسبی در صبح آنقدر بالا رود که هوا اشباع شده و با بوقوع پیوستن عمل تراکم دمه(MIST) یا مه (FOG) حادث شود و پس از طلوع خورشید و افزایش دما نم نسبی بتدریج کاهش بیابد و سرانجام عمل تبخیر باعث ناپدید شدن دمه یا مه گردد.

٤- دمای نقطه شبنم: (Td) (DEW POINT)

نقطه شبنم یا دمای شبنم دمایی است که در آن فشار بخار آب موجود در هوا (e) با فشار اشباع (E) برابر می شود. درحالت اشباع(نم نسبی = ۱۰۰٪) دمای هوا با دمای شبنم برابر می شود. و بالعکس هر چه نم نسبی هوا کمتر باشد،به همان نسبت دمای شبنم کمتر از دمای هوا خواهد بود.

٤-۱۲) فرآیندهای تغییر حالت رطوبت در جو:

همانطور که بیان شد رطوبت موجود در جو میتواند به سه حالت جامد،مایع یا گاز وجود داشته باشد و در شرایط گوناگون بین سه حالت فوق بشرح نمودار مقابل تغییر شکل میدهد.



قبلا بیان شد که هرگاه هوا در فشار ثابت سرد شود سرانجام دمای آن به حدی خواهد رسید که هوا اشباع میگرددکه آنرا نقطه شبنم یا دمای شبنم گویند.رابطه فرآیندهای انبساط و تراکم با فشار بشرح ذیل میباشد.

سرد شدن ← انبساط ← کاهش فشار

گرم شدن ← تراکم ← افزایش فشار

۱- تبخیر:(EVAPORATION)

هنگام انجام عمل تبخیر گرما جذب میشود و مقدار گرمای جذب شده حدود ۵۴۰ درجه کالری بر هرگرم از آب با دمای ۱۰۰ درجه سانتیگراد میباشد.(یک کالری مقدار گرمایی است که یک گرم آب نیاز دارد تا دمای آن یک درجه سانتیگراد افزایش یابد.)

۵۴۰ کالری مقدار گرمایی است که مولکولها را در حالت بخار نگهداری مینماید و آنرا گرمای نهان تبخیر گویند. بدین ترتیب تبخیر عاملی خنک کننده برای اتمسفر است.

۲- تراکم:(CONDENSATION)

تراکم عکس عمل تبخیر است و گرمایی که در اثر عمل تبخیر جذب بخار آب شده، در عمل تراکم از بخار آب خارج، و وارد هوا میشود. بدین ترتیب عمل تراکم دارای اثر حرارتی بوده و باعث افزایش دمای اتمسفر میگردد.دقیقا به همین دلیل است که در فرآیند بارش شاهد آزاد شدن مقدار زیادی گرما هستیم.

۳- تبرید: (DEPOSITION)

تصعید عبارتست از تبدیل مستقیم یخ به بخار آب.

٤- تصعید: (SUBLIMATION)

تبدیل مستقیم بخار آب به یخ را تبرید گویند مانند تشکیل برفک بر روی سطح زمین و یا سطوح مختلف نظیر بدنه هواپیمای پارک شده.

وجود رطوبت قابل ملاحظه در جو میتواند باعث بروز پدیده هایی گردد که هریک بنوبه خود میتوانند به نحوی مخاطره آمیز باشند که یکی از این پدیده ها مه است.

مه یکی از پدیده های هواشناسی است که شاید بوجود آورنده خطرناکترین مخاطرات پروازی برای خلبان و به تبع آن برای هواپیما محسوب می شود، مه است.این پدیده از نظر زمانی در ماههای سرد سال و از نظر مکانی بیشتر در نزدیک اقیانوسها، دریاها، دریاچه ها، رودخانه ها، سدها و در مجاورت یا بر روی شهرهای بزرگ صنعتی بعلت تمرکز آلودگی بیشتر تشکیل میگردد. این پدیده باعث کاهش شدید دید گردیده و ممکن است حتی دید را به صفر نیز تقلیل دهد. در این شرایط دید پروازی در بالای مه خوبست، لیکن دید مورب در مه حدود صفر است. از نظر فیزیکی نحوه تشکیل آن با ابر یکسان بوده و اختلاف آنها در ارتفاع از سطح زمین میباشد.در صورتیکه ارتفاع پایه ابر از سطح زمین ۵۰ پا باشد مه، و در صورتیکه بالاتر از آن باشد جزء ابر های پایین محسوب میشود.باید بخاطر داشت که هرگونه تغییر دما،رطوبت و سمت و سرعت باد ممکن است سبب

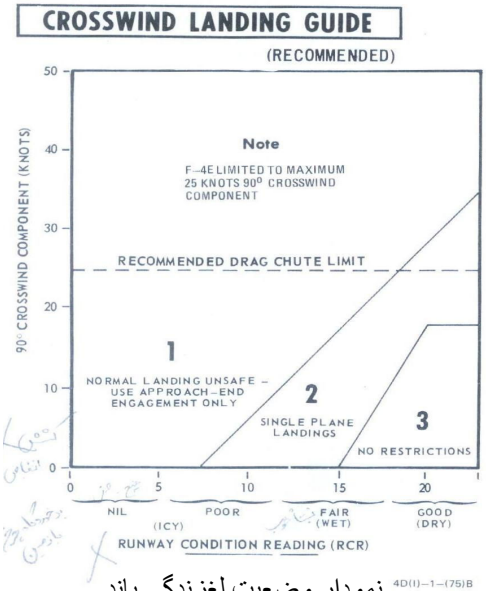
تشکیل یا از بین رفتن مه گردد. لازم به ذکر است در باره مه و ویژیگیهای آن در قسمت دید افقی توضیح مفصلی ارائه گردیده است.

۱۲-۵) رطوبت روی باند:(RCR)

از دیگرموارد که در رابطه با رطوبت جو و همچنین هوانوردی است **RCR** است. برف و باران میتواند عملیات نشستن را به مخاطره اندازد زیرا سطح باند ممکن است توسط برف،برف آبکی و یا آب پوشیده شود .برف آبکی در اثر آب شدن جزئی برف یا یخ، توسط باران ،هوای گرم و مواد شیمیایی تولید میشود.در این وضعیت ممکن است خلبان هنگام تماس هواپیما با سطح باند دچار مشکل شود.در صورتیکه هوا برای مدت طولانی، سرد باشد ،روی زمین یخ ایجاد میشود و شرایط حادتر میگردد.

۱۲-۶) RUNWAY CONDITON READING(RCR)

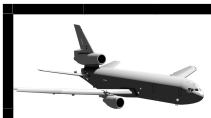
باند خیس یا مرطوب مشکلاتی را در زمینه کنترل هواپیما در جهات متفاوت و یا در هنگام استفاده از ترمز ایجاد می نماید که این مشکلات ناشی از پدیده HYDROPLANING می باشد زیرا در صورت خیس و یا مرطوب بودن سطح باند،لاستیکهای هواپیما روی لایه بسیار نازکی از آب و یا یخ قرار گرفته و مقدار نیروی چسبندگی بین لاستیکها و زمین (RCR) کاهش یافته یا حتی ممکن است صفر شود.که خود باعث افزایش مسافت مورد نیاز جهت نشستن و توقف هواپیما می گردد و در صورت وجود باد پهلو این کاهش اصطکاک سبب گردش هواپیما به سمت باد و بر هم خوردن تعادل می شود که توجه به این امر برای خلبان از اهمیت زیادی برخوردار است.



نمودار وضعیت لغزندگی باند

Figure 2-7

البته این مسئله با کاهش باد لاستیکها ،افزایش عمق آب بر روی باند و یا افزایش سرعت هواپیما در حین TAKEOFF یا LANDING تشدید می گردد.همچنین احتمال بروز این پدیده بر روی باندهای مرطوب نیز در صورت استفاده از ترمز شدید وجود دارد.



۷-۱۲) سایرتاثیرات و کاربردهای رطوبت:

۱- در هنگام پرواز در هوای نامساعد

۲- در محاسبه حداکثرسرعت فرود(MIN GO SPEED)

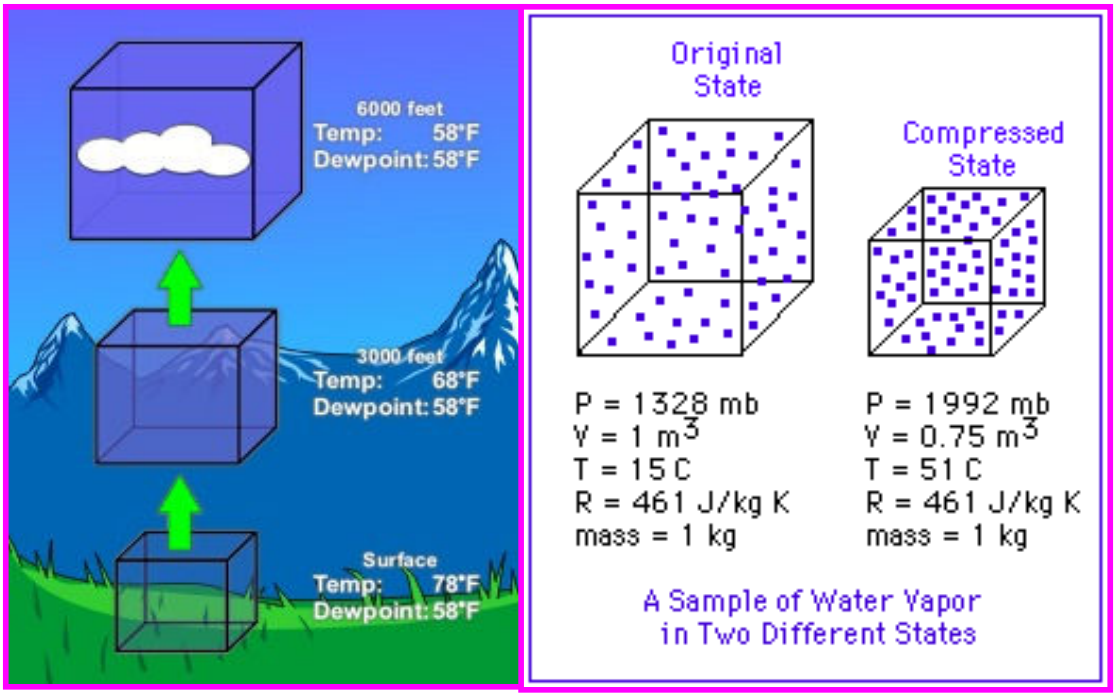
۳- در محاسبات مسافت مورد نیاز برای نشستن(LANDING ROLL)

فصل سیزدهم:

ابر ها

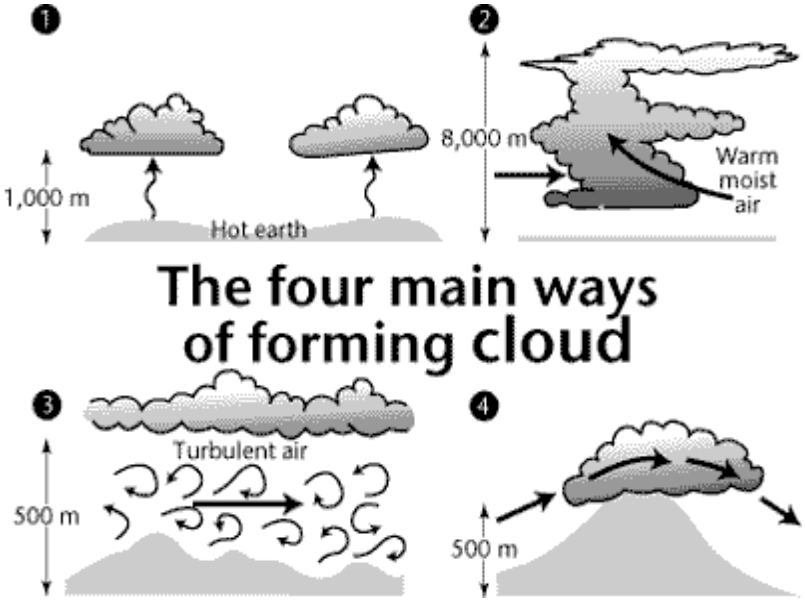
۱-۱۳) ابر:

ابر عبارتست از قطرات ریزآب که به حالت تعلیق در هوا قرار دارند.بعبارت دیگر ابرعبارتست از مجموعه قطرات آب یا بلورهای یخ و یا ترکیبی از هردو که نتیجه عمل تراکم درلایه های زیرین اتمسفر می باشد. ابرها



نتیجه درجه حرارت خاص ،وزش باد،حرکت عمودی و شرایط رطوبت جوی میباشند.شناسایی بصری ابرها در پیش بینی ،تشخیص و اجتناب از برخی خطرات بالقوه هوانوردی به ماکمک میکند. ابرها از میلیونها قطره کوچک و خیلی سبک آب یا یخ درست شده اند.هنگامی که هوا سرد می شود و دما به پایین تر از نقطه شبنم میرسد و یا پایین تر از آن می آید،تراکم صورت می پذیرد و ابر ایجاد میشود.بدلیل عدم وجود هسته های میعان در هوای خیلی تمیز و شفاف صورت نمی پذیرد،بلکه بخار آب همیشه در میان ذرات دود ،گرد و غبار و نمک که در هوا معلق هستند، متراکم میشود.معمولی ترین طرز تشکیل ابرها، در هوایی که رو به سردی گذاشته است ، وقتی آ غاز میشود که یک قطعه زمین گرم هوای متصل به خودش را حرارت می دهد و حباب عظیمی از

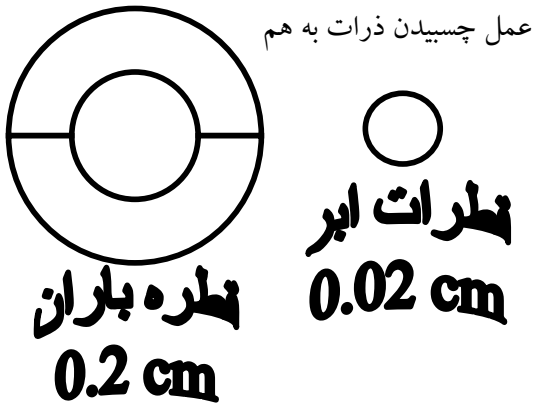
هوای گرم را در بالای خود به وجودمیآورد. این حباب، مانند بالنی که پر از هوای گرم است،از میان هوای سردتر و متراکم تر اطراف خود بالا می رود و در اثرفشار کمتر سطوح بالا، همچنانکه صعود میکند، سرد و منبسط می شود. وقتی دمای آن به نقطه ی شبنم برسد تشکیل ابر می دهد.هنگامی که این حباب بیش از اندازه سرد می شود و سنگینی آن اجازه نمی دهد بالا تر برود ، ابر تشکیل شده در همانجا متوقف میگردد.



تحقیقات نشان داده در صورت مساعد بودن شرایط حتی در بازه زمانی یکساعت نیز امکان تشکیل ابر و بارش وجود دارد. با توجه اینکه قطر قطرات تشکیل دهنده ابرها حدود ۱۰ تا ۲۰ میکرون می باشد، قطرات فوق العاده سبک هستند و سرعت سقوط آنها بقدری کم است که با کمترین حرکت عمودی هوا از پایین به بالا ، سقوط متوقف شده و به حالت تعلیق در میآیند.البته ممکن است مدتها شاهد ابری در آسمان باشیم و بدون اینکه از قطره ایی باران از آن ببارد،محو یا پراکنده گردد. که ممکن است به دلائل زیر باشد:

۱- اگر اندازه قطرات درون ابر همه به یک اندازه و حالت فیزیکی همه آنها یکسان باشد به دلیل عدم چسبندگی ،بارندگی نیز تولید نخواهد شد

۲- اگر ذرات تشکیل دهنده ابر آب و یخ باشد به دلیل انجام عمل چسبیدن ذرات به هم بارندگی صورت میگیرد.



۳- اگر ذرات تشکیل دهنده ابر مشابه نباشد،یعنی از ذرات ریز و درشت تشکیل شده باشد قطرات بزرگ،قطرات کوچکتر را بخود جذب میکنند و عمل سقوط آنها امکانپذیر خواهد بود.

اگر سرعت حرکت ذرات درون ابر نابرابر باشند، ذراتی که سرعت کمتری دارند در برخورد با ذرات با سرعت بیشتر به یکدیگر می چسبند وتشکیل قطره بزرگتر را میدهند.

۴- اگر بار الکتریکی ذرات ابر همنام باشد بعلت وجود نیروی دافعه الکتریکی به یکدیگر نخواهند چسبید و در صورتیکه بار الکتریکی ذرات غیر همنام باشند عمل الحاق آنها به آسانی انجام میشود.

ابرها که نتیجه درجه حرارت خاص،وزش باد،حرکت عمودی و شرایط رطوبت جوی میباشند به شکلهای مختلف و در ارتفاعات مختلف اتمسفر دیده میشوند.ثبات وضعیت هوا، که قبل از حرکت صعودی هوا اتفاق می افتد،مشخص کننده ساختار، شکل و یا نوع ابرهاست و گوناگونی آنها نتیجه شدت و ضعف تراکم در حین فرآیند تشکیل ابر میباشد.)

	Flat	Puffy
Low	Stratus	Cumulus
Medium	Alto stratus	Alto cumulus
High	Cirrostratus	Cirrocumulus
Tall	Cumulonimbus (or Thunderstorm)	
Nimbus means rain cloud.		

۲-۱۳) تقسیم بندی ابرها:

اولین بار ابرها در سال ۱۸۰۲ م توسط زیست شناس فرانسوی بنام لامارک طبقه بندی گردیدند.یکسال بعد زیست شناس انگلیسی تبار بنام لاک هاوارد طبقه بندی بهتری را برای ابرها ارائه نمود که هنوز هم کاربرد دارد.

بطور کلی هواشناسان ابرها را با توجه به شکل ظاهری و ارتفاع و نحوه تشکیل آنها به ۲۷ نوع تقسیم بندی می کنند که در ذیل به شرح آن می پردازیم

الف-تقسیم بندی ابرها از نظر نحوه تشکیل:

(۱)- ابرهای پوششی: (strati form)

اگر صعود هوا آرام باشد ،فرآیند تراکم نیز ملایم صورت میگیرد و ایجاد ابرهای پوششی (stratus) و گسترده مینماید. این ابرها از نظر اختلاف درجه حرارت و رطوبت حاصل از توده های هوای مختلف با خصوصیات مختلف در اتمسفر بوجود می آیند. این نوع ابرها از بالا به تپه های پنبه ایی شباهت دارند.علامت مشخصه ابر

های پوششی گسترش افقی آنهاست که میتواند به چندین هزار کیلومتر مربع هم برسد و به وضوح بر گسترش عمودی آنها غالب است . این ابرها از نظر شکل ظاهر چندان تفاوتی با یکدیگر ندارند و بطور کلی روشن وخاکستری رنگند و همیشه از صعود آرام هوا تشکیل میشوند.

(۲)- ابرهای جوششی: (cumuli form)

ابرهای جوششی بر خلاف ابرهای پوششی،گسترش افقی ناچیزی دارند. اینگونه ابرها از ستونهای مجزا ،منفرد و دارای گسترش

عمودی تشکیل میشوند.رشد عمودی این ابرها به ناپایداری لایه های جو بستگی دارد . ابرهای جوششی انواع گوناگونی از شکلهای حد متوسط بین ابرهای کم رشد، تا ابرهای برجی شکل را شامل میشوند.در هر حال شرط اولیه ایجاد آنها، وجود لایه های ناپایدار در اتمسفر است.

ب-تقسیم بندی ابرها از نظر ارتفاع ابر:

با توجه به اینکه مقدار رطوبت در لایه های مختلف جو متفاوت میباشد شرایط تشکیل ابر درهمه لایه ها یکسان نبوده و فقط در لایه ای که اشباع و تراکم حاصل گردد ابر ایجاد میشود. به همین دلیل ابرها بسته به مقدار رطوبت و ناپایداری هوا که تا چه ارتفاعی قابلیت صعود کردن را دارا میباشد در ارتفاعات متفاوتی تشکیل میشوندکه معمولا بر حسب ارتفاع به سه دسته ابرهای بالا، ابرهای میانی و ابرهای پایین تقسیم بندی میشوند

(۱)- ابرهای بالا:

ارتفاع ابرهای بالا که عموما سیروس (cirus) نامیده میشوند در مناطق استوایی بیش از ۶ کیلومتر و درعرضهای جغرافیایی میانی بیش از۵ کیلومتر و در عرضهای بالا بیش از ۳ کیلومتر است.انواع مهم این ابرها عبارتند از سیروس،سیرواستراتوس و سیروکومولوس.از آنجا که این ابرها در طبقات بالای جو تشکیل میشوند از رطوبت خیلی کمی برخوردارند و در نتیجه چندان ضخیم ومتراکم نیستند و نیز اغلب سایه ندارند و ایجاد بارش نمیکنند.انواع عمده این ابرها عبارتند از سیروس و سیرو استراتوس و سیرو کومولوس

الف- سیروس:Cl

این ابر منفرد و پر مانند است و بیشتر رنگی سفید و حالتی الیافی دارد.ابرهای سیروس در بسیاری موارد حالت ریسمانی پیدا میکنند که نشانه سرعت زیاد هوا در ارتفاعات بالاست.سیروس ابری یخی است که از بلورهای یخ تشکیل شده است و ضخامت آن از چند متر تا ۳۰۰ متر می رسد.وجود این ابر

غالبا دال بر نزدیک شدن جبهه گرم میباشد.در بعضی مواقع این ابر در حوزه مراکز پرفشار نیز تشکیل میشود.

ب- سیرو استراتوس:CS

این ابر نسبتا متراکم و ضخیمتر از ابر سیروس است و وسعتی بیش از آن دارد،بطوریکه گاه، همه آسمان نگاه ناظر را می پوشاند.بلورهای

یخ تشکیل دهنده این ابر ها،خاصیت شکست نور دارند، به نحوی که اغلب هاله ای به دور ماه یا خورشید ایجاد میکنند.و این از ویژگیهای عمده این ابرهاست.

ج- سیرو کومولوس:CC

این ابرها بصورت واحدهای موجی شکل یا مدور دیده می شوند که نشانه وجود حرکات عمودی شدید در همان ارتفاعی است که بوجود آمده اند. این ابر عموما از بلورهای یخی تشکیل شده و قطرات آب موجود در آن بسیار کم است.ابر سیروکومولوس معمولا از تخریب سیروس یا سیرو استراتوس به وجود می آید

در ابرهای سیروس، این امکان وجود دارد که، موتور هواپیما، در ارتفاع بالای ۳۵۰۰۰ پا، به علت بلعیدن (مکش) کریستالهای یخ خاموش شود. زیرا در چنین شرایطی یخ لبه های ورودی هوا را می پوشاندو معمولا در چنین شرایطی به خلبان توصیه می شود که تا نزول به لایه های پایینی ابر که دارای غلظت کمتری هستند، از تلاش برای روشن نمودن موتور خود داری کند. حتی در چنین شرایطی ممکن است رادار درست عمل نکند که خلبان باید از خاموش نمودن آن خود داری نماید زیرا ممکن است با مکیده شدن رطوبت به داخل محفظه خسارات زیادی به آن وارد شود.همچنین در چنین شرایطی باید سیستمهای ازبین برنده مه روی حباب کابین(WINDSHILD)را با توجه به راحتی خلبان، روی حداکثر حالت ممکنه قرار داده شود زیرا این عمل باعث جلوگیری از تشکیل مه یا شبنم در حین نزول و جلوگیری از کاهش دید میگردد.

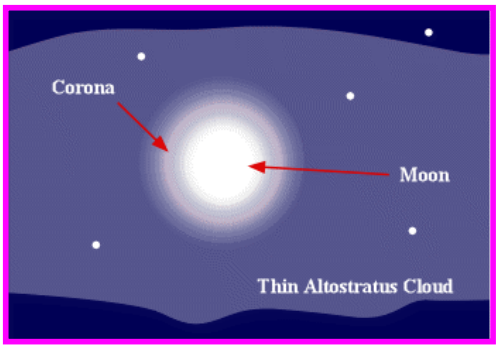
(۲)- ابرهای میانی: alto

این گروه از ابرها در ارتفاع ۲ تا ۷/۵ کیلومتری از سطح زمین دیده میشوند و انواعی از هر دو گروه ابرهای پوششی و جوششی را شامل میشود. در نامگذاری آنها عموما پیشوند آلتو (alto) بکار میرود. در انواع نازک آنها بلورهای یخ و در انواع ضخیم آنها در بالا بلور یخ و درپایین قطرات آب وجود دارد. انواع عمده اینگونه ابرها عبارتند از آلتو کومولوس و آلتو استراتوس.

الف- آلتو کومولوس:AC

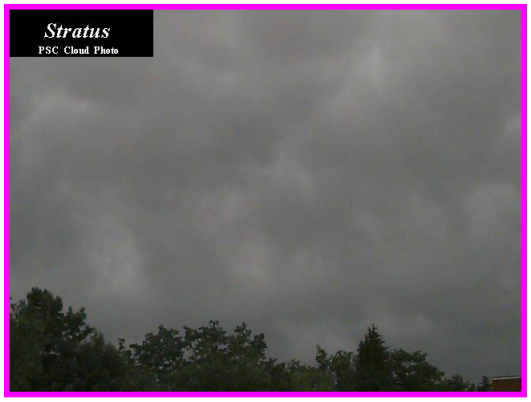
ابرهای سفید یا خاکستری یا توام با یکدیگر هستند که به صورت خطوط یا ورقه های متشکل از واحد های مدور یا استوانه ای دیده می شوند.گاه قسمتی از ابر،ظاهری رشته ای پیدا میکند.در مجموع این ابرها نازک وفاقد سایه اند و هرگاه از جلوی ماه یا خورشید عبور

کنند،حلقه هایی رنگی به دور قرص آنها بوجود می آورندکه مانند رنگهای رنگین کمان،دایره قرمز در خارج و دایره بنفش در داخل و نزدیک به قرص ماه یا خورشید قرار میگیرد. این حلقه ها بر اثر شکست امواج مرئی خورشید در برخورد با قطرات آن تشکیل می شوند و خود نشانه آن است که قسمتی از ابرهای آلتوکومولوس از قطرات آب تشکیل شده است.توام بودن شکلهای مدور و ورقه ای در این ابرها نشانه وجود هر دو حرکت افقی و عمودی است. پرواز طولانی در این ابرها میتواند یخ زیادی ایجاد کند که با تغییر ارتفاع می توان از آن اجتناب نمود



ب- آلتو استراتوس:AS

ابرهای خاکستری رنگند که ساختار ورقه ای یکدستی دارند و قسمتی از آسمان یا تمام آنرا می پو شانند.این ابرها هاله ایجاد نمی کنند،اما دایره هایی کوچکتر به دور خورشید و ماه ایجاد می کنند که زائیده شکست نور در برخورد با قطرات آب است.ابرهای آلتواستراتوس باران و برف سبکی ایجاد میکنند که همیشه به سطح زمین نمی رسدو بیشتر اوقات به صورت نوارهایی معروف به نور بارانی(VIRGA) به دنبال ابر ظاهر می شوند.(VIRGA به ستونهای بارندگی که بصورت مه رقیق در زیر ابر بطرف زمین ریزش کرده ولی قبل از برخورد با سطح زمین تبخیر میشوند اطلاق میگردد). حالتهای یخزدگی متنوعی در این ابرها رخ می دهد که تابعی از مسیر و موقعیت هواپیما نسبت به سطح یخبندان می باشد.معمولا یخزدگی در این ابرها از نوع سبک است که با تغییر ارتفاع می توان از پرواز طولانی در این شرایط اجتناب نمود.



(۳)- ابرهای پایین:

ارتفاع پایه این ابرها از سطح زمین تا ارتفاع ۲ کیلومتری میرسد و عموما از ورقه های مسطح و یکدست تشکیل و در گروه ابرهای استراتوس قرار دارند.از انواع عمده این ابرها میتوان به استراتوس ،استراتوکومولوس و نیمبو استراتوس اشاره کرد.

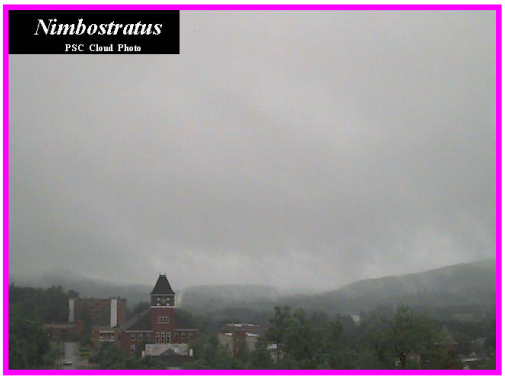
الف- استراتوس:ST

ابر ورقه ای و کاملا خاکستری با مرز پایینی تقریبا یکدست است.به علت ارتفاع پایین این ابرها،معمولا از قطرات آب تشکیل شده اند و بعضی مواقع بلورهای یخی را نیز در بر دارند.

به هر حال،باران و برف سبک ایجاد میکند.ابرهای استراتوس در محدوده جبهه های گرم و نیز در نواحی کوهستانی،براثر صعود هوا از دامنه کوه یا تخریب طبقات پایین مه،پدید می آیند

ب- استراتوکومولوس:SC

این ابرها به شکل ورقه های خاکستری رنگند که سطحی موجدار و متشکل از عناصر مدور و استوانه ای دارند.این ابرها در توده های هوای نسبتا پایدار،بویژه در حواشی مراکز پرفشار و روی اقیانوسها به وجود می آیند.



پ- نیمبو استراتوس:NS

ابرهایی هستند که بصورت ورقه های یکنواخت و خاکستری رنگ دیده میشود و ضخیمترین ابرها در خانواده استراتوس محسوب میشود. (۱۲۰۰ تا ۶۰۰۰ متر) که در طبقات بالای اتمسفر از بلورهای یخ و در قسمتهای پایین از قطرات آب تشکیل شده اند.این ابر نواحی وسیعی را اشغال می کند و می تواند باعث ریزش برف و باران سبک تا سنگین شود.

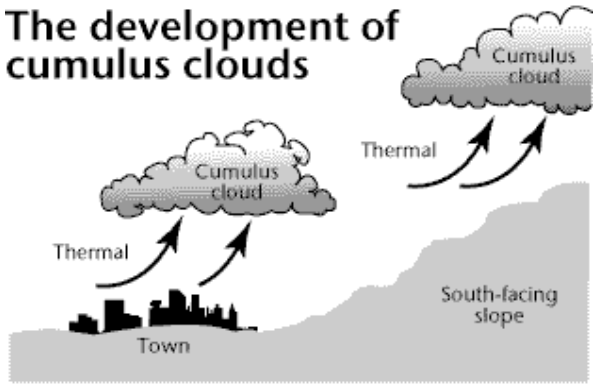
(٤)- ابرهای دارای رشد قائم زیاد :

ابرهای جوششی،خاص ارتفاع معینی از جو نیستند،بلکه به جهت مکانیسم بوجود آورنده خود از طبقات پایین تا بالای جو گسترش می یابند و انواع مهم آن عبارتند از کومولوس،کومولوس برجی شکل (towering cumulus) وکومولونیمبوس (CB).

الف- کومولوس:CU

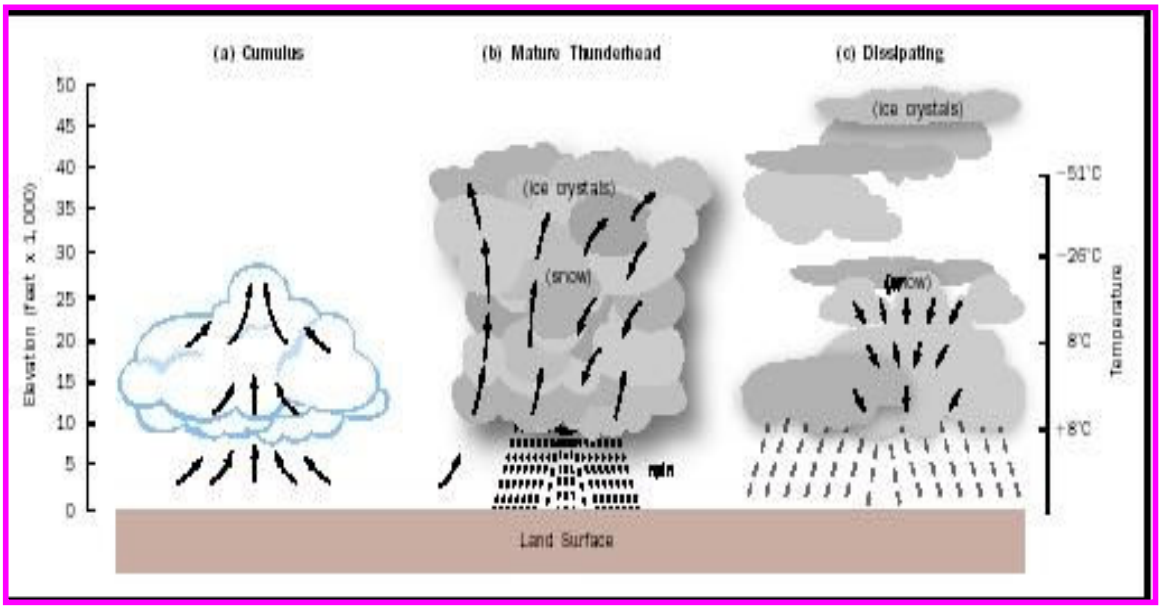
این ابرها،ابرهایی منفرد با حواشی شفاف و متراکمند که در جهت عمودی و به شکل تپه یا برج یا گنبد تشکیل میشوند.قسمت فوقانی آنها به شکل گل کلم و سطح زیرین آنها مسطح و تیره رنگ است.برای تشکیل این ابرها وجود لایه های ناپایدار ضروری، ضخامت عمودی متفاوتی داشته و اغلب به ریزشهای جوی منجر

نمی شوند.ابرهای کومولوس در صورت رشد بیشتر به کومولوس برجی شکل(TCU) تبدیل می شوند.که در حالت ضخیم بودن ایجاد برف و باران سبک میکند.از آنجا که در پیدایش بیشتر ابرهای کومولوس،گرم شدن سطح زمین نقش دارد،اینگونه ابرها روند دگرگونی شبانه روزی دارند و حد اکثر رشد آنها،در ساعات اولیه بعد از ظهر،در روی خشکیها صورت می گیرد و در آغاز شب از بین می روند.در رشد این ابرها تفاوتهای محلی نیز دخالت دارد.این ابرها بیشتر بر روی شنزارها،مزارع خشک و شهرها تشکیل می شود،درحالی که روی جنگلها و دریاها،به دلیل سردی نسبی این نواحی،رشد آنها ضعیفتر است.



Cumulus clouds form due to thermals caused by a town or a south-facing slope

بیشترین احتمال یخزدگی در هنگام TAKE OFF مربوط به موقعی است که خلبان پس از پرواز از میان ابرهای پایین با درجه حرارت نزدیک به صفر عبور کند. نفوذ در ابر کومولوس در حال رشد با درصد بالای رطوبت ممکن است باعث خاموش شدن موتور(FLAME OUT) در اثر یخزدگی گردد لازم به ذکر است که.یخزدگی هواپیما بلافاصله پس از شروع تشکیل یخ مشخص نمی شود اما کاهش قدرت موتور و کاهش جریان سوخت و بالارفتن دمای گازهای خروجی از اگزوز (EGT) از نشانه های آن هستند بنابراین باید در چنین مواقعی اقدام به استفاده از سیستم ضد یخ نمود وپس از پاک شدن آثار یخزدگی و عبور از ابرهای دارای رطوبت بسیار بالا می توان اقدام به خاموش نمودن سیستم ضد یخزدگی(ANTI ICE SYSTEM) نمود.



ب-کومولونیمبوس:CB

ضخیمترین نوع ابرهاست که از پایین رنگی تیره دارد.پایه آن در ارتفاع ۳۰۰ تا ۶۰۰ متری واقع می شودو راس آن تا ارتفاع ۱۲۰۰۰ متری ادامه دارد.سطح زیرین این ابرها صاف است،ولی راس آنها وضعی کاملا آشفته دارد.در طبقات بالای ابر،در منطقه بادهای سریع،مقداری از ابر در جهت باد به صورت زبانه ای از ابرهای سیروس به جلو رانده می شود که به سندان شباهت دارد.مرز ابر در طرف باد کاملا مشخص ولی در حاشیه مقابل،مبهم و نامشخص است. در طبقات بالای ابر بلورهای یخی و در لایه های پایینی آن، قطرات درشت آب وجود دارد که مرز بین آنها تدریجی است.ابرهای کومولونیمبوس درحرکات صعودی خیلی شدید ایجاد میشوند و برف و باران بسیار سنگین ایجاد میکنند که با رعد وبرق شدید همراه است.اینها معمولا به ابرهای رگباری نیز موسومند.تگرگ تنها از این ابرمی بارد و ناپایداری شدید یکی از شرایط ضروری تشکیل آن است. بیشتر انواع ابرهای دیگر،مانند آلتوکومولوس،استراتوکومولوس،و سیروس، از تخریب این ابر بوجود می آیند.

۳-۱۳) ابرهای حائز اهمیت در امور هوانوردی :

الف- برهای سیروسی:

این نوع ابرها کاملا از کریستالهای یخ تشکیل شده و نشاندهنده خطرات جدی یخبندان نیست.هرچند کریستالهای یخ که بیش از حد سرد و خشک هستند و ممکن است تولید بارندگی منجمد نمایند و باعث ایجاد اشکال در گیرنده های رادیویی با فرکانس پایین نمایند.

ب- ابرهای پوششی:

این نوع ابرها در شرایط جوی پایدار تشکیل میشوند و نشاندهنده شرایط پروازی آرام است.اگر خلبان در این ابرها با وضعیت یخبندان مواجه شود یخ تشکیل شده بطور اهم از نوع (Rim ice) میباشد و بارندگی این ابرها از نوع پایدار و مداوم است.البته دید افقی در اینگونه ابرها بخصوص استراتوس بسیار ضعیف است.

پ- ابرهای با رشد قائم زیاد:

این نوع ابرها محصول ناپایداری جوی است و نشاندهنده اغتشاشات جوی بوده و یخ تشکیل شده در این ابرها از نوع یخ شفاف (clear ice) است که یکی از خطرناکترین نوع یخبندان است و براحتی از لبه های جانبی هواپیما که محل اصلی تشکیل آنست جدا نشده و حتی باعث تغییر شکل آئرودینامیکی بالها و دیگر قسمتهای جانبی هواپیما میگردد.بارندگی در این نوع ابرها بصورت رگبارهای بسیار شدید میباشد.

ت- ابر کومولونیمبوس: (CB)

این ابرضخیمترین نوع ابرهاست که از پایین رنگی تیره دارد.پایه آن در ارتفاع ۳۰۰ تا ۶۰۰ متری واقع می شودو راس آن تا ارتفاع ۱۲۰۰۰ متری ادامه دارد.سطح زیرین این ابرها صاف است، ولی راس آنها وضعی کاملا آشفته دارد.در طبقات بالای ابر،در منطقه بادهای سریع،مقداری از ابر در جهت باد به صورت زبانه ای از ابرهای سیروس به جلو رانده می شود که به سندان شباهت دارد.مرز ابر در طرف باد کاملا مشخص ولی در حاشیه مقابل،مبهم و نامشخص است. در طبقات بالای ابر بلورهای یخی و در لایه های پایینی آن، قطرات درشت آب

وجود دارد که مرز بین آنها تدریجی است.ابرهای کومولونیمبوس درحرکات صعودی خیلی شدید ایجاد میشوند(گاه تا ۱۵ متر بر ثانیه) و برف و باران بسیار سنگین ایجاد میکنند که با رعد وبرق شدید همراه است.این ابرها، معمولا به ابرهای رگباری نیز موسومند.تگرگ تنها از این ابرمی بارد و ناپایداری شدید یکی از شرایط ضروری تشکیل آن است. بیشتر انواع ابرهای دیگر،مانند آلتوکومولوس،استراتوکومولوس،و سیروس، از تخریب این ابر بوجود می آیند

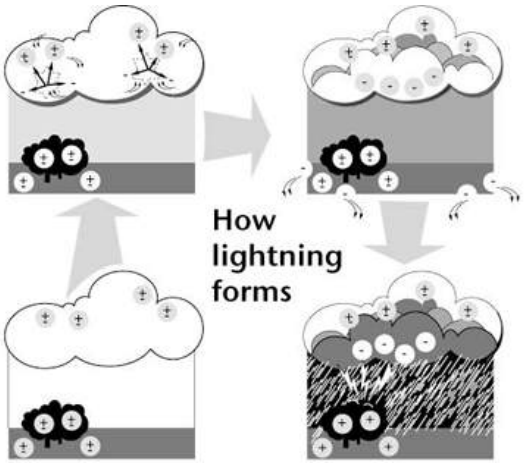
البته این ابر که بنام کارخانه جوی معروف است،یکی از خطرناکترین ابرها برای خلبانان است که تا کنون با آن روبرو شده اند.علاوه بر توربولانس شدید که در قسمتهای فوقانی ابر وجود دارد این ابر همراه با یخبندان شدید، بارندگی بسیار شدید ، برف، تگرگ،رعدوبرق و باد خیلی شدید همراه با کاهش سریع دید افقی در سطح زمین میباشد.این ابرCB ممکن است بصورت تک تک و یا بصورت گروهی و در یک خط ظاهر شود خصوصیات ویژه این ابر عبارتند از:

۱- CB از جمله ابرهای با نمو ارتفاعی زیاد است که از قطعات نسبتا بزرگی تشکیل شده و سطح زیرین آن مساحت نسبتا زیادی را می پوشاند و در ارتفاع ۲۰۰۰۰ پا به بالا فقط قله های این ابر قابل مشاهده می باشد.

۲- ارتفاع پایه ابر CB از حدود ۱۰۰۰ پایی شروع شده وقله آن گاهی تا تروپوپاز (۶۰۰۰۰ پایی) امتداد می یابد.

۳- میزان رشد عمودی آن بستگی به رطوبت نسبی موجود در سطح زمین دارد.

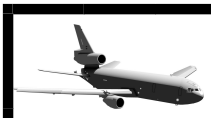
۴- نزدیک شدن CB با افت ناگهانی فشار در سطح زمین همراه است و با دور شدن آن بلافاصله فشار افزایش می یابد.



۵- CB همراه با بادهای با سرعت بیش از ۵۰ نات میباشد و دلیل آن جایگزینی هوای اطراف CB به جای هوایی است که در درون ابر به بالا مکیده شده و صعود نموده،می باشد.

۶- CB در درون خود دارای حرکتهای بالارو و پایین رو بسیار شدید است.(حدود ۴۵ متر بر ثانیه)

۷- CB همراه با توبولانس ویخبندان بسیار شدید است.



۸-CB با بارندگی های رگباری همراه است.

۹- CB مانند یک مولد جریان الکتریسیته عمل نموده و بارهای مثبت ومنفی را از یکدیگر تفکیک میکند بطوریکه بارهای مثبت روی قطرات سبکتر در بالا، و بارهای منفی روی قطرات سنگینتر در پایین ابر متجمع میشوند.

لازم به یاد آوری است که قرار گرفتن سقف ابر در پایین تر از ۶۰ متری، ایجاد محدودیت در دید،ایجاد توربولانس و یا همراه بودن با بارشهای رگباری ورعد وبرق توسط انواع ابر، خطری جدی در حین پرواز ویا نشستن و برخاستن هواپیما محسوب می شود.

معمولا برای مقدار ابر موجود در آسمان ازاصطلاحات زیر استفاده می شود.

۱- few با علامت اختصاری FEW به معنای اینکه ۱ تا ۲ هشتم آسمان پوشیده از ابر است.

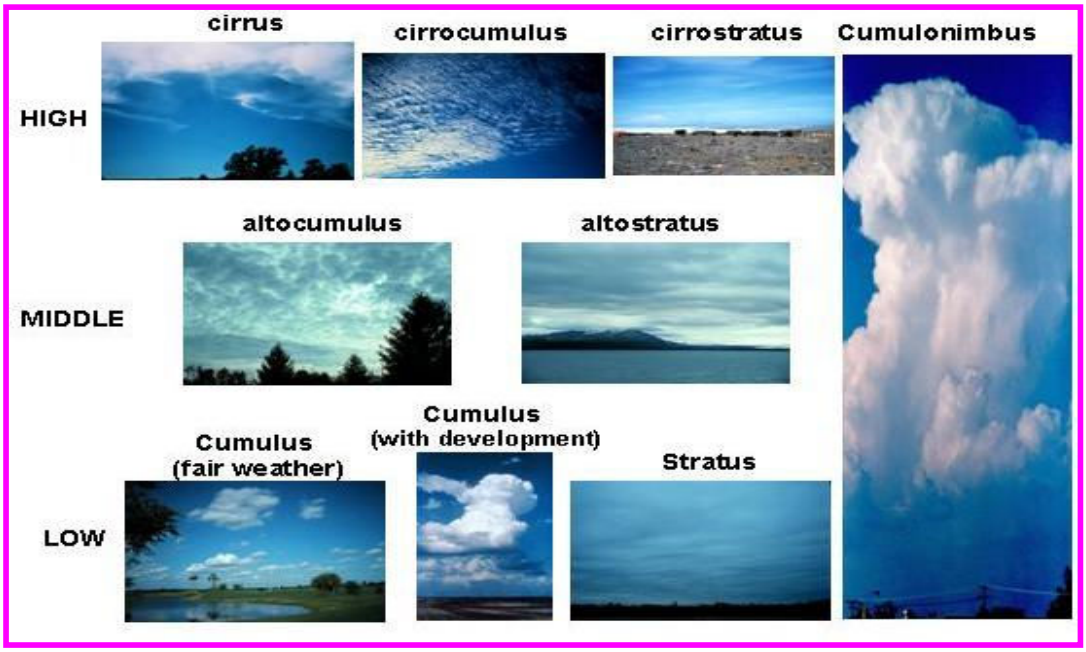
۲- Scatter با علامت اختصاری SCT به معنای اینکه ۳ تا ۴ هشتم آسمان پوشیده از ابر است.

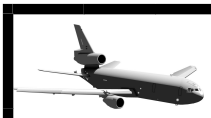
۳- broken با علامت اختصاری BKN به معنای اینکه۵ تا ۷ هشتم آسمان پوشیده از ابر است.

۴- overcast با علامت اختصاری OVC به معنای اینکه تمام آسمان پوشیده از ابر است.

٤-١٣) انواع ابر برحسب ارتفاع:

گروهها	ارتفاع پایه ابرها در عرضهای میانی	نوع ابر
ابرهای ارتفاع پایین	٦٥٠٠ پا	کومولوس CU
		استراتو کومولوس SC
		استراتوس ST
ابرهای ارتفاع میانی	٦٥٠٠ تا ٢٣٠٠٠ پا	آلتو کومولوس AC
		آلتو استراتوس AS
		نیمبو استراتوس NS
ابرهای ارتفاع میانی	از ١٦٥٠٠ تا ٤٥٠٠٠ پا	سیروس CI
		سیروکومولوس CC
		سیرو استراتوس CS
ابرهای دارای رشد عمودی فوق العاده	از ١٠٠٠پا تا ١٠٠٠٠پا و گاهی تا ٦٠٠٠٠ پا ازسطح دریا (MSL)	کومولوس ستونی TCU
		کومولونیمبوس CB





۵-۱۳) انواع ابر بر حسب ساختار و ترکیب ابر:

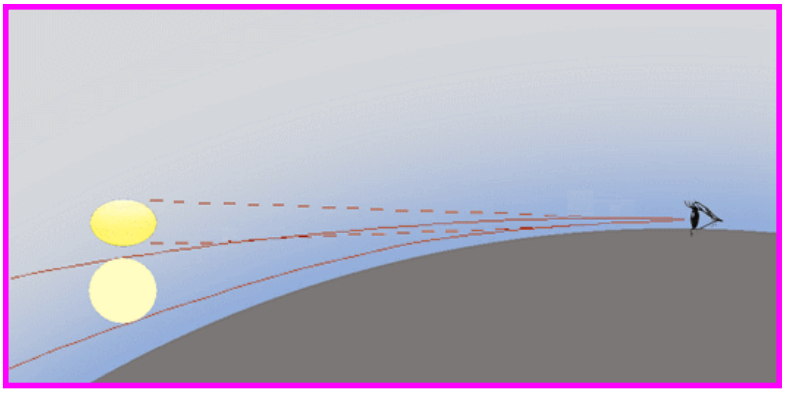
ساختار و ترکیب ابرها				
نوع بارش	تشکیل شده از	رشد قائم	ارتفاع پایه	نوع ابر
رگه های از باران	کریستالهای یخ	بسیار نازک	۲۰۰۰+ پا	Cl
-	کریستالهای یخ	بسیار نازک	۲۰۰۰+ پا	CS
-	قطرات آب کریستالی	بسیار نازک	۲۰۰۰+ پا	CC
باران یا برف	معمولا کریستالهای یخی و گاهی مخلوط آب و یخ	تا ۱۵۰۰۰ پا	۶۰۰۰ تا ۲۰۰۰۰ پا	AS
باران و دریزل	عمولا قطرات آب تا ۱۰- درجه واز ۱۰- تا ۳۰- شامل کریستالهای یخ و گاهی مخلوط آب و یخ	معمولا نازک	۶۰۰۰ تا ۲۰۰۰۰ پا	AC
برف،باران یکنواخت	قطرات آب	۵۰۰۰ تا ۹۰۰۰ پا	۰ تا ۸۰۰۰+ پا	NS
باران ،دریزل و ویرگا	عمتا قطرات آب تا ۱۵- درجه سانتیگراد	۵۰۰ تا ۳۰۰۰ پا	۱۵۰۰ تا ۴۰۰۰ پا	SC
دریزل	معمولا قطرات آب	۲۰۰ تا ۱۰۰۰ پا	۰ تا ۲۰۰۰ پا	ST
رگبار باران	قطرات آب	تا ۱۵۰۰۰ پا	۱۵۰۰ تا ۱۵۰۰۰ پا	CU,TCU
رگبار برف یا بارن یا ویرگا و تگرگ	عمتا قطرات آب تا ۱۵- درجه سانتیگراد که درجه حرارتهای پایینتر شامل یخ نیز خواهد بود	۱۵۰۰۰ تا ۳۵۰۰۰+	۱۵۰۰ تا ۵۰۰۰ پا	CB

فصل چهاردهم:

ديد افقي

۱-۱٤) دید افقی:

دید هواشناسی در یک راستای معین شاخص حد اکثر مسافتی است که یک جسم سیاه با اندازه مشخص توسط یک دیدبان با قد و دید متوسط در افق تشخیص داده میشود . این امر نه تنها تابعی از شفافیت جو است، بلکه به عواملی مانند طبیعت جسم ، زمینه پشت آن ، اندازه جسم و روشنایی آن بستگی دارد .



همچنین می توان گفت دید معیاری از شفافیت جو در امتداد افق در سطح زمین بوده که به توان دید انسان مربوط میشود.

.دید در شب معادل آن در روز است یعنی برابر دیدی است که با حضور روشنایی روز و در شرایط مشابه از نظر تیرگی جوی گزارش میگردد. مواردی وجود دارند که در آنها، دید در امتداد های مختلف، متفاوت میباشد و هواشناسان در اینگونه موارد از روشهای مشخصی، برای گزارش دید ، استفاده میکنند.

حد اقل دید عبارت است ازکمترین دید موجود در جهات متفاوت جغرافیایی یک منطقه و دید غالب عبارتست از دید موجود در بخش اعظم افق که گاهی تحت عنوان (شاخص دید) نیز بیان می گردد. اما دید مورد توجه کارکنان امور هوانوردی مسافتی است که در آن اجسام قابل تشخیص هستند.

۲-۱٤) برد بصری:

اصطلاح برد بصری شاخص حد اکثر مسافتی است که یک جسم معین تحت شرایط روشنایی ویژه توسط دیدبان قابل رویت میباشد .در بعضی فرودگاه ها دیدبانان دورترین علائم قابل رویت باند در روز و یا شب (به کمک چراغ های باند در شب) را ثبت میکنند . این دید به دید در امتداد باند موسوم است .چون در این حالت تشخیص جسم ضرورت ندارد،مقدار این دید از دید هواشناسی بیشتر است .

این دید هنگام نشست و بر خاست هواپیما مورداستفاده قرار میگیرد و زمانی اندازه گیری می شود که دید گزارش شده هواشناسی به کمتر از ۱۵۰۰متر کاهش یابد .

دید در سطوح بالا هم به شرایط جوی بستگی دارد و بلکه تابعی ازجسم تحت رویت و توان دید ناظر است.

دید پروازی، بصورت میانگین دامنه دید، ازکابین خلبان در راستای پرواز هواپیما تعریف می شود و تابعی از پارامتر هایی مانند اندازه جسم، روشنایی ، رنگ محیط، زمینه جسم و سرعت هواپیما میباشد. دیدگاه ناظر و خط دید او به خورشید و ماه نیز مهم می باشند . هم چنین شفافیت شیشه جلو نیز تحت تاثیر بارش ، یخ ویا شبنم نیز در این نوع دید موثر می باشد.

اگر چه مقدار دید در خارج از منطقه ابر ،بارش و مه خوب می باشد اما در غالب ابرها دید خیلی کم است در هنگامی که پدیده هایی مانند غبار و دود وجود دارد نیز بعلت توزیع غیر یکسان ذرات در ارتفاعات مختلف ، معمولا مقدار دید افقی در سطوح مختلف جوی میتواند متفاوت باشد.

۳-۱٤) انواع دید در هواشناسی:

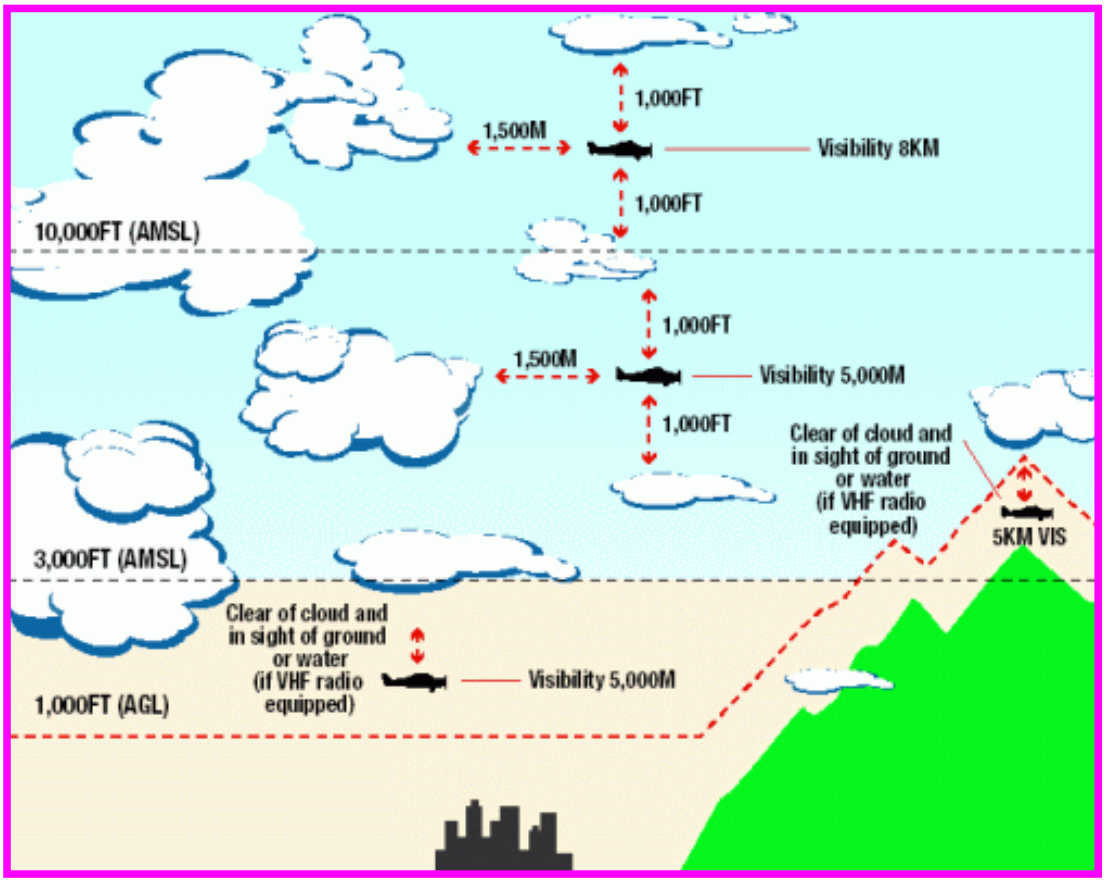
۱) دید افقی Horizental Visibility

۲) دید عمودی Vertical Visibility

۳) دید پروازی Flight Visibility

٤) دید مورب Slant Vertical

٥) دید روی باند فرودگاه Visual Runway (RVR Range)



۱- دید افقی Horizental Visibility

میزان دیدی است که دیده بان با چشم غیر مسلح می تواند اندازه گیری و گزارش نماید اساس اندازه گیری در این روش تجربی می باشد

۲) دید عمودی Vertical Visibility

میزان دیدی است که یک دیده بان هواشناسی توسط بالن ویژه(رادیوسو ند) اندازه گیری می کند این بالن با سرعت معینی به هوا فرستاده می شود . با استفاده از فرمول X=vt می توان میزان دید عمودی (قائم) را که همان X می باشد اندازه گیری نمود.

۳) دید پروازی Flight Visibility

میزان دیدی است که خلبان در حال پرواز و یا در حال نشستن می تواند ببیند. این دید برای مسیرهای مختلف پروازی پیش بینی شده دراختیار خلبان گذاشته می شود

٤) دید مورب Slant Vertical

میزان دیدی که خلبان در حال فرود و یا بلند شدن می تواند ببیند.

٥) دید روی باند فرودگاه RVR (Runway Visual Range)

مقدار مسافت قابل رویت در امتداد باند به عنوان دید روی باند شناخته می شود که معمولا برای محاسبه دقیق آن از دستگاههای RVR استفاده می شود

برای یک خلبان دید مایل و برد دید مایل مهم است. با حضور مه کم عمق، حتی در ارتفاعی به اندازه ۳۰ متر نیز مقدار دید از بالا به پایین میتواند خیلی بیش از دید افقی در سطح زمین باشد . در عین حال دید مایل از میان ابر های پایین میتواندخیلی کمتر از دید هواشناسی، در سطح زمین باشد.

درخشش ناشی از انعکاس نور خورشید از سطح فوقانی لایه مه یا غبار میتواندباعث کاهش دید از هوا به زمین گردد گاهی ترکیبی ازعوامل باعث دید بسیارخوب خلبان، از ارتفاع حدود یک کیلومتری نسبت به فرودگاه میشود اما ممکن است در همان شرایط بطورموقت، برای نشستن ، دید خود را از ورای مه یا دود از دست بدهد.

٤-١٤) عوامل تاثیرگذار بر روی میزان دید در سطح زمین و یا درسطوح بالا:

۱- مه (FOG)

۲- دمه (MIST)

۳- ابر (CLOUD)

۴- بارش (PRECIPITATION)

۵- توفانهای گردو خاک و شن (SAND & DUSTSTORMS)

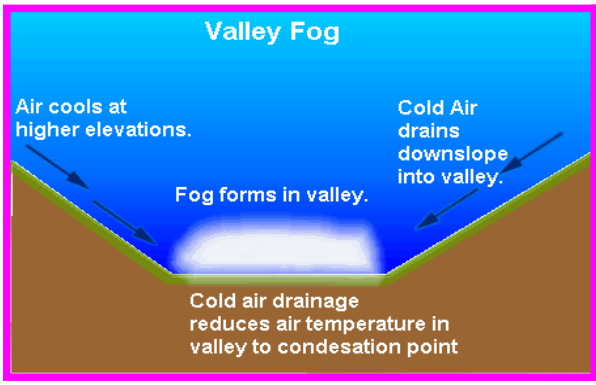
۶- آلوده کننده های مختلف هوا (AIR POLLOUTANTS).

در اینجا به توضیح و تشریح هر یک از عوامل فوق می پردازیم:

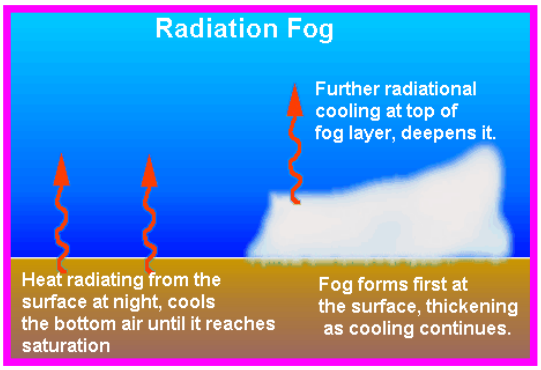
۵-۱٤) مه: (FOG)

تیرگی ناشی از مه و دمه به علت وجود قطرات آب وذرات یخی است. ولی در مورد غبار این امر در اثر وجود دود و سایر ذرات خشک معلق در هوا میباشد. مه با دید کمتر از یک کیلومتر از دمه متمایز میگردد.

تشکیل مه و ابر از نظر فیزیکی یکسان است بنابراین لازمه شکل گیری مه عمل میعان (CONDENSATION) میباشد و این عمل زمانی صورت میگیرد که هوا از بخار آب اشباع گردد، یعنی فرآیند اشباع(SATURATION) صورت پذیرد.



لازم به ذکر است اشباع توده هوا با افزایش رطوبت نسبی و رسیدن آن به ۱۰۰٪ روی میدهد.البته پارامترهای هواشناسی که بیانگر اشباع توده هوا میباشندعبارتند از: ۱- درجه حرارت(T) و ۲- دمای نقطه شبنم (T_d) که با کاهش فاصله بین این دو پارامتر رطوبت نسبی زیاد شده و زمانی که برابر گردند عمل اشباع در هوا صورت میپذیرد.(نقطه شبنم عبارتست از درجه حرارتی که در آن اولین قطره آب موجود در جو ظاهر می گردد)گاهی ممکن است هوا اشباع گردد ولی عمل میعان صورت نگرفته باشد که این شرایط در هوای پاک و عاری از آلودگی میباشد.بنابراین وجود هسته های تراکم (condensation nuclear) که عبارتند از ذرات بسیار ریز نمک ، دود و گرد وخاک) برای انجام عمل اشباع ضروری است. البته وجود آنها در هوا با توجه به اندازه ،نوع ،ترکیب و تعداد ممکن است باعث عمل میعان قبل از اشباع توده هوا گردد.همچنین هرگونه تغییر دما،رطوبت ، سمت و سرعت باد ممکن است سبب تشکیل یا از بین رفتن مه گردد. همانطور که بیان گردید مه در اثر سرد شدن هوای مرطوب و یا با افزودن بخار آب به جو و با برخورد دو نمونه هوای مرطوب با دماهای متفاوت ایجاد میگردد و دارای تقسیم بندی زیر میباشد.



الف- مه تشعشعی:

مه تشعشعی پدیده ای در رابطه با توده هواست.هوای ساکن و یا در حال حرکت در اثر تابش و از دست دادن گرمای محسوس سرد میگردد.سرمایش تابشی

غالبا در سطح زمین عمل میکند ولی ندرتا به تشکیل مه روی آب نیز کمک مینماید.شرایط اصلی برای تشکیل مه تابشی عبارتند از:

(۱)- رطوبت نسبی زیاد در مجاورت سطح زمین :

در اثر تبخیر از سطح زمین مرطوب ،بخار آب ابتدا وارد لایه ای با ارتفاع کمتر از حدود ۱۰۰ متر میشود.در این شرایط برای رسیدن به نقطه شبنم به سرمایش جزئی نیاز میباشد.

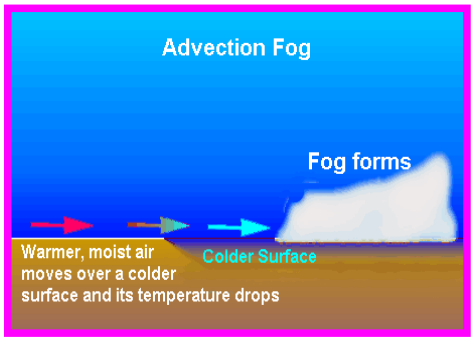
(۲)- آسمان صاف یا کمی ابری:

که سرمایش تابشی در سطح زمین و در لایه های مجاور آنرا ممکن میسازد.

(۳)- باد ملایم در سطح زمین:

اگر باد آرام باشد شبنم یا مه کم عمق ایجاد میگردد. بطوریکه وزش متوسط یا شدید باد موجب پراکندگی مه شده و به توسعه ابرهای تلاطمی (استراتوس یا استراتو کومولوس)می انجامد.باد با سرعت ۲ الی ۸ نات مناسبترین شرایط را برای ایجاد مه فراهم میسازد.

این نوع مه در غالب مناطق کشور جمهوری اسلامی ایران در شبهای سرد سال و بخصوص پس از عبور یک سیستم جبهه ایی و قرار گرفتن یک سلول پرفشار بصورت لایه ایی در عمق تشکیل میگردد.(این مه در روی دریا تشکیل نمیگردد) و در صورت وجود باد ملایم حدود ۷ نات بر ضخامت مه افزوده خواهد گردید.



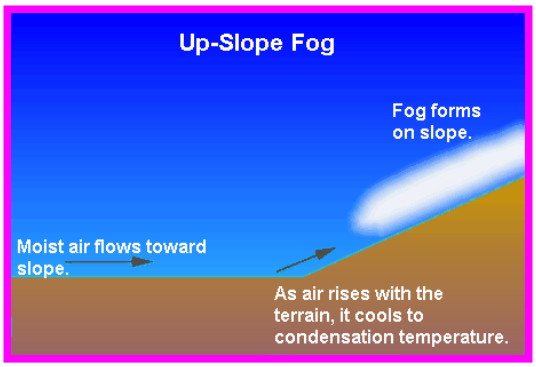
ب- مه پیشرونده:

که در اثر پیشرفت یا حرکت هوای گرم و مرطوب بر روی سطح سرد به وجود می آید. این مه در مناطق ساحلی و نزدیک دریا ، دریاچه ها و سدهای بزرگ تشکیل میگردد.با توجه به فصول سال احتمال تشکیل آن در روی مناطق ساحلی یا روی آب وجود دارد و در صورت تشکیل آن در روی دریا به آن مه دریایی نیز گفته میشود . باد با سرعت حدود ۵ الی ۱۵ نات باعث افزایش ضخامت آن میشود این مه بیشتر در اوائل پاییز و بهار در نواحی ساحلی دریای مازندران و در زمستان در سواحل جنوبی خلیج فارس و دریای عمان تشکیل میگردد.تشکیل مه دریایی در روی خلیج فارس و دریای عمان در فصول پائیز و بهار بیشتر است.

پ- مه تبخیری:

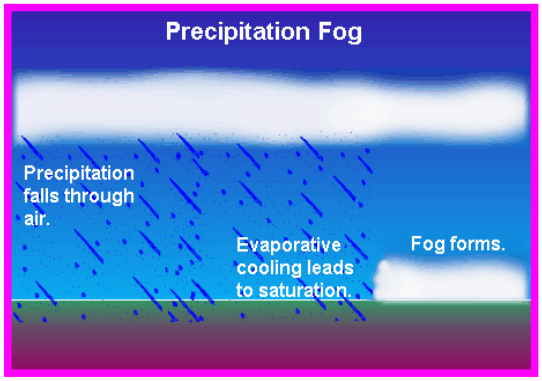
این مه در اثر تبخیر بخار آب از سطح آب در داخل هوای غیر اشباع روی آن بوجود می آید.این نوع مه معمولا در روی دریا و دریاچه و سدهای بزرگ و رودخانه ها تشکیل میگردد و اختلاف آن با مه پیشرونده در روی آب در اینست که از جریان هوای خشکی بر روی آب بوجود نمی آید بلکه از تبخیر آب دریا در هوای ساکن روی آن تشکیل میگردد و ضخامت آن کمتر از مه پیشرونده است این مه در روی دریاها،دریاچه ها،سدها،و رودخانه ها در تمام فصول سال بجز تابستان تشکیل میگردد.

ت- مه دامنه ارتفاعات:



نوعی از مه است که در اثر حرکت و بالا رفتن هوای مرطوب در روی شیب ارتفاعات و بعلت سرد شدن هوا در اثر صعود تشکیل میگردد.این مه نیاز به جریان هوا از دامنه به سمت ارتفاعات دارد. بنابراین سرعت باد باید در حدی باشد که مه در مناطق شیبدار باقی بماند و در صورت سرعت زیاد باد ،مه صعود کرده و به ابر استراتوس تغییر شکل میدهد.این مه در دامنه کوهها و دره های رشته کوههای البرز،ارتفاعات شمالشرقی زاگرس در اکثر فصول سال تشکیل میگردد.

ث- مه جبهه ای : (بارشی)



این نوع مه به علت تبخیر قطرات باران در هوای سرد زیر جبهه بوجود می آید همانطور که از نام آن پیداست این نوع مه با جبهه های سرد وگرم و ساکن بارانزا همراه میباشدبا توجه به اینکه بارندگی جبهه گرم غالبا در فصل زمستان شکل میگیرد. سرعت تشکیل این مه زیاد است و منطقه وسیعی را در بر میگیرد.

بطور کلی مه در کاهش دید بسیار موثر بوده و تمام رنگهای نور مرئی را بطور مشابه تحت تاثیر قرار میدهد.گرمایش وتلاطم از عوامل طبیعی ازبین برنده مه هستند .با وجود اینکه تلاطم ضعیف برای توسعه یافتن مه لازم است ولی افزایش اختلاط عمودی و ترکیب با هوای گرم وخشک موجب پراکندگی مه میشود.تابش خورشیدی توسط زمین و تا اندازه ایی توسط مه جذب میگردد و با گرمایش هوای مجاور سطح زمین ذرات مه شروع به تبخیر میکنند.در صورت ضرورت برای از بین بردن مه نیز روشهایی ارائه شده است که عبارتند از:

الف- بر پا کردن آتشی متناسب با غلظت مه و فضای مورد نیاز

ب- بکار گیری بالگرد در بالای لایه مه، بطوریکه توربولانس ناشی از بالهای بالگرد باعث جابجایی هوای سرد و گرم و در نهایت برطرف شدن مه گردد.

ت- پاشیدن ذرات یخ خشک (دی اکسید کربن منجمد) یا نمک بر روی لایه مه که چگالش ذرات بخار آب موجود در مه و ریزش آنها به صورت باران ریزه (دریزل) را بدنبال خواهد داشت.

با توجه به اینکه میدان دید کمتر از ۸۰۰ متر برای نشستن وبلند شدن یک مشکل محسوب می شود. میبایست برنامه ریزیهای لازم در رابطه با پدیده مه جهت پرواز انجام گیرد. اگرچه ممکن است مه به عنوان یک مشکل آنچنانی در مسیر مطرح نباشد، اما به عنوان یک مسئله مهم در آغاز و پایان پرواز(TAKEOFF &

LANDING) مطرح است.از آنجا که مه بسرعت تشکیل میشود و گاهی در زمانهای غیر قابل انتظار شکل میگیرد لذا خلبان باید در برنامه ریزیهای قبل و همچنین در مسیر پرواز ،مواجهه با مه را مد نظر قرار دهد و همیشه بخاطر داشته باشد که پیشگیری بمراتب سهل تر از فرار در برخورد با پدیده های خطرناک هواشناسی است.

برای کاربردی نمودن مطالب فوق در ذیل خلاصه ای از مطالب فوق در قالب یک جدول ارائه می گردد.

٦-١٤) نکات قابل توجه در مورد مه:

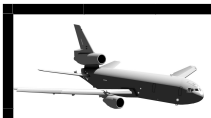
١- اگر قراراست پرواز در سواحل دریاها انجام شود و درجه حرارت در حال کاهش است و باد رو به آرامش میرود و یا آرام است با توجه به اختلاف کم درجه حرارت و دیو پوینت(نقطه شبنم)، باید انتظار تشکیل مه را داشت.

٢- باید بخاطر داشت که گرچه اغلب مه های زمینی معمولا در ساعت ١٠ الی ١٢ شکسته میشود ، اما اگر در فرودگاه مقصد مه تشکیل شده باشد و یا کف ابر پایین آمده باشد و یا مقدار دید به زیر حداقل آن رسیده باشد بهتر آنست که هواپیما در فرودگاه کمکی از قبل تعیین شده فرود آید.

٣- در مناطق مه خیز، بهتر است ماموریتهای پروازی برای بعد از ساعت ١٠ صبح برنامه ریزی شود.

۴- برای آگاهی از تشکیل و یا عدم تشکیل مه، باید از درجه حرارت و نقطه شبنم(Dew point) و سرعت باد مقصد و شرایط جغرافیایی منطقه اطلاع حاصل نمود.

۵- با توجه به اینکه میدان دید کمتر از ٨٠٠ متر برای نشستن وبلند شدن یک مشکل محسوب می شود. میبایست برنامه ریزیهای لازم در رابطه با پدیده مه جهت پرواز انجام گیرد. اگرچه ممکن است مه به عنوان یک مشکل آنچنانی در مسیر مطرح نباشد، اما به عنوان یک مسئله مهم در آغاز و پایان پرواز(TAKEOFF & LANDING) مطرح است.از آنجا که مه بسرعت تشکیل میشود و گاهی در زمانهای غیر قابل انتظار شکل میگیرد لذا خلبان باید در برنامه ریزیهای قبل و همچنین در مسیر پرواز ،مواجهه با مه را مد نظر قرار دهد و همیشه بخاطر داشته باشد که پیشگیری بمراتب سهل تر از فرار در برخورد با پدیده های خطرناک هواشناسی است.



نوع مه	عامل تشکیل	نحوه تشکیل	مکان وزمان تشکیل
مه تشعشعی یا مه زمینی GROUND FOG	۱- شبهای صاف ۲- هوای پایدار ۳- سرعت باد کمتر از ۵ مایل بر ساعت	این نوع مه بوسیله سرمایش زمین و هوای مجاور آن ناشی از خروج تشعشعی گرما و رسیدن هوا به نقطه شبنم ، معمولا در لایه ای به عمق ۱۰۰ الی ۲۰۰پا شکل می گیرد.	احتمال وقوع این نوع مه در اکثر نقاط وجود دارد و اغلب با طلوع و بالا آمدن خورشید ناپدید میگردد.
مه پیشرونده ADVECTION FOG	۱- باد افقی ۲- هوای گرم و مرطوب ۳- درجه حرارت کم زمستانی	باد هوای گرم و مرطوب را بر روی زمین و یا آب سرد رانده و باعث سرد شدن آن تا نقطه شبنم و درنهایت تشکیل مه میگردد	این نوه مه می تواند منطقه بسیار وسیعی را تحت پوشش خود قرار دهد و گاهی آنقدر ضخیم است که منجر به بسته شدن فرودگاهها و تعلیق فعالیتهای پروازی می گردد.
مه تبخیری STEAM FOG	۱- منطقه شامل دریا، دریاچه و یا استخرهای بزرگ ۲- هوای سرد دارای درجه حرارت بسیار پایینتر از آب ۳- وزش باد	به محض وزش باد سرد بر روی آب نسبتا گرم و تبخیر آب در داخل این هوا وبه تبع آن افزایش رطوبت و سرمایش به نقطه شبنم لایه ای از مه به ارتفاع یک یا دو پا بر روی آب شکل می گیرد.	این نوع از مه در روزهای سرد پاییزی بر روی دریاها،دریاچه ها و یا رود خانه ها شکل می گیرد.

مه دامنه ارتفاعات **UPSLOPE FOG**	۱- وزش باد به سمت ارتفاعات ۲- هوای مرطوب	صعود هوای مرطوب به ارتفاعات باعث سرد شدن هوا و رسیدن به نقطه شبنم و در نهایت تشکیل این نوع از مه می گردد که به سمت ارتفاعات رانده می شود.	این نوع مه اغلب بصورت گسترده در دشتهایی که با شیب ملایم به ارتفاعات منتهی می گردند تشکیل می شوند
مه جبهه ای یا بارشی **FRONTAL OR PRECIPITATION FOG**	۱- هوای گرم ۲- باران سرد	بعضی از قطرات پس از بارش تبخیر شده و افزایش بخار باعث سرمایش هوا به نقطه شبنم گردیده در نهایت مه تشکیل می گردد.	این نوع مه معمولا در هوای سرد روزهای بارانی تشکیل می گردد.
مه دره **VALLYEY FOG**	۱ - هوای سرد ۲-نورضعیف خورشید ۳-معمولا بدنبال یک طوفان زمستانی و یا سرمایش طولانی شبانه	این نوع مه می تواند تا حدود ۱۵۰۰ پا ارتفاع داشته باشد. نور خورشید باعث تبخیر لایه های پایینی آن گردیده اما لایه های بالایی آن همچنان باقی می ماند.	این نوع مه معمولا در دره ها مشاهده گردیده و در زمستان ممکن است تا زمانی که شدت باد به اندازه کافی زیاد نگرددابن مه تا چندین روز بر روی منطقه ای وجود داشته باشد و تضعیف نگردیده و یا از بین نرود.

۱۴-۷) ابر :

دید در ابر بطور زمانی و مکانی تغییر مینماید.جدا از تفاوتهایی که در انواع ابرها وجود دارد آنها دارای ساختار همگن نمی باشند.

در ابرهای جوششی مقدار دید از ۱۰ الی ۸۰ متر است.و گاهی به ۱۵۰ متر نیز میرسد.مقادیر ۱۰ الی ۲۰ متر نیز در مناطقی که دارای دارای حرکت صعودی میباشند اتفاق می افتد.در مورد ابر استراتوکومولوس (SC) بر حسب خصوصیت و ضخامت ابر، دید از ۳۰ تا ۲۰۰ متر نوسان دارد. و اگر دارای ابرهای جوششی باشند میتوانند باعث کاهش بیشتر دید گردند.برای ابر استراتوس (ST) و مه ضخیم دید در حدود ۴۰ تا ۱۵۰ متر است.اگر مقدار تابش خالص حرارتی از سطح فوقانی مه مرتفع زیاد باشد،دید فوق العاده کم میشود. به علت مشکلاتی که ابر پایین برای دید در فرودگاه ایجاد میکند،سعی شده که از روشهای مصنوعی(پاشیدن کریستالهای یخ خشک یا یدور نقره) برای پراکنده نمودن مه استفاده شود. در هوانوردی به ابرهای متوسط نسبت به ابرهای پایین توجه کمتری میشود. ولی عموما دید در ابرهای آلتو کومولوس (AC) و آلتواستراتوس (AS) از ۸۰ تا ۳۰۰ متر است.

ابرهای بلند معمولا توان دید از هوا به زمین را محدود میسازند.به هر حال سطح زمین بندرت مخفی میشود مگر آنکه ابرهای بالا تداومی از لایه های میانی جو باشند.هنگام پرواز از ورای ابرهای سیروس تا فاصله چندین کیلومتر قابل رویت است.اگر سیروسها نازک باشند دید عمودی نیز تحت تاثیر قرار نمیگیرد. در هر حال در اثر انعکاس نور خورشید از سطوح فوقانی ابر مقدار کاهش دید بیشتر میشود.

۱۴-۸) بارش:

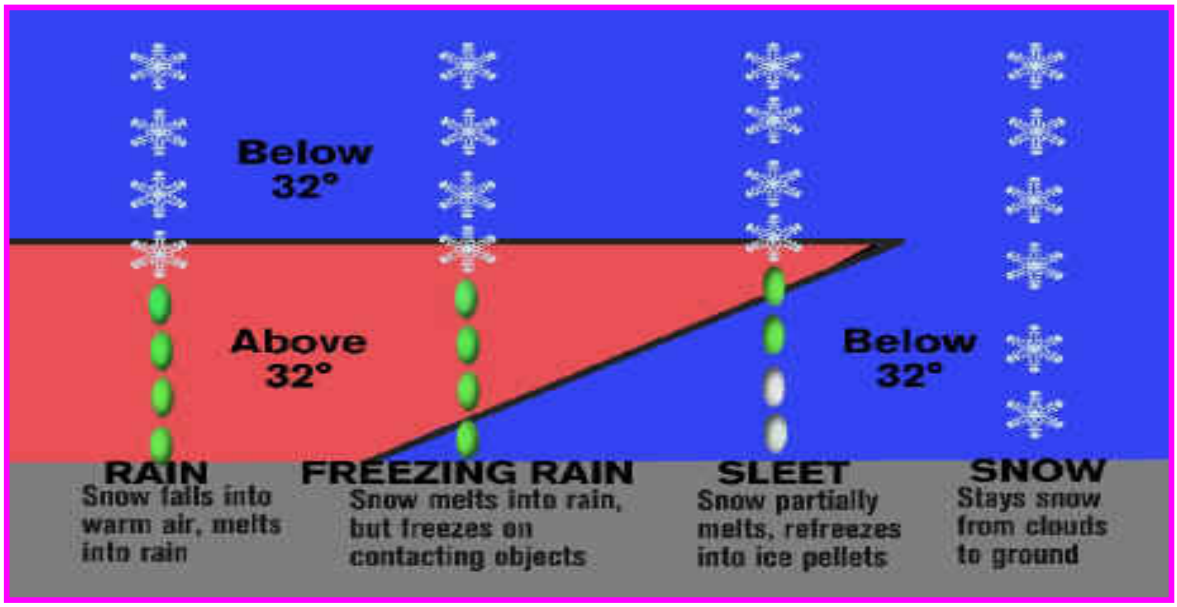
اثرات بارش روی دید مشکلات بیشتری ایجاد مینماید.وجود قطرات مایع یا ذرات جامد در هوا بطور مستقیم روی دید اثر مینماید. همچنین آنها غالبا به توسعه ابرهای پایین کمک میکنند.قطرات با عبور از مناطق غیر اشباع، تبخیر می شوند و این وضعیت به افزایش رطوبت و کاهش دما منتهی میگردد.تراکم روی هسته های مناسب باعث توسعه مه و ابر پایین میشود که خطرات ناشی از کاهش دیددر اثر پدیده های زیر را تشدید میکند.

الف- باران(RAIN)

مقدار دید در باران تابعی از اندازه و فراوانی قطرات در واحد حجم است . تاثیر باران ملایم جزئی بوده ولی افزایش شدت باران، دید را به۳ الی ۱۰ کیلومتر در باران متوسط میرساند و در بارش شدید به ۵۰ تا ۵۰۰ متر کاهش می یابد.

ب- باران ریزه:(DRIZZLE)

دید در باران ریزه تابعی از شدت آن است. باران ریزه شدید به اندازه باران متوسط دید را کاهش میدهد.عموما دید در حدود ۵۰۰ متر تا ۳ کیلومتر است ولی اگر با مه همراه باشد، شدت کاهش دید فزونی میگیرد.



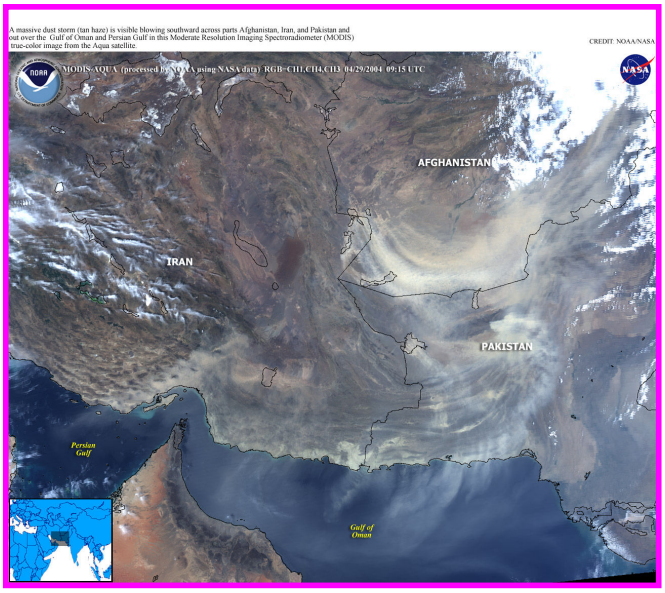
پ- برف: (SNOW)

برف بیش از باران دید را برای انجام ماموریت محدود میسازد. با توجه به سرعت هواپیما حرکت دانه های برف تقریبا افقی است.آنها به شیشه جلو برخورد نموده ویا حول آن با چنان شدتی جریان می یابند که بصورت یک پرده سفید ظاهر شده و دید را تقریبا به صفر میرساند.

ت- اسلیت: (sleet) برفی که در حین سقوط ذوب شده و سپس به علت عبور از لایه با دمای زیر صفر مجددا منجمد شده است

۹-۱٤) طوفانهای شن و خاک: (SAND & DUST STORMS)

خاک و شن با وزش باد به هوا برخاسته و با توجه به اندازه ذرات و شرایط جوی حاکم تا ارتفاعات متفاوتی حمل میشوند.طوفان شن از ذرات شن که به زحمت به هوا بلند میشوند ،ایجاد میگردد. این ذرات بندرت تا ارتفاع ۲۰ یا ۳۰ متر بلند میشوند و از منبع خود چندان دور نمیگردند.



طوفانهای خاک از ذرات ریز گرد و خاک تشکیل شده که گاهی تا ارتفاع چند کیلومتری بالای سطح زمین حمل میشوند. توسعه طوفان خاک تابعی از عواملی مانند وجود گرد وخاک،سرعت باد و پایداری هوا میباشد.منبع گردو خاک،زمین پوشیده از خاک نرم است. این منابع معمولا مناطق کویری بوده ویا در ناحیه ایی است که تحت شرایط خشکسالی قرار دارند.در بعضی موارد خاک در اثر از بین رفتن پوشش نباتی ایجاد میگردد.

برای ایجاد اغتشاش در خاک نرم باید سرعت باد به یک حد متوسط برسد و حرکات صعودی شدید به هوای ناپایدار نیاز دارد.در شرایط پایداری جو،ارتفاع غبار تنها به چند صد متر میرسد و سپس از بین میرود.با محو شدن وارونگی شبانه ،غبار به ارتفاعات بالاتر رانده میشود و ریزترین ذرات به بالاترین سطح برده می شوند.اگر باد در سطوح بالا قویتر از باد مجاور سطح زمین باشد،گرد و غبار در سطوح بالا جلوتر از موقعیت طوفان خاک در سطح زمین خواهد بود.

شرایط مناسب کاهش دما با ارتفاع (lapse rate) برای معلق داشتن غبار لازم میباشد. بنابراین برای زمانهای بین ساعت ۱۰۰۰ تا ۱۶۰۰ محلی مقدار دید به حداقل خود میرسد. با فرا رسیدن شب و وقوع وارونگی شبانه مقدار دید افزایش می یابد که با کاهش سرعت باد روزانه نیز همراه است. به هر حال گرد وغبار با نشست ذرات خاک از سطوح بالاتر می تواند تداوم یابد. در سایر موارد غبار همراه با ابرهای جوششی ایجاد می شود. اگر این آهنگ کاهش دما با ارتفاع شدید باشد با ابرهای کومولو

نیمبوس (CB) همراه خواهد بود و بدین ترتیب غبار تا سطح پایه ابر صعود مینماید.و تنها بارش است که میتواند این غبار را از هوا زائل نماید.

وقتیکه طوفان به مناطق خالی از خاک میرسد از شدت محدودیت دید کاسته میشود چون ذرات سنگین تر بدون جایگزینی به سطح زمین برمیگردند اما ذرات ریز غبار همراه جریانات هوا باقی مانده و ابرهای غبار آلود یا غبار غلیظ سطوح فوقانی را تشکیل می دهند.

شدید ترین و گسترده ترین طوفان خاک همراه با باد قوی و با عمر طولانی روی کویرها ایجاد میگردند .آنها در شرایط ناپایدار برای ساعتها دوام یافته و دید را به چند صد متر میرسانندو در شرایط بحرانی دید به چند متر میرسد. بسیاری از ذرات که برای سقوط کردن خیلی ریز هستند، در نواحی بیابانی شرایط غبار آلود بودن هوا را مدتها ی حفظ می کنند. پاکسازی نهایی می تواند در فاصله هزاران کیلومتری از منبع تشکیل آن،توسط بارش صورت پذیرد. در برخی از مناطق اروپا باران قرمز رنگی می بارد که لکه های سرخ شبیه خون روی زمین به جای می گذارد. علت بارش این باران بر اثر گرد و عبار قرمز رنگی است که از صحرای آفریقا برخاسته، همراه گرد باد به آسمان رفته،در طبقات بالا محبوس شده و با قطره های باران به زمین بازکشته است که به آن باران سرخ یا گِل سرخ گویند.

معمولا به خلبانان توصیه می شود در صورت امکان در هوای SAND STORM OR DUST STORM اقدام به پرواز ننماید و هواپیما را در جهتی پارک نماید که روبرو و یا پشت به باد نباشد زیرا دانه های شن و غبار در صورت ورود به موتور باعث صدمه رساندن به موتور می گردد.

غبار: (HAZE)

بر اثر وزش باد بر روی سطح دریاها مقداری از آب در اثر امواج و تلاطم بوجود آمده در هوا پخش می گردد و در اثر تبخیر آن ،ذرات نمک در منطقه وسیعی از هوا باقی می ماند. پدیده هیز در اثر تمرکز یافتن ذرات غبار و نمک در لایه ای ساکن از هوا بوجود می آیدومعمولا گسترش لایه ذرات غبار و نمک (HAZE) در یک منطقه وسیع از سطح زمین تا ارتفاع ۱۵ هزار پا صورت میگیرد. بالای این سطح دید هوا به هوا نسبتا خوب بوده و گاه دید هوا به سطح ، محدود میگردد. میزان این محدودیت باتوجه به سمت پرواز نسبت به خورشید متغییر بوده و در موقع فرود رو به خورشید ،بویژه در هنگام طلوع یا غروب آفتاب مشکلاتی را برای خلبانان ایجاد می کند. گاهی لایه غبار در مناطق ساحلی بویژه مناطق ساحلی جنوب کشورمان با پدیده شرجی هوا همراه گشته و در پروازهای ارتفاع پست مخصوصا بر روی دریا باعث تجمع لایه بسیار نازکی از نمک بر روی سطح حباب

کابین(WIND SHILD) می گرددکه موجب کدر شدن نسبی آن گشته و نهایتا باعث کاهش دید خلبان در هنگام پرواز در سمت رو به خورشید میگردد.

بعضا ذرات خاک تا ارتفاع ۱۵ هزار پایی و ذرات شن و برف که با جریان باد همراه گردیده اند تا چند صد پایی از سطح زمین اوج گرفته و دید لایه ای چند صد پایی از سطح زمین را محدود می نماید. خلبانان باید در هنگام تقرب در شرایطی که میزان اختلاف نقطه شبنم (DEW POINT) و درجه حرارت کم گزارش شده برای جلوگیر ی از تشکیل مه بر روی حباب کابین (CANOPY FOG) قبل از شروع به کاهش ارتفاع باید اقدامات پیشگیرانه را اعمال نمایند.

۱۰-۱٤) آلاینده های هوا: (AIR POLLUTANTS)

در شرایط خاص آلاینده های هوا نیزخطرات ناشی از دید کم را برای هوانوردی در بر دارند. زیرا ذرات بزرگتر تمایل به بازگشت به سطح زمین را دارند. ولی غالب ذرات ریز آلودگی ها، در هوا معلق می مانند . آنها از نظر اندازه در ردیف قطرکهای مه (FOG) و دمه(MIST) می باشند. دود حاصل از فعالیتهای صنعتی و فعالیتهای خانگی در شرایط وجود وارونگی مشکل آفرین است. ممکن است در شرایط هوای مرطوب و وزش باد خفیف، مه نیز تشکیل گردد و دید را به شدت کاهش دهد که این پدیده را مه دود مینامند. البته تیرگی حاصل از دود به عوامل زیر بستگی دارد :

۱- مقدار تولید دود از منبع

۲- فاصله فرودگاه از منبع تولید

۳- میزان پراکنده شدن دود توسط باد وتلاطم

نکته:

برای محاسبه مسافتی که در افق روبروی خود می توان دید باید به این صورت عمل نمود که ابتدا ارتفاع خود از سطح دریا را یافته،در ۱۰ ضرب نموده و یک سوم عدد حاصل را به خود آن عدد بیفزائید و سپس از آن جذر بگیرید. جذر بدست آمده مسافتی است که شما می توانید از نقطه انتخابی، افق روبرو را ببینید. مثلا برای ایستگاهی با ارتفاع ۱۴۳ متر از سطح دریا داریم:

1906= 476 + 1430 , 476 = 3/ 1430 , 1430=10 * 143 که جذر آن برابر است با ۴۳ .

یعنی در صورت عدم وجود هیچ مانعی در افق روبرو باید بتوانیم تا فاصله ۴۳ کیلومتری را بخوبی رویت کنیم. البته این فاصله برای فردی که درساحل دریا ایستاده باشد ۵ کیلومتر و برای شخصی که بر بالای قله اورست ایستاده ۳۷۰ کیلومتر خواهد بود

فصل پانزدهم:

جریان باد

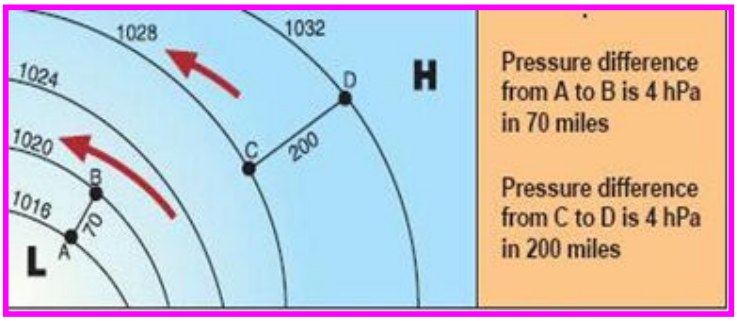
۱-۱۵) باد: (wind)

باد نشاندهنده حرکت هواست.باد عبارتست از حرکت هوا نسبت به سطح زمین،که بر اثر اختلاف فشار و دما بین دو محل بوجود می آید. عامل اصلی ایجاد باد، وجود شیب تغییرات فشار بین دو نقطه است.البته ناهمواری زمین هم، در جهت و شدت بادموثر است.

۲-۱۵) انواع باد بر حسب نیروهای ایجاد کننده:

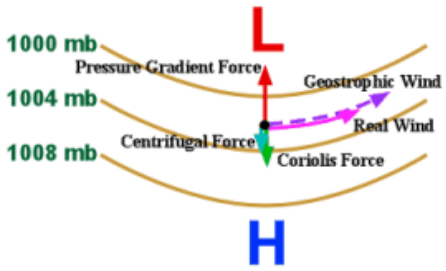
الف- باد گرادیان: (GRADIENT WIND)

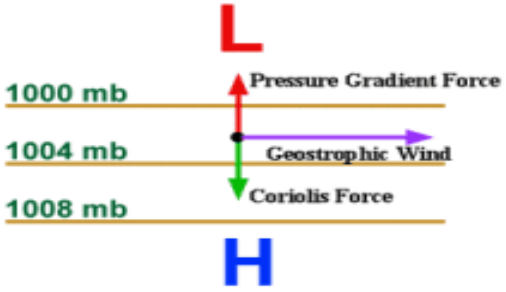
بادی است که بطور افقی و در امتداد موازی با ایزوبارها می وزد و حرکت منحنی الخط افقی بدون اصطکاک و با سرعت ثابت را جریان گرادیان گویند. سرعت باد گرادیان عبارتست از سرعتی که جریان گرادیان در یک عرض جغرافیایی مشخص و با نیروی گرادیان فشار معین بوجود می آید.چنانچه جریانی بصورت توسعه یافته در مسیر زیادی گرادیان باشد،(ویژگی فوق را دارا باشد) بسته هوا(Air parcel) باسرعت ثابت در جهت خطوط هم فشار که به شکل منحنی در روی نقشه سینوپتیکی ظاهر میشوند، حرکت می نماید و اگر نیروی گرادیان فشار بزرگتر از نیروی کوریولیس باشد در اینصورت جریان در اطراف مرکز کم فشار بسرعت به گردش در می آید.



ب- باد ژئوستروفیک: (GEOSTROPHIC WIND)

باد افقی است که در حالت تعادل نیروی گرادیان فشار و نیروی کوریولیس به وزش در میآید.





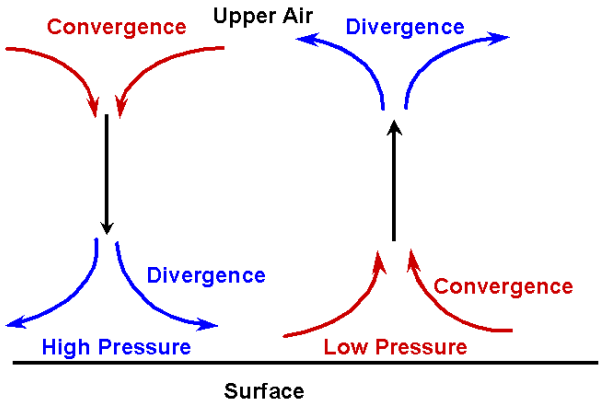
جنانچه مقادیر این دونیرو با هم کاملا مساوی باشد، نیروی گرادیان فشار از انحراف بسته هوای متحرک بطرف راست یا چپ، توسط نیروی کوریولیس جلوگیری بعمل می آورد. چنین حرکتی را جریان ژئوستروفیک و باد حاصله از این جریان را باد ژئوستروفیک گویند.

چون جریان باد ژئوستروفیک ، باد افقی است، لذا در واقع هوا، در امتداد دایره ای با شعاع بسیار بزرگ، حرکت می کند و این جریان وقتی بر روی نقشه های سینوپتیکی بر روی یک سطح هموار ترسیم میگردد،بصورت مستقیم بنظر میرسد.

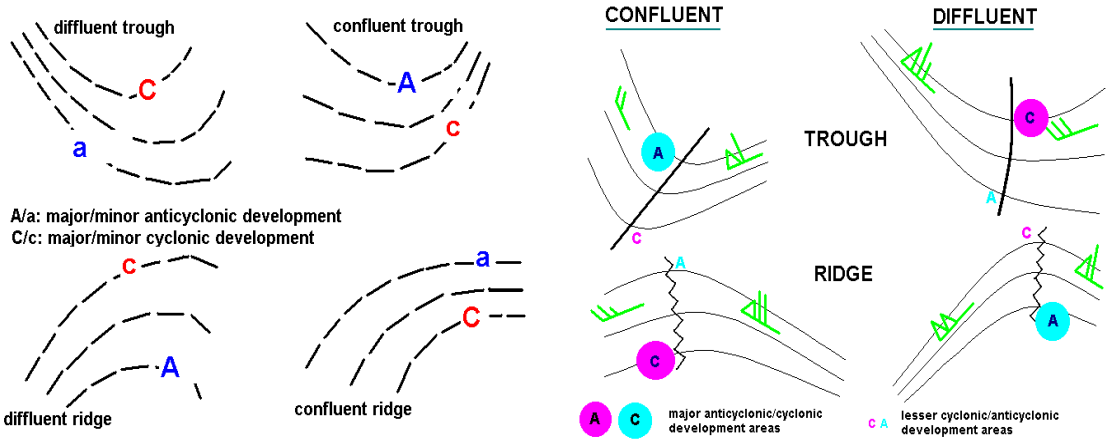
۳-۱۵) حرکت عمودی هوا (واگرایی و همگرایی): DIVERGENCE & CONVERGENCE

چنانچه مقدار جرم جریانات ورودی هوا از جرم جریانات خروجی در هر محدوده افقی روی زمین کمتر یا بیشتر باشد ،فشار در پایین ستون عمودی تغییر میکند.

اگر جرم جریانات ورودی هوا،بیشتر از جرم جریانات خروجی باشد،در اینصورت شاهد جریان هوا بطرف داخل محدوده خواهیم بود که اگر این وضعیت ادامه یابد در آن منطقه تراکم هوا ایجاد می گردد و در نتیجه باعث افزایش چگالی هوا میگردد. در اینصورت هوا تمایل پیدا میکند که بصورت عمودی بطرف بالا حرکت نماید که به این فرآیند همگرایی گویند.



بالعکس اگر جرم جریانات افقی ورودی هوا در هر محدوده ای کمتر ازجرم جریانات خروجی باشد در اینصورت شاهد جریان هوا به طرف خارج آن محدوده خواهیم بود که به این فرآیند واگرایی گویند.



بسط وگسترش مراکز کم فشار و زبانه آنها با همگرایی در قسمت تحتانی و واگرایی در سطوح فوقانی تروپوسفر همراه می باشد.چنانچه واگرایی در سطوح فوقانی بیشتر از همگرایی سطح زمین باشد مقدار فشار در سطح زمین کاهش می یابد.همانطور که در شکل فوق نشان داده شده همگرایی افقی سطح زمین با واگرایی افقی در سطوح فوقانی همراه است و در این حالت است که مراکز کم فشار بسط و توسعه می یابند.

برعکس بسط و گسترش مراکز پر فشار و زبانه آنها، با همگرایی سطوح فوقانی و واگرایی در سطوح تحتانی تروپوسفر همراه است لذا حرکت رو به پایین هوا در داخل ستون در ارتباط با این جریانات است. اگر همگرایی در سطوح فوقانی بیشتر از واگرایی در سطوح تحتانی باشد در اینصورت فشار هوا در سطح زمین افزایش می یابد و منطقه پرفشار بسط و توسعه می یابد.

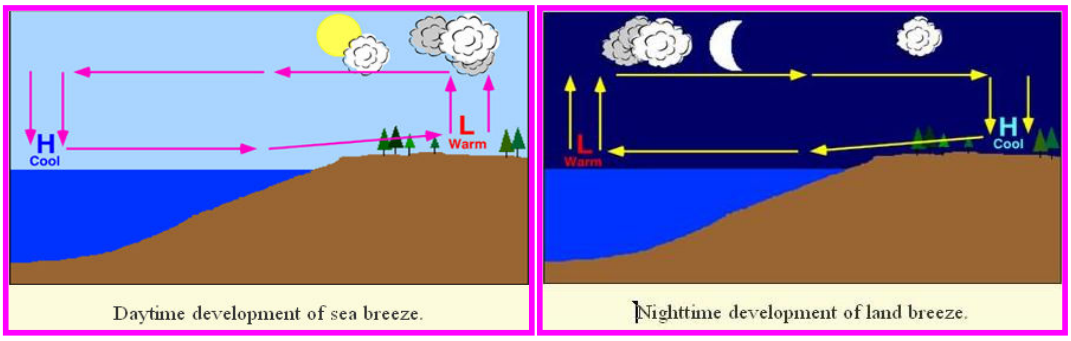
٤-١٥) انواع باد بر حسب وسعت منطقه وزش:

همانطور که بیان گردید عامل اصلی ایجاد باد وجود شیب تغییرات فشار بین دو نقطه است . نیروی کوریولیس ،باد را از مسیر اولیه خود در نیمکره شمالی به طرف راست و در نیمکره جنوبی به طرف چپ منحرف میکند.ناهمواری زمین هم در جهت و هم در شدت باد اثر دارد.جهت وزش باد در سطح زمین نتیجه عملکرد این سه نیروست که با خطوط همفشار زاویه تشکیل می دهد.اما در طبقات بالای جو که نیروی اصطکاک وجود ندارد نیروی کوریو لیس با شیب تغییرات فشار تراز می شود و باد را موازی با خطوط هم ارتفاع به حرکت در می آورد(باد ژئوستروفیک).باد در مسیرهای منحنی،بر اثر متعادل شدن نیروی کوریولیس با مجموع نیروهای شیب تغییرات فشار و نیروی گریز از مرکز (جانب مرکز)،موازی خطوط هم فشار می وزد و باد گرادیان نامیده می شود. بادها از نظر وسعت منطقه وزش به سه دسته سیاره ای ،منطقه ای و محلی تقسیم می شوند.

۱- **بادهای سیاره ای** در تمام کره زمین می وزند و گردش عمومی هوا را به وجود می آورند.گردش عمومی هوا بر اثر عدم یکنواختی در پراکندگی تابش خورشیدی در سیاره زمین پدید می آید و گرایش نهایی آن یکنواخت کردن این پراکندگی است عناصر عمده این گردش در منطقه برون حاره ، در سطوح بالای جو عبارتند از بادهای غربی با امواج کوتاه و بلند و جت قطبی و در سطح زمین عبارتند از جبهه قطبی ،سیکلونها و آنتی سیکلونها.

۲- **بادهای منطقه ایی** بر اثر اختلاف فشار منطقه ای و در چها چوب گردش عمومی هوا به وجود می آیند.معروفترین نمونه این بادها، بادهای موسمی است که در جنوب شرقی آسیا بر اثر جابجایی فصلی کمر بند همگرایی حاره(ITCZ) بوجود می آیند و دارای دو الگوی کاملا متفاوت باد در طول سال می باشد.

۳- **بادهای محلی** هم بر اثر اختلاف فشار محلی ایجاد می گردند البته در ایجاد این بادها عوامل دینامیکی هم بی تاثیر نیست از انواع این بادها می توان به موارد زیر اشاره نمود

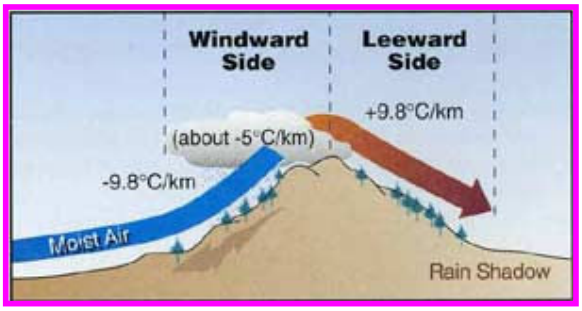


Daytime development of sea breeze.

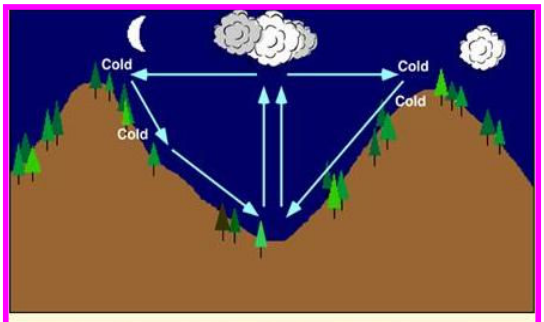
Nighttime development of land breeze.

الف- نسیم خشکی به دریا و دریا به خشکی: از معروفترین این بادها،نسیم دریا به خشکی و خشکی به دریا و نسیم کوه به دره و دره به کوه را می توان نام برد.آنچه در مورد نسیم دریا به خشکی و خشکی به دریا می توان گفت آنست که هر چه پایداری هوا کمتر باشد عمق گردش نسیم دریا به خشکی بیشتر است تقریبا می توان گفت متوسط عمق نسیم دریا به خشکی ۱۰۰۰ متر با بعد افقی ۱۰۰ کیلومتر و سرعت ۶ تا ۱۰ متر بر ثانیه است و عمق نسیم خشکی به دریا ۱۰۰ متر با بعد افقی ۷۰ کیلومتر و سرعت بین ۳ تا ۵ متر بر ثانیه است.

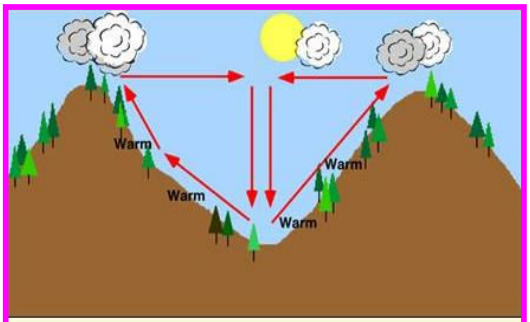
ب- بادهای کوه به دره و دره به کوه:



بادهای کوه به دره و دره به کوه نیز در اثر تغییرات دمای بین کوه و دره ایجاد می شود.در طول شب قله و دامنه کوه سردتر از دره است (دره نسبتا گرم است) در نتیجه باد از کوه به دره می وزد که به آن باد کوه به دره (KATABATIC) گویند و عکس این وضعیت در طی مدت روز اتفاق می افتد یعنی دامنه کوه گرمتر از دره است. در نتیجه نسیم از دره به کوه می وزد که به آن باد دره به کوه (ANABATIC) گویند.

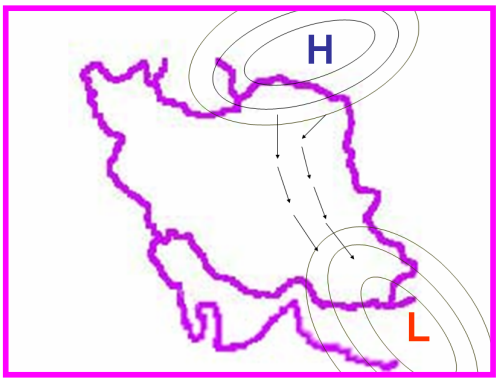


Nightime development of mountain breeze.

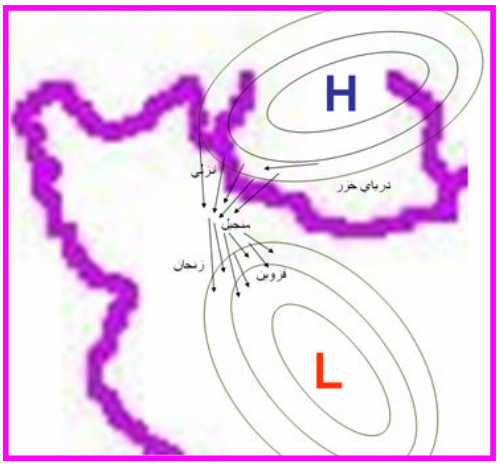


Daytime development of valley breeze.

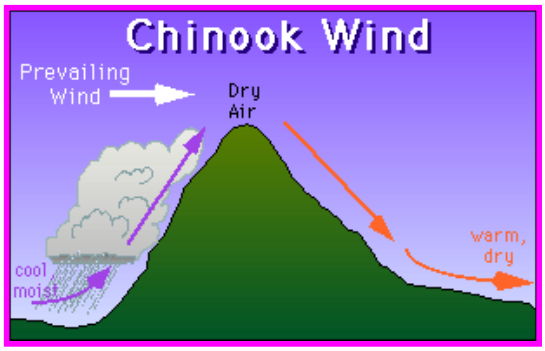
پ- بادهای ۱۲۰ روزه سیستان: نوعی باد محلی است و زمانی به وجود می آید که مرکز پرفشاری محلی روی دریای خزر و ارتفاعات افغانستان و مرکز کم فشاری روی پاکستان و جنوب ایران بوجود می آید.این شرایط در تابستان حاصل می شود.در این زمان هوای قسمتهای شمال ایران به طرف سیستان می وزد.این باد از حدود اوائل خرداد تا اواخر شهریور به مدت ۱۲۰ روز ادامه دارد و چون در مسیر خود از بیابانهای گرم و خشک مرکز ایران (دشت لوت و دشت کویر)عبور می کند،رطوبت خود را از دست می دهد و بسیار گرم و سوزان می شود به طوری که علاوه بر ایجاد طوفان گرد و خاک، در جنوبشرقی ایران ،آثار حیاتی را با خطر جدی مواجه می کند.



ت- باد منجیل: نوعی باد محلی است که از کوه به دشت سرازیر می شود و در آب و هوای اطراف زنجان و قزوین و حتی تهران تاثیر بسزایی دارد.تداوم این جریان به سمت دشت قزوین و ایران مرکزی ، رطوبت دریای خزر و سفید رود را جابجا نموده و باعث تعدیل دمای هوا می گردد. این باد در منطقه تاکستان به باد مه معروف است. این باد از پدیده های سطح زمین بوده و به ندرت به سطوح فوقانی گسترش می یابد.محدوده وزشی این باد شامل بخشی از دره سفید رود تا ارتفاعات جنوبی منجیل منتهی به منطقه تاکستان در دشت قزوین می باشد. این باد به علت اختلاف فشار بین مرکز پرفشار مستقر در دامنه شمالی البرز و روی دریای خزر در فصل گرم (ناشی از هوای خنک آبهای دریای خزر) و مرکز کم فشار مستقر در دامنه جنوبی البرز فشار (ناشی از گرمایش نواحی مرکزی و دامنه جنوبی البرز بدلیل دریافت انرژی خورشیدی قابل ملاحظه) تقریبا بطور دائمی جریان داشته و ارتفاعات البرز بصورت دیواره ای این دو کانون پر فشار و کم فشار را از هم جدا می نماید.و این دره تنها گذرگاه شمالی جنوبی است که این دو مرکز را به هم مربوط می کند و با کانالیزه کردن آن سبب می شود تا باد ازسرعت بالایی برخوردارگردد. با توجه به آمارهای موجود بیشترین فشار ثبت شده در محدوده وزش این باد مربوط به انزلی و کمترین آن مربوط به زنجان بوده است. طبق آمارهای موجود باد غالب در ۱۲ ماه سال شمالی و شمالغربی است و درصد آرام بودن آن بین صفر درصد در مرداد ماه تا ۸۵ درصد در آذر ماه متغییر است. یعنی در تابستان تقریبا وزش باد حالت دائمی بخود می گیرد

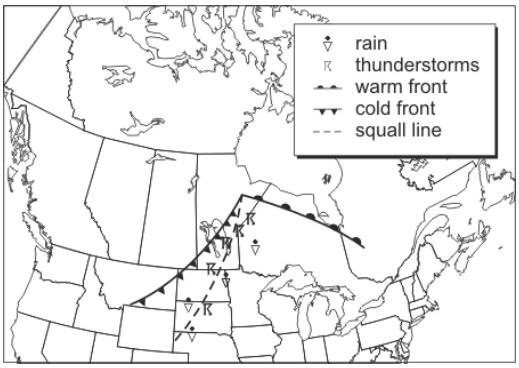


ث- باد فئون: (FOEHN WIND or CHINOOK)



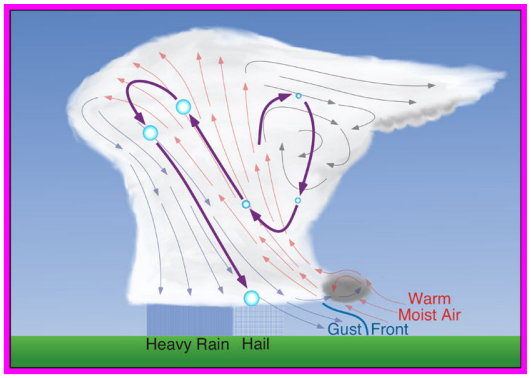
باد گرمی است که از کوه پایین می آید و تاثیر محسوسی در هوای محلی دارد لازم به ذکر است تمام رشته کوهها این باد را تولید نمی کنند.بعنوان مثال در روزهای گرم باد جنوبی اغلب از شیبهای شمالی آلپ در اروپا بطرف پایین جریان می یابد.مشابه آن در ایران نیز این باد در مناطقی مانند استان گیلان،مازندران و گلستان و اصفهان که در دامنه های البرز و زاگرس قرار دارند می وزد. اصولا سرعت بادهای کوه به دره بیشتر از بادهای دره به کوه است.

٤- باد اسکوال: (SQUALL WIND)



گاهی در جلوی جبهه سرد ممکن است نوار یا نوارهایی از طوفان به موازات جبهه تشکیل گردد که به آن اسکوآل گویند این نوارها تحت تاثیر بادهای شدید سطوح فوقانی جو و در جهت حرکت طوفان سبب ایجاد حرکات بالارونده در جلوی حرکتهای پایین رونده روی جبهه گردیده و موجب تشدید طوفان می گردد. این بادها با طوفان همراه بوده و با دارا بودن حداقل ۲۲ نات و افزایشی ناگهانی در سرعت (حداقل ۱۶ نات)، حداقل بمدت یک دقیقه باقی مانده و معمولا قبل از رسیدن جبهه سرد با سرعت زیاد ظاهر می شود.

٥- باد گاستی: (GUSTY WIND)

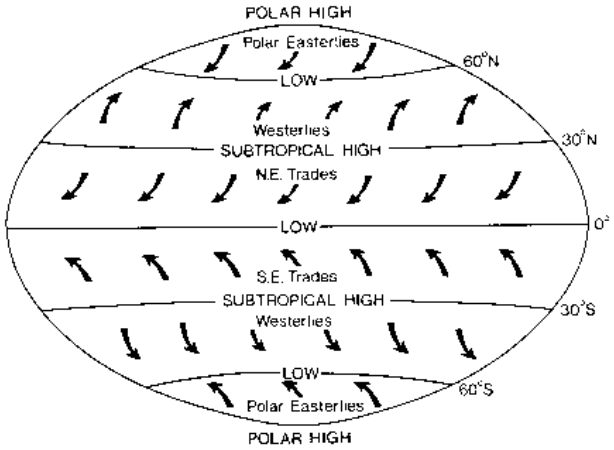


بادی است که با افزایش و یا تغییر ناگهانی سرعت همراه بوده و در آن حداقل سرعت ۱۶ نات و بین کمترین و بیشترین مقدار سرعت باد، حداقل ۱۰ نات اختلاف وجود داشته و حداکثر ۲ ثانیه بطول می انجامد.

٦- بادهای آلیزه (تجارتی) :

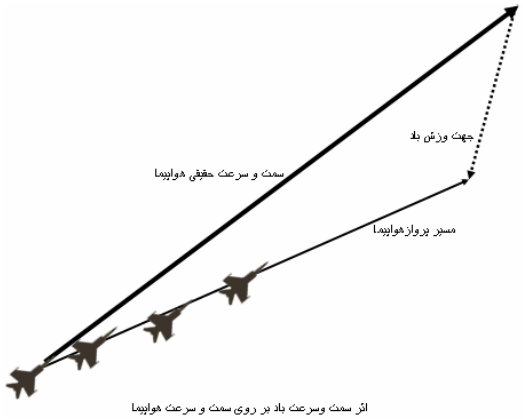
این بادها در نیمکره‌های شمالی و جنوبی به ترتیب از شمال‌شرقی به جنوب‌غربی و از جنوب‌شرقی به شمال‌غربی در حال وزشند بادهای تجارتی در زبان‌های اسپانیولی-ایتالیایی

و فرانسوی به ترتیب Alisios و Alisei و Alizes در زبانهای آلمانی تحت عنوان Passat می‌نامند تمام این اسامی فاقد منشاء شناخته شده‌ایی می‌باشند. این بادها در بین منطقه پرفشار جنب حاره و همگرایی میان حاره‌ایی در بخش اعظمی از این مناطق در تمام طول سال می‌وزد. و با ثبات‌ترین بادهای کره زمین می‌باشند. در نیمکره جنوبی به علت مداومت فشار زیاد جنب حاره، بادهای تجارتی به طور منظم وزیده و طوقه‌ایی را تشکیل می‌دهند. از اینرو تجارتی‌های سطحی در نیمکره شمالی حالات منظم‌تر و قویتری دارنده وسعت نفوذ کمربند تجارتی‌ها در نیمکره شمالی در حدود ۲۵۰۰ کیلومتر و در نیمکره جنوبی در حدود ۳۰۰۰ کیلومتر است. در سطح فوقانی کمربند حاره در حدود ۱۰ کیلومتری از سطح زمین، بادهایی با جهت مخالف تجارتی‌ها می خورند، که آنها را آنتی‌ترید (ضد تجارتی) می‌گویند. بدلیل انباشته شدن هوا درعرضهای ۳۰ درجه شمالی و جنوبی استوا در اثر صعود و سپس سرد و فرو افتادن هوا ، جریانی ایجاد می گردد و به شکل باد به سمت استوا جریان می یابد. به علت دوران زمین ، این بادها از مسیر خود منحرف شده و بادهای شمالشرقی و جنوبشرقی موسوم به بادهای بسامان یا تجارتی را تشکیل می دهند.



۵-۱۵) تاثیر باد بر هواپیما:

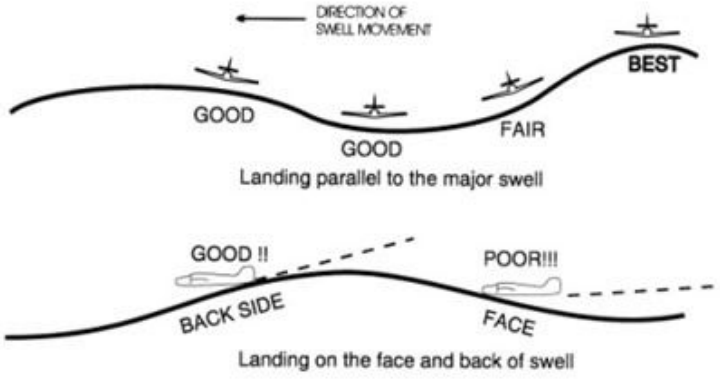
همانطور که اتومبیل و یا هر وسیله نقلیه دیگری به هنگام حرکت در جاده لایه های هوا را جابجا نموده و تولید باد می نماید هواپیما نیز در حال پرواز با حرکت خود از میان توده های هوا تولید باد می کند. اگر فرض کنیم که توده هوایی که هواپیما از میان آن عبور میکند ساکن باشد بادی که ایجاد می شود فقط ناشی از حرکت هواپیما خواهد بود.اما هوا همیشه ساکن نیست.در این صورت هواپیمایی که پرواز میکند نه تنها با حرکت خود باد تولید میکند تولید می کند بلکه با بادهایی که در حال وزش هستند روبرو می شود.اگر فرض کنیم که توده هوایی که هواپیما از میان آن عبور می کند ساکن باشد بادی که ایجاد می شود فقط ناشی از حرکت هواپیما خواهد بود. اما هوا همیشه ساکن نیست .در این صورت هواپیمایی که پرواز می کند نه تنها با حرکت خود باد تولید می کند



اثر سمت وسرعت باد بر روی سمت و سرعت هواپیما

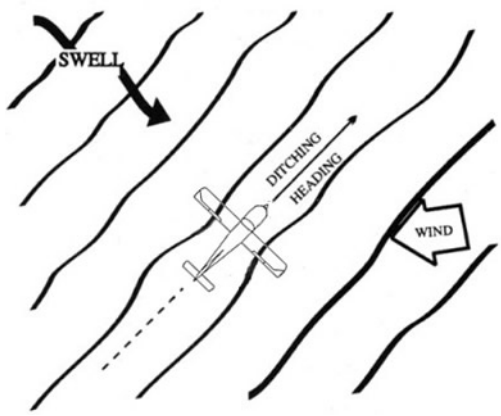
بلکه با بادهایی که در حال وزش هستند روبرو می شود.بادی که بطور مستقیم و در خلاف جهت برخاستن هواپیما از باند بوزد از نظر آیرودینامیکی بسیار مطلوب تلقی می گردد. چنین بادی باعث می شود تا هواپیما مسافت زیادی را جهت بلند شدن از باند طی نکند و پس از نشستن نیز خیلی سریعتر متوقف شود. اما باد همیشه در جهت مناسب (مخالف) نمی وزد. و ممکن اثرات سوئی را نیز برای اشیاء پرنده بهمراه داشته باشد

برای بررسی این تاثیرات ابتدا می بایست به نکاتی توجه داشت:



اولا اینکه سرعت هواپیما (air speed) عبارتست از سرعت هواپیما نسبت به هوا و در امتداد حرکت هواپیما سنجیده می شود. اگر هوا آرام باشد یعنی بادی نوزد ،هواپیما با سرعت و سمت یکسانی نسبت به زمین حرکت می کند. که در این حالت سرعت زمینی(ground speed) برابر با سرعت هوایی (air speed) است. به ازای وزش باد پشت (tail wind) سرعت زمینی بیش از سرعت هوایی خواهد بود. در حالیکه وجود باد مقابل (head wind) موجب کاهش سرعت زمینی نسبت به سرعت هوایی میگردد

ثانیا سمت حرکت جهتی است افقی که هواپیما می خواهد در آن امتداد حرکت کند. باد عرضی (بادپهلو) باعث تغییر سمت و سرعت هوایی هواپیما میشود (سمت هواپیما = راستای هواپیما). و جهت حرکت روی زمین، همان مسیر هواپیما می باشد.

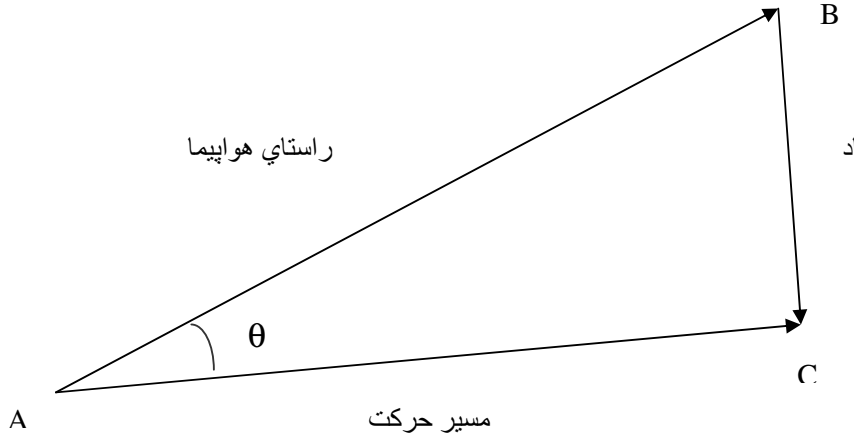


ثالثا در بسیاری از موارد جهت وزش باد از سمت چپ یا راست باند است. معمولا هواپیما ها طوری طراحی می شوند که در چنین حالتی به سمت باد بچرخند.حال اگر هواپیما به هنگام نشست و برخاست با باد پهلو رو برو شود، به سمت باد خواهد چرخید. خلبان باید در چنین شرایطی با اجرای روش مناسب در استفاده از فرامین پروازی از انحراف مسیر پرواز جلوگیری نماید و هواپیما را به سلامت روی باند بنشاند و یا بسلامت اوج بگیرد.

٦-١٥) زاویه رانش: (θ)

زاویه رانش عبارتست از اختلاف زاویه بین راستای هواپیما و مسیر حرکت.

در شکل زیرطول پیکانهای AB ، BC، AC به ترتیب متناسب با سرعت هوایی،سرعت باد و سرعت زمینی میباشند.هواپیمایی که بسوی نقطهB در حرکت است در اثر باد مداوم به جهت BC منحرف میشود در نتیجه مسیر واقعی روی زمین بردار AC خواهد بود.



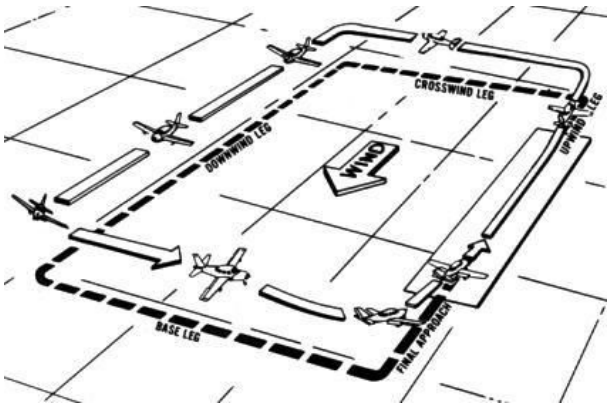
نمایش زاویه رانش

طراحان هواپیما محدودیت آنرا در شرایط نشست و برخاست با باد پهلو را محاسبه میکنند و خلبان قبل از اینکه اقدام به فرود و یا برخاست کند باید مطمئن شود که شرایط جوی موجود فراتر از محدودیت هواپیما نباشد.در این وضعیت هواپیما شروع به حرکت میکند از نظر آیرو دینامیکی تغییرات زیر روی آن ایجاد می شود.

۱- وزیدن باد از پهلو باعث می شود تا آن بال هواپیما که در سمت وزش باد قرار دارد، نیروی (برای) بیشتری تولید کند.

۲- بالی که نیروی برای بیشتری تولید می کند ، زودتر به سمت بالا رفته و به علت تولید نیروی برا ، نیروی پسای بیشتری نیز تولید خواهد کرد.در نتیجه وجود این نیرو هواپیما به سمت باد بر میگردد.

۳- هواپیما پس از بلند شدن به سمت باد برگشته و بالی که در سمت وزش باد قرار دارد رو به بالا رفته و هواپیما را به سمت دیگر کج می کند.



۴- برخورد باد با دم هواپیما باعث می شود تا سکان عمودی هواپیما نیز به سمت باد برگردد.

با توجه به موارد فوق وقتی خلبان به هنگام فرود یا برخاستن با باد پهلو مواجه شود می بایست با اجرای تکنیک پروازی مناسب هواپیما را کنترل نماید زیرا اجرا نکردن روش صحیح پیامد های نامطلوبی را به همراه دارد که از جمله می توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱- پس از اینکه هواپیما به حرکت درآمد در امتداد خط وسط باند قرار نگرفته و به کنار باند منحرف می شود و در بعضی موارد احتمال دارد که از باند خارج شود.

۲- چون هواپیما می خواهد به سمت باد برگردد و خلبان هم میخواهد هواپیما را در امتداد باند نگهدارد فشار جانبی باعث می شود تا قسمت تلسکوپی چرخهای اصلی در جای خود بچرخند که این کار می تواند صدمات جدی به چرخ وارد کند.

۳- قبل از رسیدن به ارتفاع مورد نظر از مسیر پروازی منحرف می شود که می تواند خطر برخورد با ارتفاعات طبیعی و یا موانع موجود در اطراف مسیر پروازی را افزایش دهد.

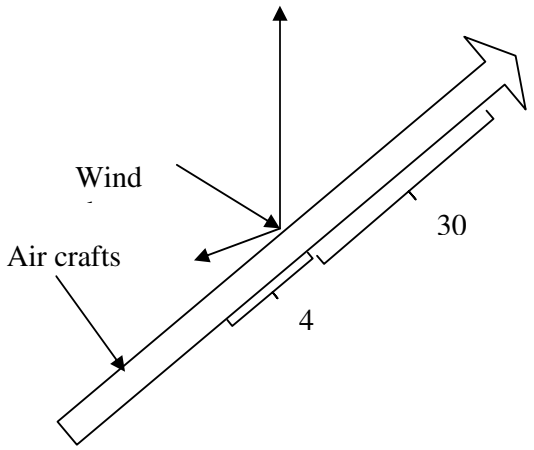
۷-۱۵) بلند شدن با باد پهلو:

با آگاهی از مسائل ناشی از باد پهلو ، خلبان می تواند با استفاده از روش صحیح هواپیما را کنترل و پرواز خوبی را شروع کند.

۱- در اکثر مواقع بین ۲۰ تا ۴۰ درجه چرخش کنترل فرامین در جهت باد از کج شدن بالهای هواپیما پس از بلند شدن جلو گیری خواهد نمود.

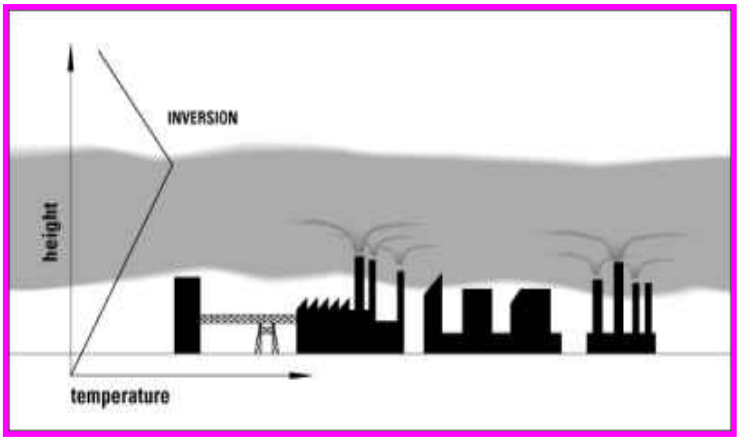
۲- هر چه سرعت هواپیما بیشتر شود چرخش کنترل فرامین در جهت باد نیز کمتر خواهد شد.

۳- هواپیما با همین حالت از زمین بلند می شود و پس از اینکه



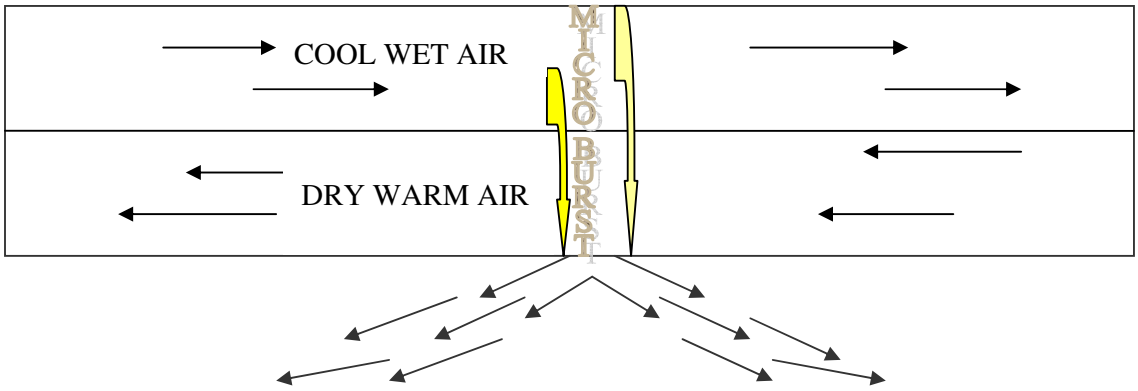
تاثیر باد در هنگام برخاستن و اوجگیری

خلبان مطمئن شد که هواپیما با مانعی برخورد نخواهد کرد کنترل فرامین را به حالت عادی برخواهد گرداند. اگر پس از بلند شدن، باد پهلو باعث شود تا هواپیما از مسیر پروازی منحرف گردد، می بایست چرخش فرامین بیشتر و استفاده از سکان عمودی متحرک نیز افزایش یابد علاوه بر موارد فوق همانطور که در شکل مقابل مشاهده می شود تغییرات سمت و سرعت باد، باعث ایجاد

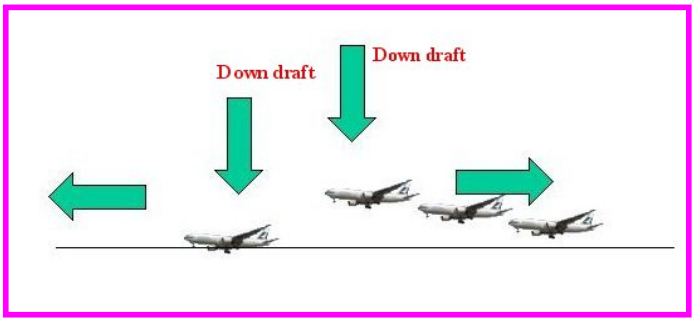


شرایط مخاطره آمیزی در هنگام نشستن و برخاستن برای هواپیما میگردد. بطوریکه ۴نات باد مقابل، ناگهان به باد۳۰ نات پشت، تبدیل شده که در نتیجه۳۴ نات تغییر ناگهانی سرعت باد را ایجاد نموده است.این تغییرات ممکن است بدلیل یکی از عوامل زیر باشد.

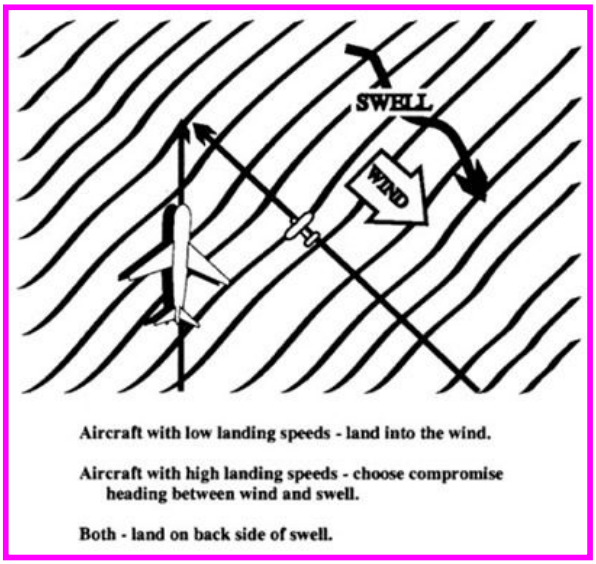
الف- وارونگی درجه حرارت در ارتفاعات نزدیک سطح زمین (INVERSION) باشد که دراین حالت همانطور که هواپیما بتدریج نزول و یا صعود میکند و از لایه وارونگی عبور میکند،



نحوه تشکیل میکروبرست



گردبادهای بوجود آمده در ناحیه بریدگی، باعث ایجاد نوسان در سرعت هواپیما (۵ تا ۲۰ نات) میگردد.حال با توجه به اینکه هواپیماها اغلب پس از برخاستن و یا در حین صعود و یا نزدیک شدن به باند فرودگاه و نشستن از لایه وارونگی عبور میکنند، نوسانات ایجاد شده در سمت و سرعت باد، قادر است بطور خطرناکی باعث واماندگی هواپیما در سطح زمین شود.



ب- آشفتگی ناشی از لغزیدن هوای سرد، مرطوب و سنگین، بر روی هوای گرم، خشک و سبک که در چنین وضعیتی هوای سرد بدنبال یافتن منفذی برای رسوخ به درون هوای گرم است که در صورت یافتن این منفذ، به یکباره از آن منفذ، به سمت پایین سرازیر شده. و پدیده

هایی چون میکروبرست(MICRO BURST) و جریان پایین رونده قوی(DOWN DRAFT) را شکل می دهد که تفاوت این دو پدیده در زمان و وسعت عملکرد آنها می باشد.

البته میکروبرست برای مدت ۲ تا ۵ دقیقه در محدوده ای کمتر از ۲/۵ مایل در سطح زمین فعال میشود و سرعت جریانهای باد آن گاه تا ۶۰۰۰ فوت در دقیقه نیز میرسد اما (DOWN DRAFT) در محدوده ای به وسعت ۳۰ مایل در سطح زمین فعال شده و ممکن است تا ۱۵ دقیقه نیز ادامه داشته باشد.مهمترین نشانه این دو پدیده که بیانگر وجود آنها در مسیرپرواز خلبان میباشد (VIRGA) است.زیرا این دو پدیده همواره با ویرگا همراهی میکنند.

۸-۱۵) نشستن با باد پهلو:

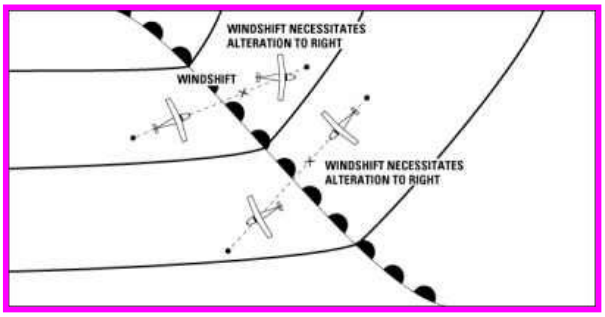
در شرایطی که در فرودگاه باد پهلو بوزد، خلبان همانند بلند شدن باید با استفاده از روش مناسب هواپیما را در امتداد باند قرار دهد و پس از نشستن نیز نگذارد تا هواپیما به هنگام حرکت در روی باند از مسیر خود منحرف شود.البته در هنگام فرود با باد پهلو هواپیما باید به اندازه ای به سمت باد چرخانده شود که از مسیر پرواز منحرف نشود.البته در این حالت نمای باند فرود کمی غیر عادی بنظر می رسد ،یعنی اگرچه مسیر هواپیما مستقیما به سمت باند است ولی محور طولی هواپیما در امتداد باند نیست.و این مقدار تغییر سمت را که در در هر هواپیما متفاوت است کرب(CRAB) مینامند

باد پهلو مخصوصا با بزرگی بیش از ۲۵ نات آنقدر موثر است که مهمترین نکته در مقابله با باد پهلو برای یک خلبان آنست که فقط هواپیما را بر روی باند حفظ کند و نه اینکه آنرا به خط وسط باند برگرداند.

۹-۱۵) کوتاه ترین مسیر پرواز: MINIMAL FLIGHT PATH

مسیری را که بتوان بین هر دو نقطه دلخواه و در کوتاهترین مدت طی نمود ،به حداقل مسیر پرواز موسوم است .با وجود اینکه سمت پرواز یک هواپیما همان مسیر افقی برای مسافرت مورد نظر است ولی جهت حرکت آن در بالای زمین می تواند تحت تاثیر باد عرضی قرار گیرد.جهت حرکت در بالای زمین همان مسیر هواپیماست.به این دلیل کوتاهترین مسیر پرواز گاهی کوتاهترین مسیر زمانی نامیده می شود.

این تکنیک جهت حداکثر استفاده از مولفه باد پشت طراحی شده است و اثر باد مقابل را به حد اقل میرساند.یک مسیر دایره ای بزرگ کوتاهترین مسافت بین دو نقطه مبدا و مقصد است.بهر حال این مسیر لزوما کوتاهترین زمان پرواز نیست.تعین کوتاهترین مسیر پرواز مشکل است و عملا بطور تقریبی بوسیله مطالعه الگوهای پیش بینی فشار قبل از پرواز و یا به کمک تکنیکهای حین پرواز مشخص میگردد.



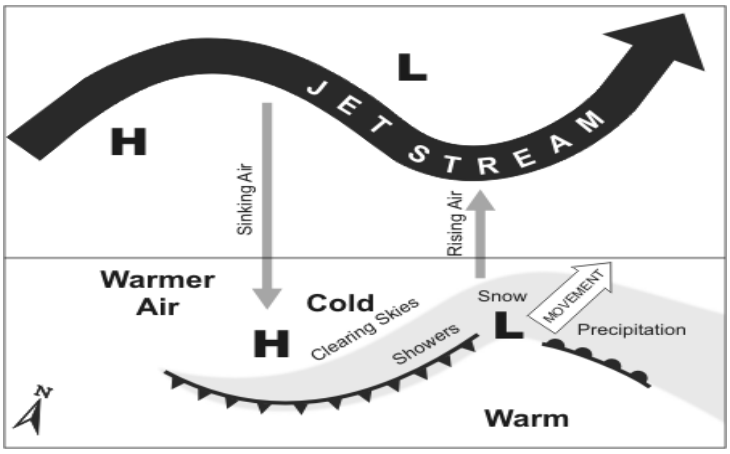
سرعت باد در پیش بینی های عمومی و هوانوردی برای فرودگاهها بر حسب متر بر ثانیه با فاصله مجاز ۳ متر بر ثانیه برای سرعتهای کمتر از ۱۵ متر بر ثانیه و با فاصله ۵ متر بر ثانیه برای سرعتهای بیشتر داده می شود.

فصل شانزدهم:

جت استریم

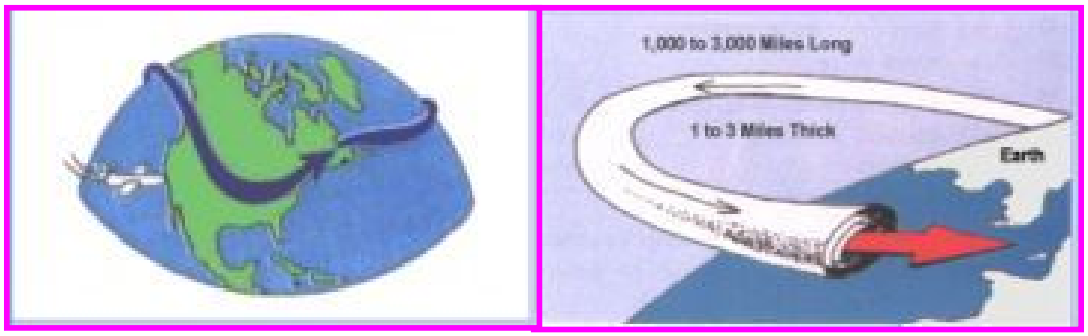
۱-۱۶) رودباد: (JET STREAM)

برای خلبانانی که در ارتفاع بالا پرواز میکنند ضروری است که با پدیده های جوی نظیر جت استریم آشنایی داشته باشند.عاملی که باعث کشف اینگونه جریانات در لایه های فوقانی جو گردید سقوط یک بالن هواشناسی کشور انگلستان،۶۰۰ مایل دورتر از محل رها سازی بالن و در خاک آلمان آنهم پس از گذشت ۴ ساعت در سال ۱۹۲۲ بود.یعنی این بالن در هر ساعت ۱۵۰ مایل را پیموده بود و این موضوع با باد سطحی حدود ۲۰ تا ۳۰ نات بسیار شگفت و قابل توجیه و پذیرفتنی نبود.البته گاهی اوقات خلبانان و ناوبران در ۳۵۰۰۰ پایی با باد های مخالف (head wind) بسیار قوی روبرو می شدند که آنها را با مشکلاتی مواجه میکرد و بعضی سرعت این بادها را تا ۲۰۰ مایل بر ساعت تخمین زده بودند.



۲-۱۶) جریانهای جت سان یا رود باد :

در روی نقشه های سطوح بالای جو، بدون استثنا،کمربندها یا نوارهای باد با سرعت زیاد دیده میشوند که تا



مسافتهای بسیار طولانی کشیده شده اند.بنا به تعریف سازمان هواشناسی جهانی،هرگاه سرعت این نوارهای سرعت بیش از ۳۰ متر در ثانیه (۶۰ نات بر ثانیه)باشد،رودباد یا جت استریم (جت) نامیده می شوند. به عبارت

دیگر جریاناتی که تا ۳۰۰ نات سرعت داشته و معمولا به شکل نوار باریکی در عرضهای میانی و در ارتفاع ۲۰۰۰۰ تا ۴۰۰۰۰ پایی از غرب به شرق میوزند .

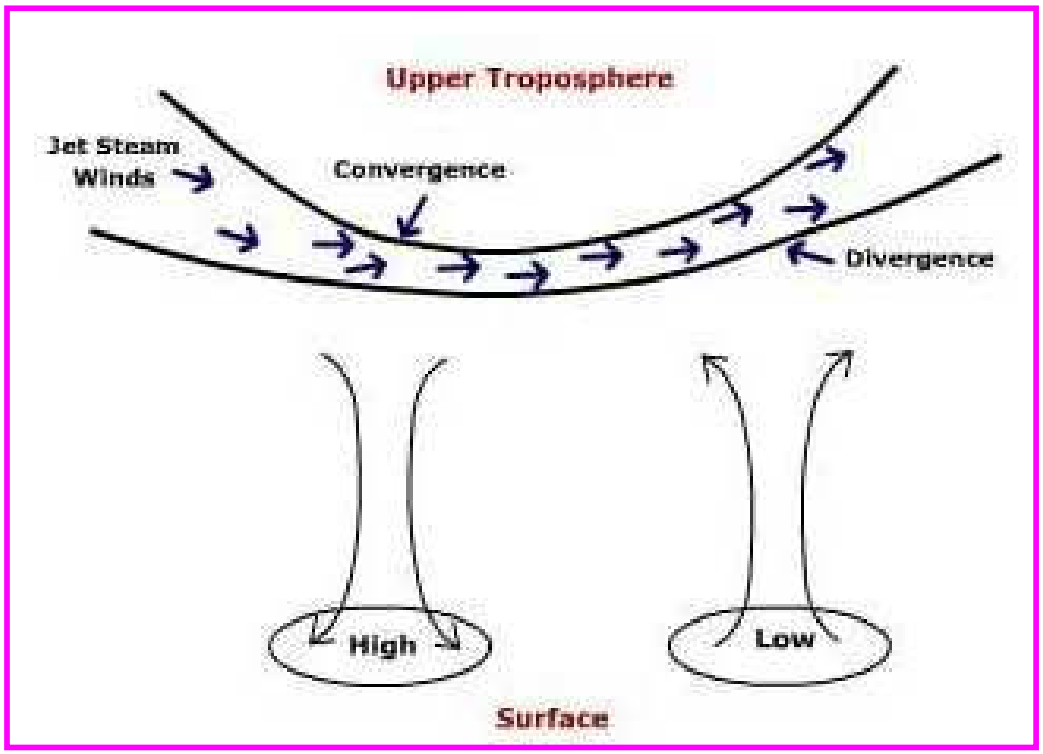
این جریانات بسیار قوی باد که در ارتفاع ۱۰ تا ۱۴ کیلومتری از سطح دریا می وزند.جت معمولا در قسمتهای بالایی تروپوسفر و یا لایه های پایینی استراتوسفر به وجود می آیند و حلقه های پیوسته ای بدور کره زمین تشکیل نمی دهند،بلکه هسته هایی از سرعت هستند که در داخل گردش عمومی جو،مانند هسته های سرعت در درون یک رودخانه حرکت میکنند.سرعت هسته های جت از مرکز هسته به اطراف کاهش می یابد.این کاهش به طرف طرف قطب، سیکلونی(CW) یا مثبت و به طرف استوا، منفی یا آنتی سیکلونی(CCW) است.کاهش سرعت جت در جهت عمودی حدود ۵ تا ۱۰ متر در کیلومتر است و در فاصله ۵کیلومتری بالاوپایین هسته جت،سرعت باد به نصف سرعت در هسته آن میرسد.هواپیماها معمولا برای صرفه جویی در مصرف سوخت سعی میکنند که مسیر خود را در صورت امکان با جت تطبیق دهند.

۳-۱۶) دلائل شکل گیری جت :

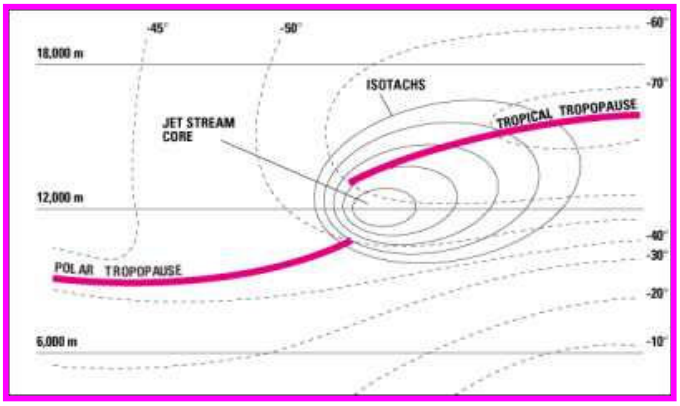
۱- موقعیت مکانی ترپوپاز.

۲- جبهه قطبی ، بریدگی و ریزش هوای سرد قطبی ناشی از آن به عرضهای میانی.

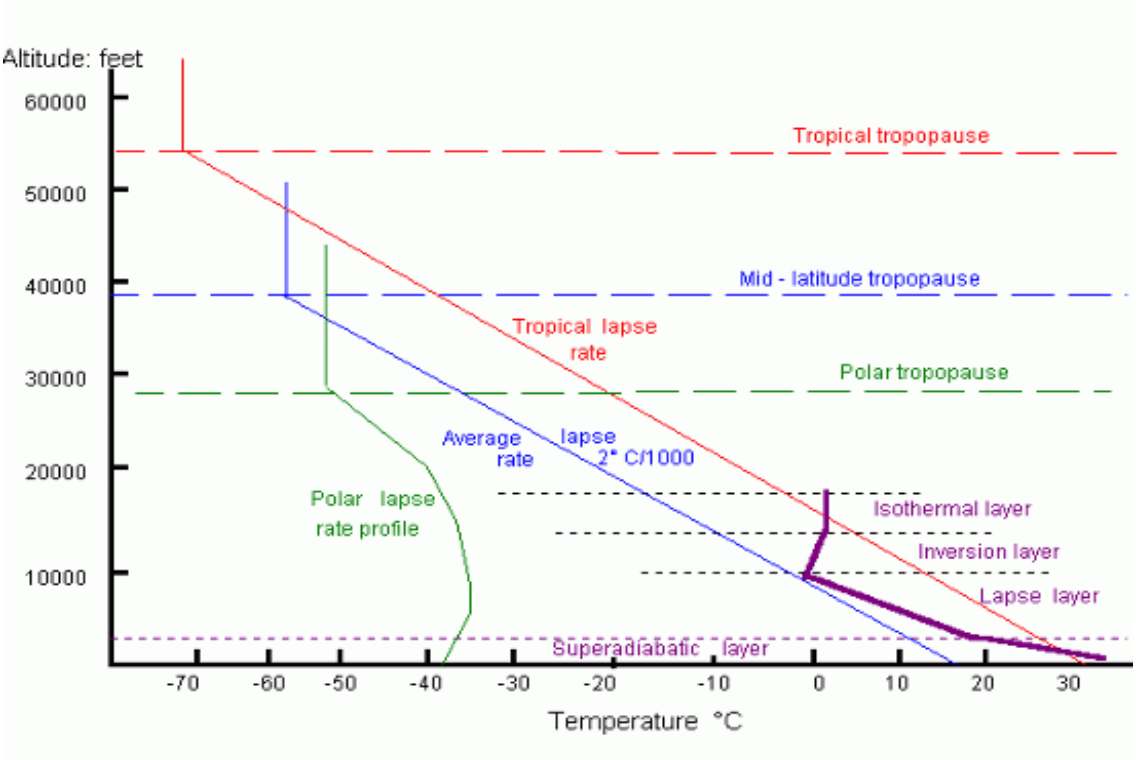
۳- سیستمهای کم فشار.



٤-١٦) تروپو پاز:

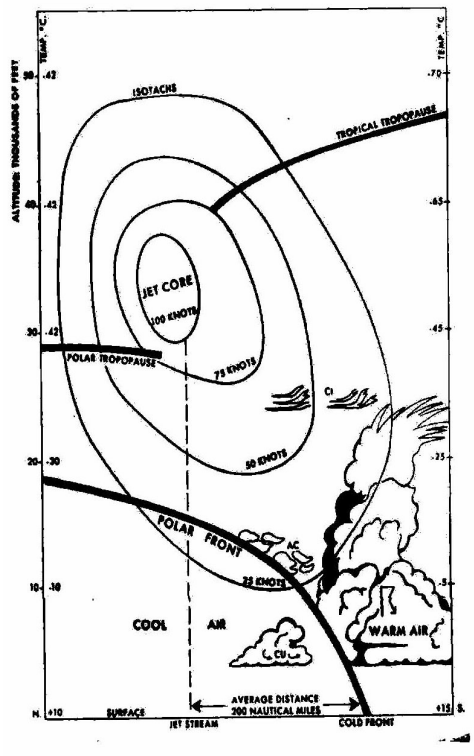


مرز یا لایه بسیار باریک بین دولایه توپوسفر و استراتوسفر را تروپوپاز گویند.ارتفاع این لایه در تمام نقاط جهان یکسان نیست بطوریکه در قطب شمال در حدود ۳۵۰۰۰ پایی و در قطب جنوب در ارتفاع ۳۰۰۰۰ پایی و در حول و حوش استوا بین ۵۰ تا ۶۰ هزار پایی قرار



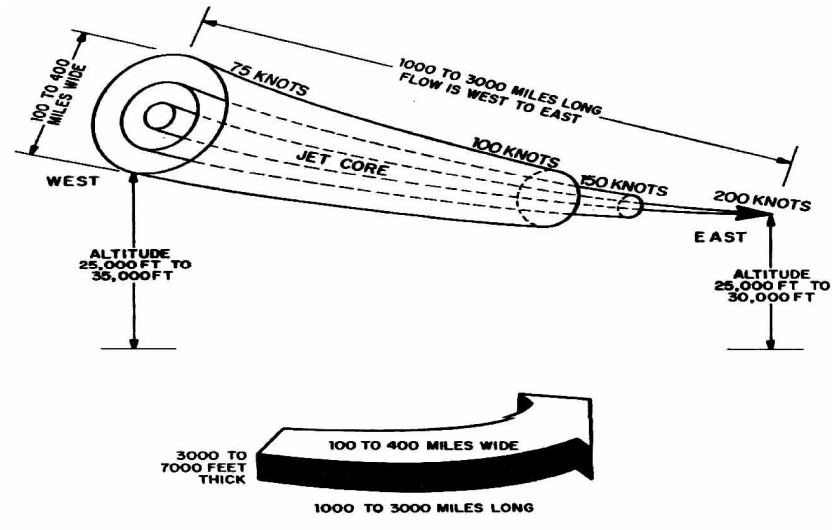
دارد.اختلافهای وسیع و ناگهانی دما در جو،اختلافهای شدید در فشار هوا به وجود می آورند.هر جا این اختلافها خیلی شدید باشد،در تروپوپاز خمیدگی ایجاد میکنند.این خمیدگیها لایه های صاف و یکسانی درست میکنند که همچون بشقابهای غول آسایی از هوا لبریز شده و بادهای تند در طول این خمیدگیها وزیدن میگیرند.که به جریانهای جت سان یا جت استریم معروف شده اند.این جریانها به شکلی در می آیند که بی شباهت به لوله های پر پیچ و خم نیستند.طولشان هزاران و قطرشان صد ها کیلومتر،و نسبت به طول و عرض جغرافیایی دارای ارتفاع، شدت، مکان، جهت، هسته وضخامت متفاوت هستند.

شدیدترین اختلافهای دمایی بین مناطق قطبی و استوایی، در عرضهای میانی (۶۰-۳۰ درجه) و در ماههای زمستان وقتی که خورشید در پایین ترین فاصله خود قرار میگیرد،صورت می پذیرد، و بیشترین شکستگی تروپوپاز وشدیدترین جریانهای جت سان با هسته ای در حدود ۳۵۰۰۰ پایی در همین فصل بوجود می آید و در همین شکستگی است که خلبانان با توربولانس هوای صاف و بدون ابر و یا (CAT) مواجه می شوند البته همانطور که در شکل مقابل هم نشان داده شده جت اغلب در قسمت هوای گرم قرار دارد.(شکل مقابل)

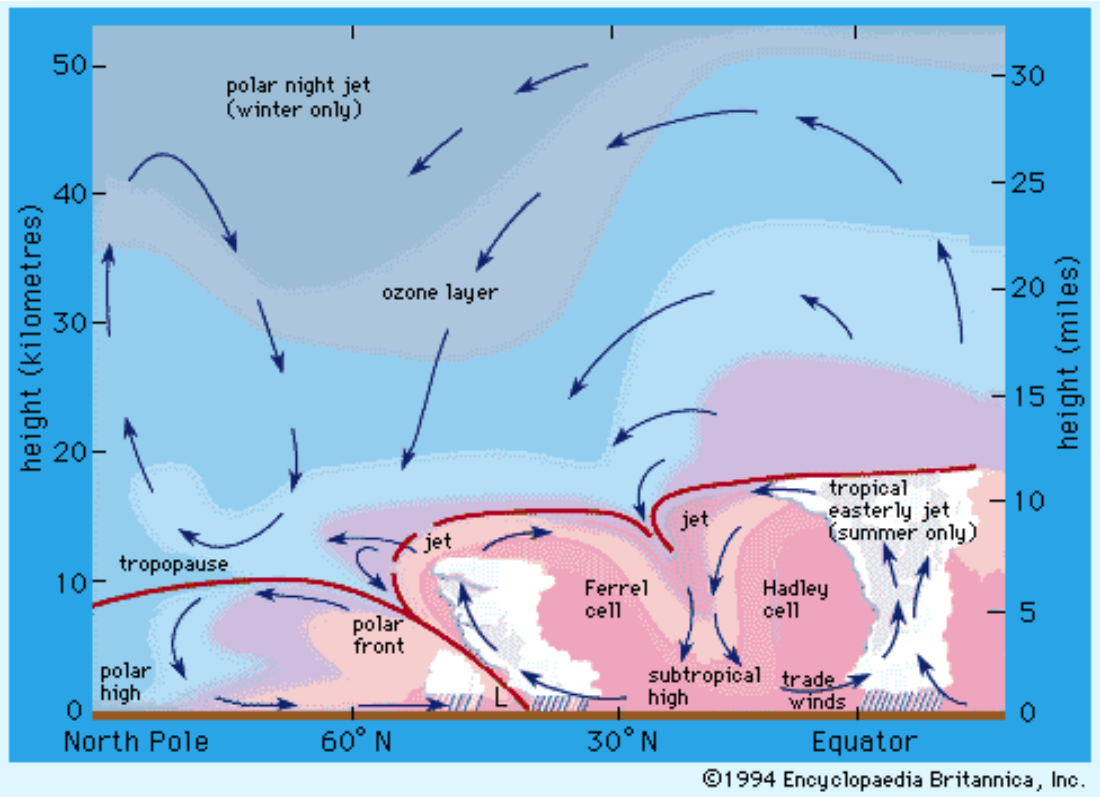


۵-۱۶) سرعت باد در جت:

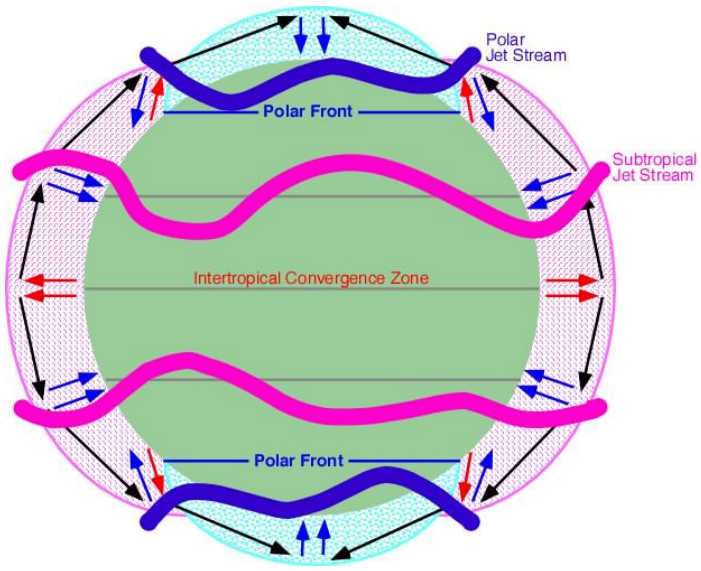
همانطور که در شکل مقابل نشان داده شده است سرعت باد در هسته جت تا ۳۰۰ نات هم می رسد و معمولا سرعت هسته جت بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ نات است.ارتفاع جت هم ثابت نیست و شواهد نشان میدهد که همزمان با حرکت تقریبا مارپیچ جت،هسته جت نیز از نظر ارتفاعی بالا و پایین میرود.همانند موقعیت جت شدت و طول جت نیز در هر روز در متغییر است.اگرچه هم اکنون موقعیت تقریبی جت توسط پیش بینی های عددی قابل تشخیص می باشد اما موقعیت تقریبی روزانه جت را می توان از گزارشات خلبانان و مشاهدات هواشناسی معین کرد.با حرکت جت به سمت عرضهای پایینتر سرعت هسته آن افزایش می یابد به عبارت دیگر از بین دو جت که بصورت همزمان وجود دارند آن یک که به استوا نزدیکتر است دارای هسته قویتری می باشد.علاوه بر این هسته جت در زمستان قویتر از تابستان است.در صورت گسستگی جت هر یک از اجزاء آن دارای ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ مایل طول و ۱۰۰ تا ۴۰۰ مایل عرض و ضخامتی در حدود ۳۰۰۰ تا ۷۰۰۰ پا می باشند.



جت بر سرعت هواپیماها تاثیر بسزایی دارد بطوریکه هواپیماهایی که همسو و یا در جهت مخالف جت در حرکت هستند شاهد افزایش و یا کاهش قابل توجهی در سرعت خود بوده اند.



٦-١٦) انواع جت استریم:



الف- جت عرضهای میانی : SUB TROPICAL JET) (STREAM

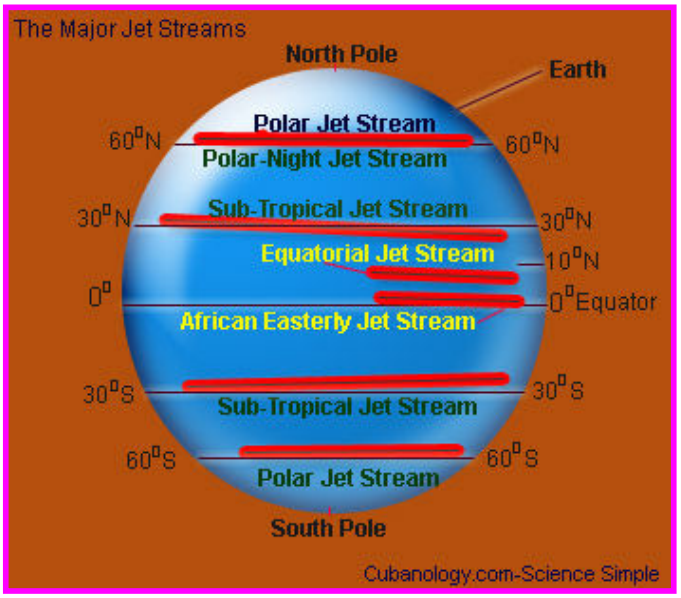
در زمستان اغلب علاوه بر جت قطبی جت دیگری در عرضهای بین ۲۵ تا ۳۰ درجه با سرعتی حدود ۱۰۰ تا ۱۲۰ نات و در ارتفاع ۳۰۰۰۰ پایی شکل می گیرد که به آن جت عرضهای میانی یا جت استریم جنب حاره ای گویند که مکان آن همواره متغییر است.کاهش سرعت باد از هسته جت به سمت قطب شمال بسیار سریع و در جهت استوا بسیار بطئی است.هرچه از هسته جت دور میشویم سرعت باد کمتر می شود.

بطوریکه در ۱۰۰ مایلی شمال هسته جت سرعت باد به ۱۰۰ نات و در ۱۰۰ مایلی جنوب هسته جت این سرعت به ۲۵ نات می رسد. از نظر ارتفاعی نیز کاهش سرعت باد در زیر و بالای هسته جت حدود ۳۰ الی ۴۰ نات در هر ۱۰۰۰ پا می باشد.بدینترتیب وقتی خلبانی احساس می کند که در جت استریمی مخالف جهت حرکت خود قرار گرفته ، بایستی در قسمت هوای سرد به بالا و یا پایین تغییر ارتفاع دهد. اما در صورت تغییر مسیر به سمت هوای گرم ،کاهش سرعت باد مخالف بسیار سریعتر رخ می دهد. جتهای قطبی معمولا بین عرضهای ۳۰ الی ۷۰ درجه شمالی و جتهای جنب حاره ای در عرضهای ۲۰ الی ۵۰ درجه استقرار می یابند. اصلی ترین جتها در عرضهای میانی و جنب حاره ای استقرار می یابند.این جتها در غالب امواج سینوسی معمولا از غرب به شرق در حال وزیدن هستند. در منطقه آسیا و در زمستان این جت توسط رشته کوههای هیمالیا به دو شاخه شمالی و جنوبی تقسیم می شود یعنی یکی در شمال و دیگری در جنوب این رشته کوهها جریان می یابند.

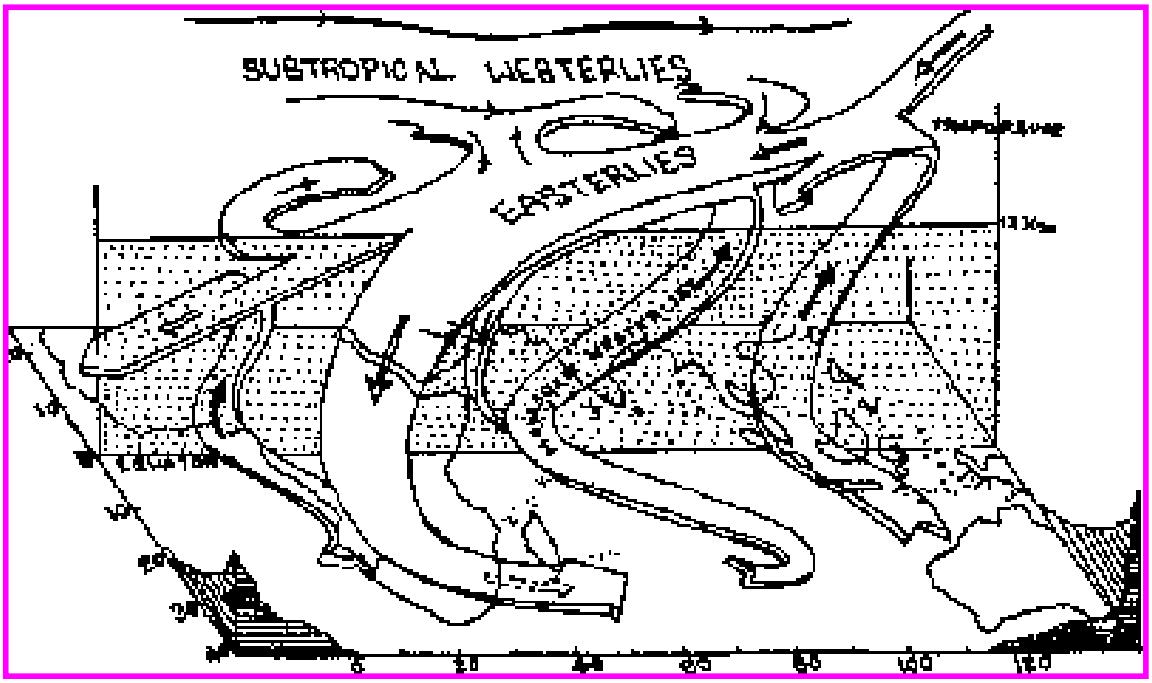
شاخه جنوبی جت باعث نشست هوا در قسمت شمالی هند گردیده و درنتیجه باعث تشکیل یک سیستم پر فشار در منطقه می گردد.در زمستان از همین مرکز پر فشار جریان هوای سردی به سوی هند و بنگلادش سرازیر می شود که البته گاهی اوقات این بادها سبب ناپایداری در منطقه گردیده و باعث ریزشهای جوی به شکل باران می گردد.با پایان یافتن زمستان و شروع بهار و افزایش دمای هوا در جنوب آسیا، شاخه جنوبی این جت به شمال رشته کوههای هیمالیا رانده می شود و جای خود را به جت مناطق حاره می دهد. البته در زمستانها گاهی بدلیل ادغام هسته این جت با جت قطبی در ارتفاع ۳۵ الی ۴۰ هزار پایی بر سرعت آن افزوده می گردد.

ب- جت شرقی مناطق حاره : (TROPICAL EASTERLY JET STREAM)

نتایج تحقیقات نشان می دهد که گردش سلولهای هادلی باعث ایجاد جت شرقی مناطق حاره و جتهایی در ارتفاعات پایینتر در دو طرف کمر بند همگرایی حاره (ITCZ) یعنی حد فاصل عرضهای ۱۰ الی ۱۵ درجه شمالی و جنوبی در دو طرف خط استوا می گردد. بادهای جو بالایی نیز بدلیل اختلاف درجه حرارت تولید می گردند و این بادها به عنوان یک پدیده واحد و جدای از جت استریم شناخته شده که از آنها به عنوان جت شرقی یاد می شود. جت استریمی که در تابستان در جنوبشرقی آسیا و هند و افریقا شکل می گیرد جت مناطق حاره T.E.J نامیده می شود.که قویترین بادها بر فراز قسمت جنوبی هند می باشد اما شدت آن به



اندازه جت قطبی و یا جت جنب حاره ای نمی باشد.این جت در نیمکره شمالی و درحوالی استوا و در عرضهای ۱۰ الی ۲۰ درجه مشاهده می شود. هنگامی که گرمایش سطحی در طول خشکیهای مناطق حاره بیشتر از اقیانوسهای این مناطق می باشد این جت بر روی خشکیها تقویت می گردد. این جت بیشتر در تابستان که حداکثر گرادیان دمایی وجود دارد نمایان می شود.اختلاف گرمایش و سرمایش سطحی و بدنبال آن گرادیان فشاری از جمله عواملی هستند که به این جت حرکت می بخشند. منشاء اصلی جت شرقی فلات تبت است و این جت نقش بسزایی در مونسون هند دارد. وجود این جت بیانگر لایه عمیقی از هوای گرم در شمال جت و هوای سردتری در قسمت جنوبی جت و بر فراز اقیانوس هند است.در ایام تابستان سیستم پر ارتفاع جنب حاره ایی آسیا بر روی جنوبشرق فلات تبت موسوم به واچرخند تبت شکل گرفته و استقرار می یابد. علاوه بر آن جریانهای خروجی از این واچرخند در جهت استوا اندازه حرکت شرقی به خود می گیرد و به عنوان جت شرقی بر فراز جنوبشرق آسیا و جنوب نوار ۲۰ درجه و بین ۱۵ تا ۱۰۰ میلی باری ظاهر می گردد. جت شرقی از هند و چین تا سواحل عربستان امتداد یافته و شدت آن بر روی شبه جزیره هند بیشتر می باشد و دارای سرعتی بین ۱۵۰ تا ۱۷۵ کیلومتر در ساعت می باشد.



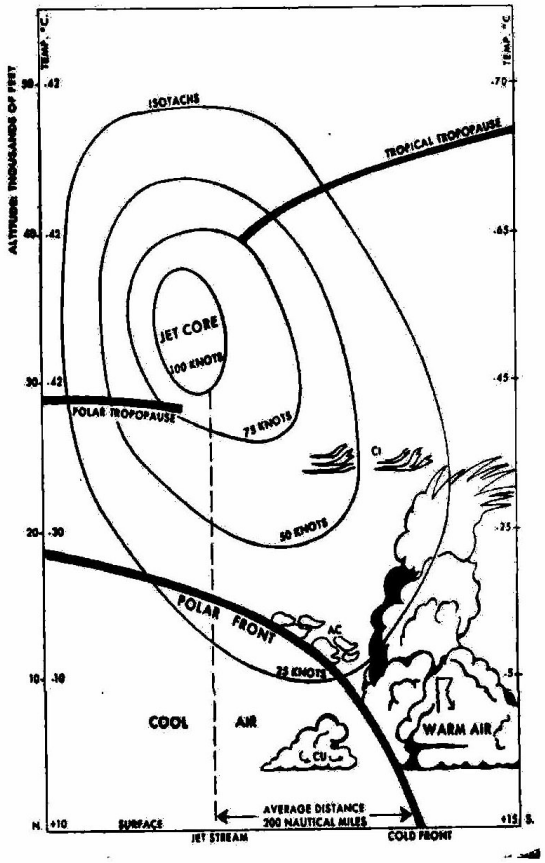
پ- جت قطبی (polar jet)

در بالای جبهه قطبی، به دلیل اختلاف دمای زیاد،سرعت باد نیز زیاد است که جت قطبی را تشکیل می دهد. با توجه به اینکه هسته هر جت با یک جو باروکلینیک همراه است و منطقه باروکلینیک جبهه قطبی تا سطح زمین امتداد پیدا می کند. به همین دلیل جبهه قطبی اثر شدیدی بر اقلیم سطح زمین دارد و به ایجاد ناپایداری،صعود و

بارش در جو زیرین خود کمک می کند و این درحالی است که جتهای جنب حاره ای به علت ارتفاع زیاد تاثیر مستقیم قابل ملاحظه ای بر اقلیم سطح زمین ندارند. البته مکان این جت نیز نسبت به مکان جت جنب حاره ای بسیار متغییر تر است.بدینترتیب که جت جنب حاره ای معمولا در جنوب مدار ۳۰ درجه قرار دارد اما محدوده نوسان جت قطبی بین ۴۰ تا ۷۰ درجه عرضهای شمالی است. این جت معمولا در بالای جبهه سرد و گرم، در فاصله ۶۰۰ تا ۱۲۰۰ کیلومتری از جبهه گرم و ۳۰۰ تا ۶۰۰ کیلومتری از پشت جبهه سرد وجود دارد. همچنین جت جنب حاره ای بر اثر ثابت بودن اندازه مقدار حرکت زاویه ای زمین به وجود می آید، اما انرژی جنبشی جت قطبی از اختلاف حرارتی بالای جبهه قطبی تامین می شود.

ت- جت سطوح پایین:

این جت در ارتفاعی کمتر از ۶۰۰۰ پایی از سطح زمین مشاهده می گردد. وزش این جت با باد شدید نزدیک به سطح زمین قبل از غروب آفتاب آغاز شده و حداکثر فعالیت آن تقریبا تا نزدیکی طلوع آفتاب بطول می انجامد و سپس ناگهان محو می گردد. با توجه به اینکه این جت باعث تغییر ناگهانی سرعت باد در عمق خیلی کم می گردد باعث از دست دادن باند گردیده و همچنین در جریانات مرطوب و ناپایدار گاهی طی این فرآیند طوفانهای رعد و برقی نیز فعال می گردند. شرایط شکل گیری این جت عبارتند از:



الف- وجود بلندیهایی مانند رشته کوهها در مقابل جریان باد که موجب انحراف باد گردند

ب- سرمایش ناگهانی هوای مجاور سطح زمین که وارونگی دما را ایجاد نماید.

۷-۱۶) ویژگیهای جت:

همانطور که بیان شد جت همانند رودخانه پیوسته ای از بادهای پرسرعت در اطراف زمین قرار دارد که گاهی به اجزا کوچکتری تقسیم می شود.فراتر از آن می توان گفت که ممکن است در یک زمان ۲ یا ۳ جت در عرضهای متفاوت وجود داشته باشد. (شکل مقابل)

البته تعداد آنها بستگی آنچنانی به فصول سال ندارد یعنی معمولا همان تعداد جتی که در زمستان وجود دارد تقریبا در تابستان هم شکل می گیرد اما دارای جابجایی شمال و جنوبی بوده ، بر روی عرضهای جغرافیایی نوسان میکنند و اغلب در زمستانها در نواحی معتدل شکل میگیرند. بطور کلی میتوان گفت:

۱- جتها دارای سرعتی بین ۵۰ تا ۳۰۰ نات میباشند.

۲- معمولا محدوده سرعت در زمستانها حدود ۲۰۰ نات و در تابستان بین ۷۵ تا ۱۰۰ نات است.

۳- در هسته جت آسمان صاف و در زیر جت ابری است.

ابرهای تشکیل شده در قسمت خارجی جت از نوع سیروسهایی هستند که در جهت وزش باد بصورت رشته رشته درآمده اند.(شکل مقابل)

۴- جتها معمولا دارای ضخامتی در حدود ۳۰۰۰ تا ۷۰۰۰ پا و عرضی برابر با ۱۰۰ تا ۴۰۰ مایل و طولی معادل ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ مایل می باشند.

۵- تعداد جتها در تابستان و زمستان تقریبا برابر است.

۶- عبور جت از یک منطقه نشان از واگرایی هوا در سطوح فوقانی و همگرایی آن در مجاورت زمین است. مراکز کم فشار معمولا در جنوب جت شکل می گیرند ولی در جبهه های مخلوط کم فشار در شمال جت دیده می شود.

۷- از نظر دمایی اگر مرکز مربع مقابل هسته جت فرض شود خواهیم داشت

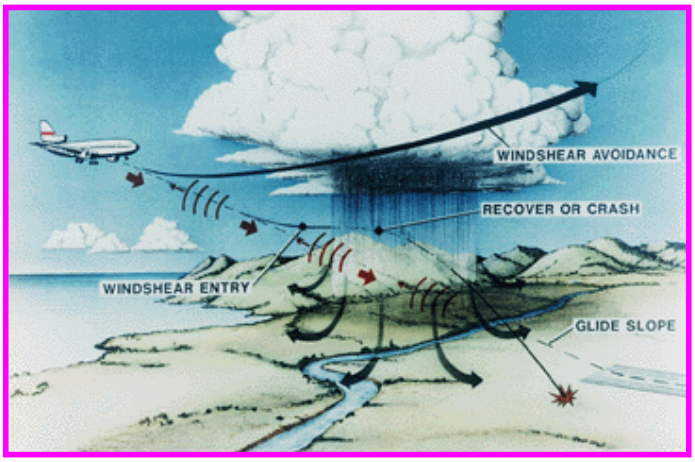
سرد	گرم
گرم	سرد

۸-۱۶) پرواز در جت استریم:

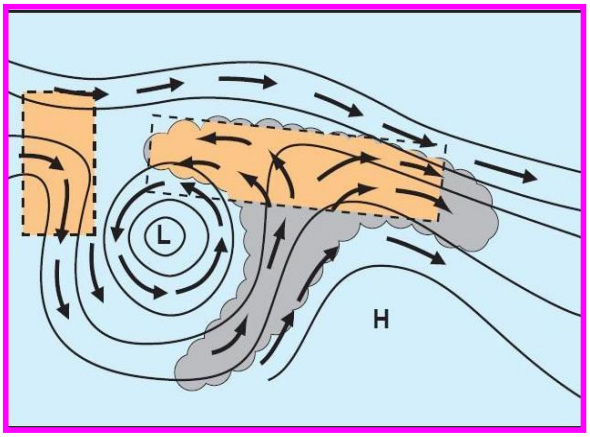
بدیهی است برای خلبانانی که به اندازه کافی در ارتفاع بالا و از غرب به شرق در پرواز هستند مزیت استفاده از جت وجود دارد.بعضی از شرکتهای هواپیمایی نسبت به این موضوع بسیار حساس هستند برای مثال یکی از این شرکتها که در مسیر توکیو به هونولولو مشغول فعالیت است توانسته با استفاده از این مزیت حدود نیم میلیون دلار در مصرف سوخت صرفه جویی داشته باشد.

فصل هفدهم:

توربولانس یا تلاطم



برای هر یک از افرادی که پرواز در باد را تجربه کرده توربولانس واژه نامانوسی بشمار نمی رود. اغتشاشات ایجاد شده در اثر توربولانس در اندازه های هواپیما و یا کوچکتر از آن می تواند باعث ایجاد نیرویهای قوی و غیر یکنواخت بر روی سطح هواپیما گردد که نتیجه آن افت و خیز،پیچش و هرگونه حرکات نامنظم دیگر خواهد بود.مهمترین واکنش هواپیما به توربولانس همان شتاب عمودی کل بدنه است. معمولا در محور زبانه کم فشار(تراف لاین) که تغییر بسیار شدیدی در سمت باد بوجود می آید و یا در جائیکه جریانات هوا با یکدیگر ترکیب می شوند و تغییرات سرعت را در فاصله کم ایجاد می کنند توربولانس بیشتر بوقوع می پیوندد بنابراین باید تلاش کرد تا بکمک روشهایی با عوارض ناشی از سرعت قائم مقابله نمود .در غیر اینصورت به ازای چنین مواردی کاهش ارتفاع رخ می دهد.



۱-۱۷ منابع انرژی توربولانس:

انرژی توربولانس از ۴ منبع عمده کسب می شود که عبارتند از:

۱- همرفت

۲- اصطکاک سطحی

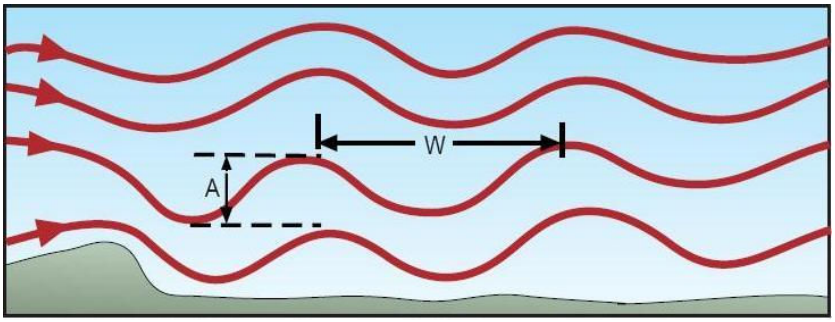
۳- امواج کوهستان (امواج گرانی)

۴- انرژی شارش میانگین در لایه های متلاطم

۲-۱۷ عوامل ایجاد توربولانس:

توربولانس یا تلاطم ممکن است در اثر عوامل متفاوتی بوجود آید که در زیر به شرح مختصر هریک پرداخته شده است.

(۱)- توربولانس مکانیکی:



این توربولانس گاهی توربولانس اصطکاکی نیز نامیده می شود و از اندر کنش بین باد و سطح زمین در پایین ترین لایه تا ارتفاع ۲ کیلومتری بوجود می آید این نوع انرژی تلاطمی در طیف نسبتا گسترده ای آزاد می گردد که تابعی از ناهمواری سطح میباشد. باید بخاطر داشت که باد سطح زمین با تندی بیش از ۱۵ نات با توربولانس همراه خواهد بود و تقریبا می توان گفت بادهای با سرعت بیش از ۱۵ نات در ارتفاع بیش از ۵۰۰۰ پا نیز، حتی بدون وجود ناهمواریهای آنچنانی در سطح زمین، ایجاد توربولانس می نماید.پارامترهای موثر بر شدت این نوع توربولانس عبارتند از:

۱- سرعت باد
۲- ناهمواری سطح زمین
۳- ارتفاع از سطح زمین
۴- وجود انرژی حرارتی در لایه های زیرین
۵- آزاد شدن گرمای نهان در صورت وقوع تراکم

(۲)- توربولانس همرفتی:

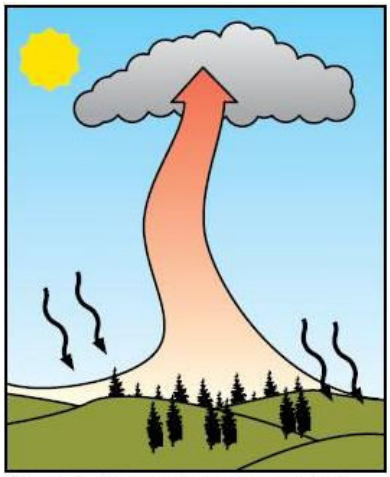


Fig. 1-2 - Convection as a result of daytime heating

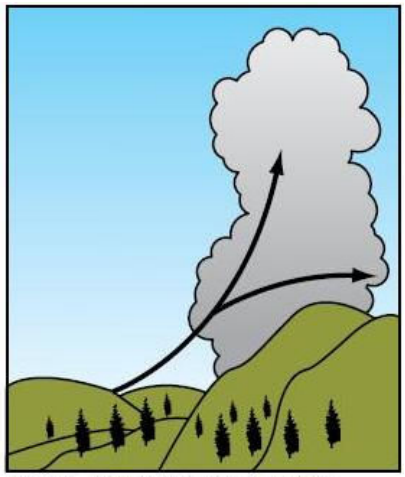
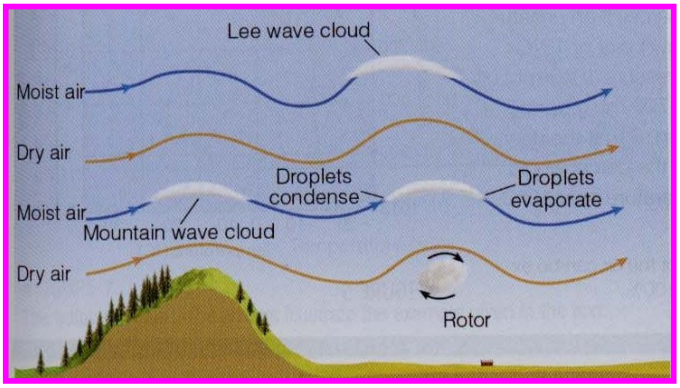


Fig.1-3 - Orographic (upslope) lift

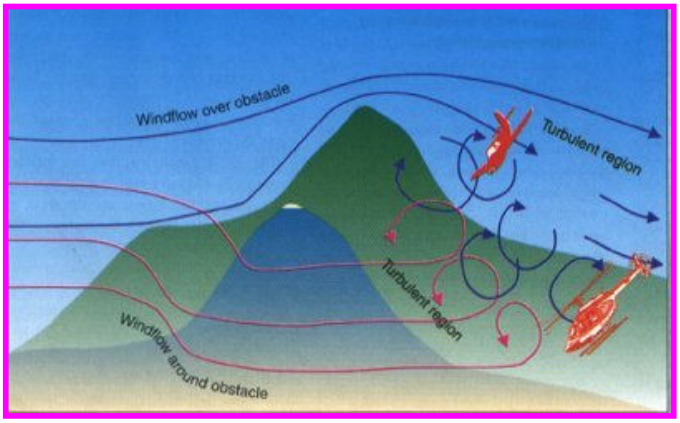
که عبارتست از توربولانس ایجاد شده در اثر گرمایش سطحی ناشی از دریافت ناهمگون انرژی خورشید توسط مناطق مختلف سطح زمین.نظیر مجاورت سطوحی چون دریا و خشکی یا سنگفرش و علفزار یا فضای شهرها ویا جنگلها و بیابانهای

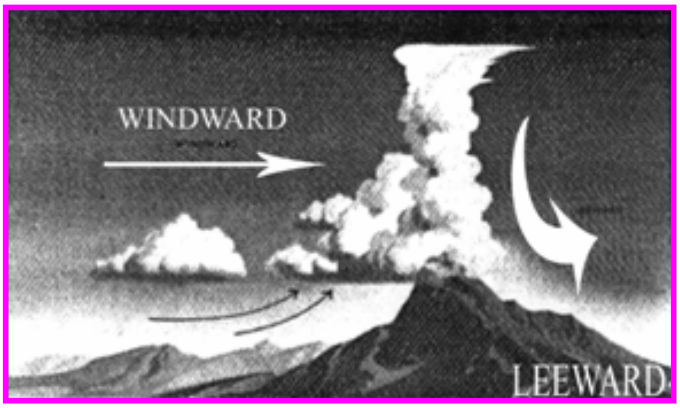
اطراف که این تفاوت در دریافت و انعکاس انرژی باعث تفاوت در سرعت صعود هوای موجود بر فراز این لایه ها می گردد. مشخصه مناطقی که این نوع توربولانس در آنها محسوس خواهد بود دارای آسمانی با ابرهای CB,TCU,CU است. زیرا در هنگامی که هوا از رطوبت کافی برخوردار باشد با وجود چنین حرکت قائمی ابرهای CU تشکیل شده که در صورت ادامه یافتن این وضعیت این ابرها به TCU تبدیل شده و در شدیدترین وضعیت شاهد شکل گیری ابرهای CB خواهیم بود که گاهی قله این نوع ابرها تا بالاترین سطوح پروازی نیز امتداد می یابد و هواپیماهای پیشرفته در هنگام مواجه با این ابر از بالای قله این ابر جایی که به علت وزش بادهای شدید سندان ابر شکل می گیرد عبور می کنند. بسیار دیده شده هواپیمایی که قبل از ورود به TCU در شرایط ایده آل در حال پرواز بوده پس از خروج از این ابر در ارتفاعی بسیار پایینتر و بسیار بالاتر قرار داشته و یا دچار صدمات جدی گردیده است.لازم به ذکر است اگر فعالیت ابربه مرحله تشکیل CB برسد سلولهای فعال همراه با جریانات شدید صعودی و نزولی بخش اعظم ابر را اشغال می نمایند.چینشهای شدید و اندرکنشها، موجب تجزیه جریان به حرکات با مقیاسهای کوچکتر می شوند. این شرایط خاص مرز جریانات بوده که در آنجا تلاطم جوی منبع مهم تکانهای هواپیما می باشد.



البته برای عوارض زمینی معین ،همبستگی زیادی بین مقدار $T = (r * v) / h$ و سرعت باد گاستی وجود دارد.در این رابطه r معیاری از گرمایش تشعشعی ،v سرعت باد و h ارتفاع می باشد. به هر حال این نوع توربولانس در بادهای قوی غیر از مواقع نشستن و برخاستن در هنگام پرواز در نیز برای انواع هواپیماها ایجاد مشکل می نماید. در نتیجه شدید ترین فعالیت همرفتی غالبا در مکان و زمان متمرکز می شود.شدید بودن توربولانس در فعالیتهای همرفتی ،خطر عمده ای برای هوانوردی محسوب می شود.

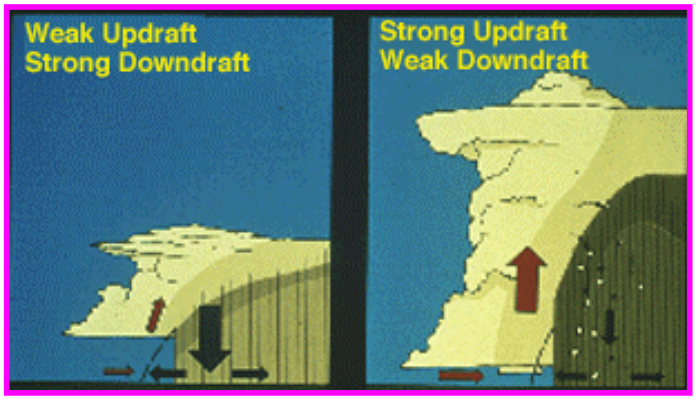
(۳)- توربولانس ناشی از امواج کوهستان:





این نوع امواج در قسمت پناهگاه تپه ها و کوهها در جهان رخ می دهد که غالبا آنها را امواج گرانی می نامند. این نوع از توربولانس به شکل نوسانات عمودی یا مواج در پشت مانع رخ می دهد.طول موج این نوع از امواج از ۵ تا ۲۵ کیلومتر است که در اکثر موارد در حدود ۱۰ کیلومتراست و این طول موج متناسب با سرعت باد است.مشاهدات نشان داده که دامنه عمودی این امواج از سطح زمین تا نیمه تروپوسفر افزایش یافته و در زیر تروپوپاز از بین میرود. در صورت مواجه با این توربولانس خلبان باید در صورت امکان مسیر پروازی را تغییر دهد و درغیر اینصورت بین ۳ تا ۵ هزار پا و یا ۵۰ درصد ارتفاع کوه، از قله فاصله بگیرد همچنین باید از پرواز مستقیم در زیر و اطراف ابرهای غلتان خود داری نمود. معمولا توربولانس در دارای لبه ناهموار هستند شدید تر است و باید از پرواز در درون این ابرها هرگز نباید در قسمت پناهگاه کوه (RAIN SHADOW) و رو به باد ابرهای عدسی شکلی که خودداری نمود.همچنین اقدام به پرواز نمود.

خصوصیات شارش هوا بر روی کوهها:

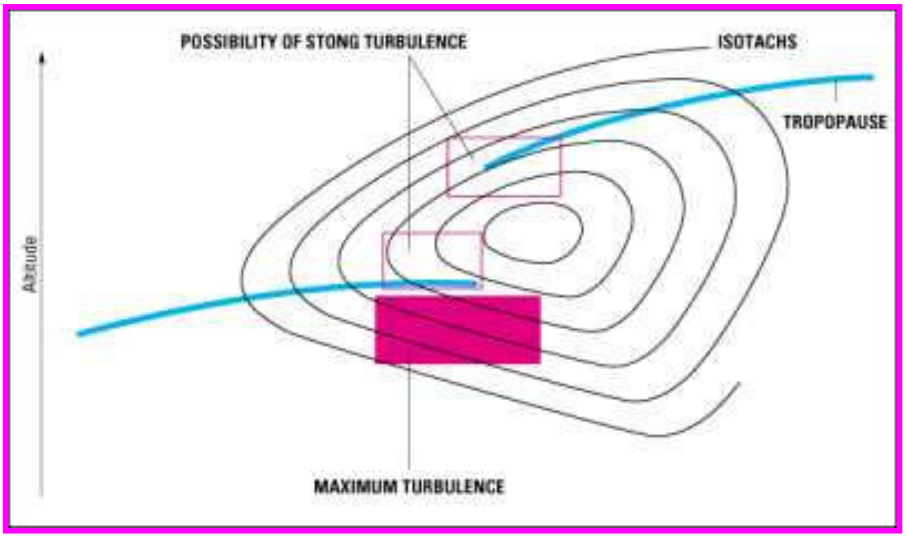


با وجودیکه حرکت امواج غالبا هموار به نظر می رسد ولی دامنه عمودی آنها به ۲ کیلومتر یا بیشتر نیز می رسد.لازم به یادآوری است سرعت عمودی ۵ تا ۱۰ متر بر ثانیه با حداکثر ۲۵ متر بر ثانیه نیزدر این امواج بر روی کوههای نسبتا بلند،غیر عادی نیست البته گاهی سرعتهای عمودی ۴۰ متر بر ثانیه نیز گزارش شده است. شواهد

حاکی از آنست که جریان هوا غالبا نامتقارن بوده و سرعتهای متفاوتی در جریانات صعودی و نزولی وجود دارد.این حرکات عمودی باعث افزایش یا کاهش ارتفاع هواپیما می گردد.

(٤)- توربولانس هوای صاف:(CAT)

CAT همچون WAKE TURBULENC که در آینده به توضیح آن پرداخته خواهد شد پدیده ای است که در هوای صاف بوقوع می پیوندد. این نوع از توربولانس دارای ماهیت ناپیوسته ای است و با سریع بودن تکانها از دیگر توربولانسها تمیز داده می شود و به همین دلیل گاهی به آن اثر سنگفرش نیز می گویند.CAT از طریق رادار و نقشه های سینوپتیکی بسادگی قابل آشکار سازی نبوده و ابعاد افقی آن در حدود ۸۰ کیلومتر است که تا ۵۰۰ کیلومتر هم مشاهده شده و میانگین گسترش عمودی آن حدود ۶۰۰ متر است که می تواند تا ۳۰ متر نیز کاهش یابد. یکی از بزرگترین خطراتی که متوجه هواپیماها می باشد توربولانس هوای صاف است این نوع توربولانس که بدون هیچگونه علائم ظاهری و اخطار، در محدوده ارتفاعی ۱۵ تا ۳۰ هزار پایی مشاهده شده، خطرات جدی را برای هواپیما بدنبال داشته ، دارای امواج سینوسی بوده و در ۷۵٪ موارد در آسمان صاف و در ۲۵٪ موارد در ابرهای سیروسی مشاهده شده است.



در اکثر موارد CAT با جت استریم همراه است بخصوص در نقاطی که افزایش و یا کاهش ناگهانی سرعت باد با ارتفاع وجود دارد. (جت ها در زمستانها قویترند) بطوریکه می توان ادعا نمود CAT در تمام طول جت با شدت ثابت وجود دارد.معمولا در نقاطی که گرادیان باد بیش از ۸ نات در هزار پا باشد این پدیده قابل مشاهده است.نقاطی که بیشترین احتمال بروز CAT را در خود نهفته دارند عبارتند از:

۱- درقسمت زیر ، چپ و عقب هسته جت در ارتفاع ۲۲ تا ۲۸۰۰۰ پایی

۲- بالای هسته جت و حول و حوش تروپو پاز بین ۳۵ تا ۵۰ هزار پایی آنهم در محدوده ای به وسعت ۳۰۰ کیلومتر که شدید ترین چینش های باد در همین مناطق مشاهده شده است.(شکل فوق)

CAT هرگز در هسته جت وجود ندارد اما می تواند تا ارتفاعات بالاتر ادامه داشته باشد و با الگوهای دیگر جریان باد همراهی کند.برای مثال در درون ویا نزدیکی یک تراف عمیق با زاویه شکست تند و با سرعت باد بالای ۲۰ نات نیز میتوان انتظار مشاهده CAT را داشت اگر چه سرعت باد در چنین موقعیتی نسبت به سرعت باد در جت ناچیز است اما اختلاف جهت باد در دو طرف تراف قابل توجه است. (بیش از ۹۰ درجه)

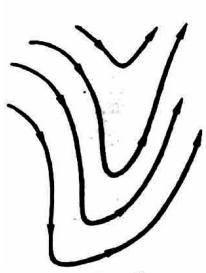


Figure 19–7 Clear-air Turbulence Associated with Sharp Trough.

همچنین ممکن است CAT در اطراف یک مرکز کم فشار نیز وجود داشته باشد بخصوص اگر جریانات در حال یکی شدن و یا جدا شدن از هم باشند.البته در قسمت شمالشرقی یک CUT OFF LOW نیز (شکل مقابل) احتمال بروز CAT وجود دارد. شواهد زیادی وجود دارد که ناهمواریهای سطح زمین در ایجاد توربولانس سطوح بالا نیز موثرند بطوریکه وقوع پدیده CAT در تروپوسفر میانی و فوقانی نسبت به دریاها از فراوانی بیشتری برخودار است.

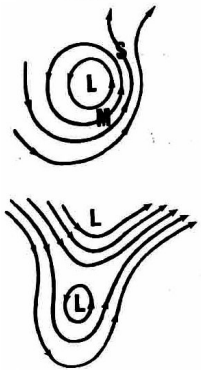
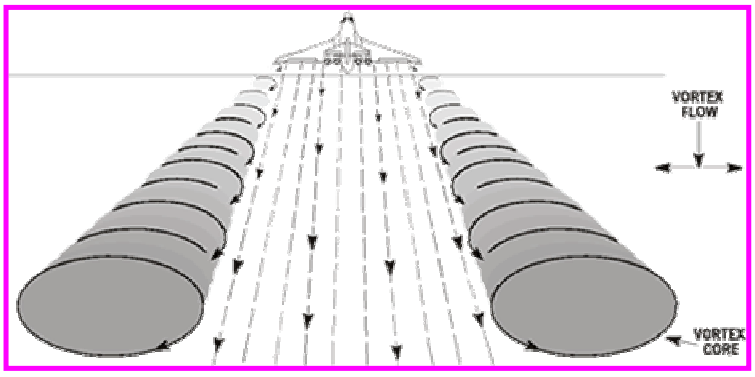


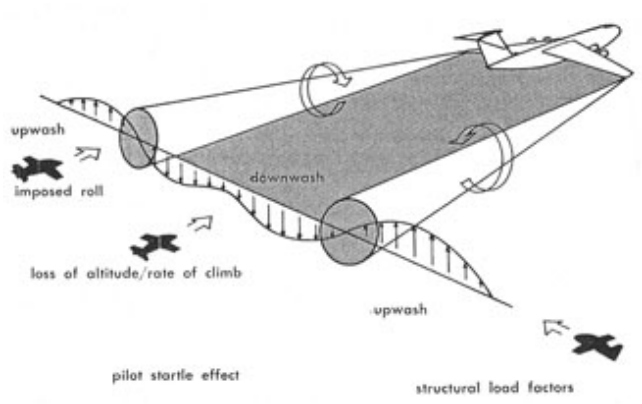
Figure 19–8 Upper: Clear-air Turbulence associated with Closed Low (M-merging flow; S-splitting flow). Lower: Clear-air Turbulence Associated with Cut-off Low.

(۵)- توربولانس ایجاد شده در نوک بالها و یا در پشت هواپیماهای پهن پیکر: (WAKE TURBULENCE)W.T



این نوع توربولانس نیز از جمله پدیده هایی است که در هوای صاف بوقوع می پیوندد و با جثه هواپیماها رابطه مستقیم دارد. و همچون دو تونل موازی با قطری حدود ۱۵ متر، در نوک بالها و در پشت هواپیما شکل می گیرد که البته طول این تونلها در ارتفاع کروز به ۱۵ تا ۶۰ کیلومتر نیز می رسد.از لحظه برخاستن یعنی از هنگامی که وزن هواپیما از چرخها به بالها منتقل می گردد،همزمان با تولید نیروی برا، جریانات مدوری موسوم به W.T در پشت هواپیما تشکیل شده و تا لحظه فرود ادامه می یابد. همانطور که در اشکال مقابل نشان داده شده این نوع توربولانس ناشی از حرکتهای پیچکی ایجاد شده در نوک بالها و یا دم هواپیما و بخصوص هواپیماهای سنگین

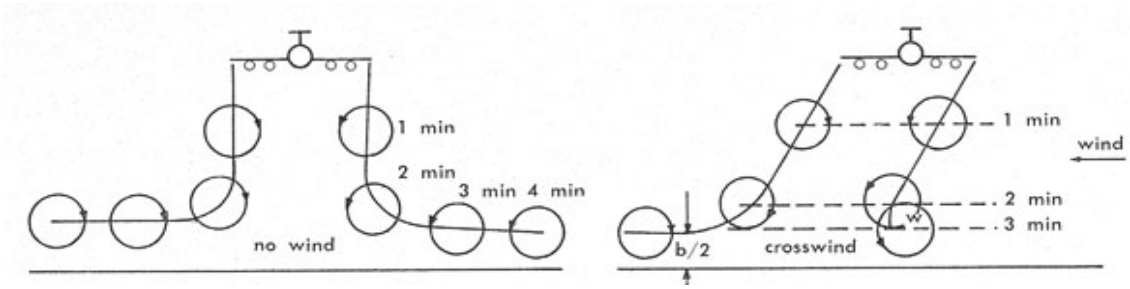
بوده و گاهی تحت عنوان jet wash نیز شناخته می شود و در هنگام نشست و برخاست هواپیماها می تواند برای سایر هواپیماهای در حال پرواز در همان مسیر بسیار خطر آفرین باشد.



به همین دلیل ضروری است که هواپیما یی که قصد نشتن و یا برخاستن دارند مدتی را برابر مقررات پروازی تامل نمایند تا جریان هوا بر روی باند به حالت عادی باز گردد.حرکتهای پیچکی ایجاد شده در نوک بالها در درجه اول خطر ناکترین مولفه این نوع توربولانس بشمار می روندکه با نصب بالک در نوک بالها سعی می کنند خطرات ناشی از این نوع توربولانس را کاهش دهند.البته jet wash در سرعت های زیاد و اغلب بدلیل خروجی اگزوز ایجاد می گردد اما WAKE TURBULENCE معمولا در سرعت های پایین در هنگام نشستن و برخاستن مطرح است و اغلب ناشی از جریان های پیچکی ایجاد شده در نوک بالهاست.

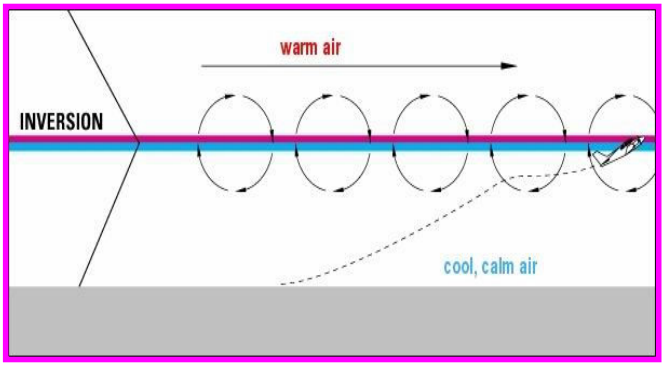
در ارتفاعات بالا این حرکتهای پیچکی با سرعت ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر فوت بر ثانیه به سمت پایین حرکت می کنند و در حدود ۵۰۰ تا ۹۰۰ فوت زیر هواپیما تثبیت می گردند. به همین دلیل خطری متوجه هواپیماهایی را که در ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ پا پرواز می کنند نمی باشد. W.T توسط بالگردها نیز تولید می گردد و در بعضی موارد W.T تولید شده توسط بالگردها به مراتب شدید تر از W.T تولید شده توسط هواپیماهای هم وزن آنهاست. شدید ترین W.T توسط بالگرد هایی ایجاد می شود که با حداقل سرعت ۲۰ تا ۵۰ نات حرکت می کنند. البته بعضی از بالگردها با جثه متوسط دارای ملخ ۲ تیغه توانایی تولید W.T معادل بالگردهای سنگین دارای ملخ های با تیغه های بیشتر را دارند.

در صورت عدم وزش باد سطح زمین در حین نشستن و یا برخاستن هواپیما نحوه حرکت W.T بدین گونه است که در حین نشست به سمت زمین بصورت عرضی از باند دور می شود. وزش باد پهلو بین ۳ تا ۵ نات



باعث باقی ماندن بخش رو به باد W.T ، در روی باند و انتقال قسمت پشت به باد W.T به باند مجاور می گردد. معمولا برای جلوگیری از سوانح پروازی سعی می شود که هواپیماهای سبکتر ۲ تا ۳ دقیقه پس از هواپیماهای بزرگتر اقدام به نشستن و یا برخاستن نمایند.لازم به یاد آوری است بزرگی،وزن زیاد،سرعت کم،زاویه حمله زیاد هواپیما و بسته بودن چرخ و فلاپ از عوامل تشدید کننده این نوع توربولانس می باشد. معمولا توصیه می گردد که در صورت فرود پس از هواپیماهای بزرگ باید فاصله ای حدود ۷ کیلومتر را جهت ایمنی از هواپیمای جلویی حفظ نمود و در صورتیکه هواپیمای جلویی از نوع هواپیماهای غول پیکر باشد این فاصله به ۱۱ کیلومتر افزایش می یابد. همچنین برای برخاستن از باندهای متقاطع یا مخالف باید حداقل ۳ دقیقه را به عنوان زمان انتظار در نظر گرفت

(٦)- توربولانس ناشی از سطوح وارونگی و جبهه ای:



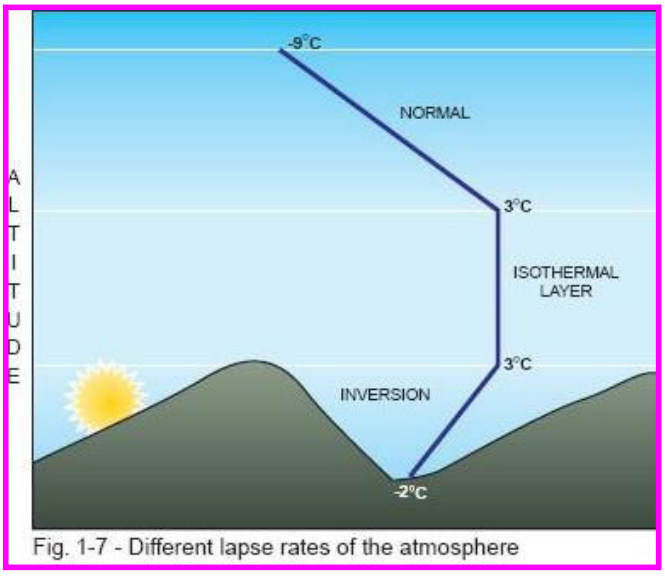


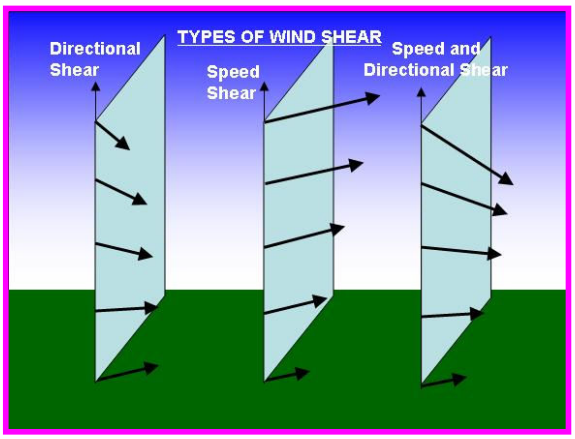
Fig. 1-7 - Different lapse rates of the atmosphere

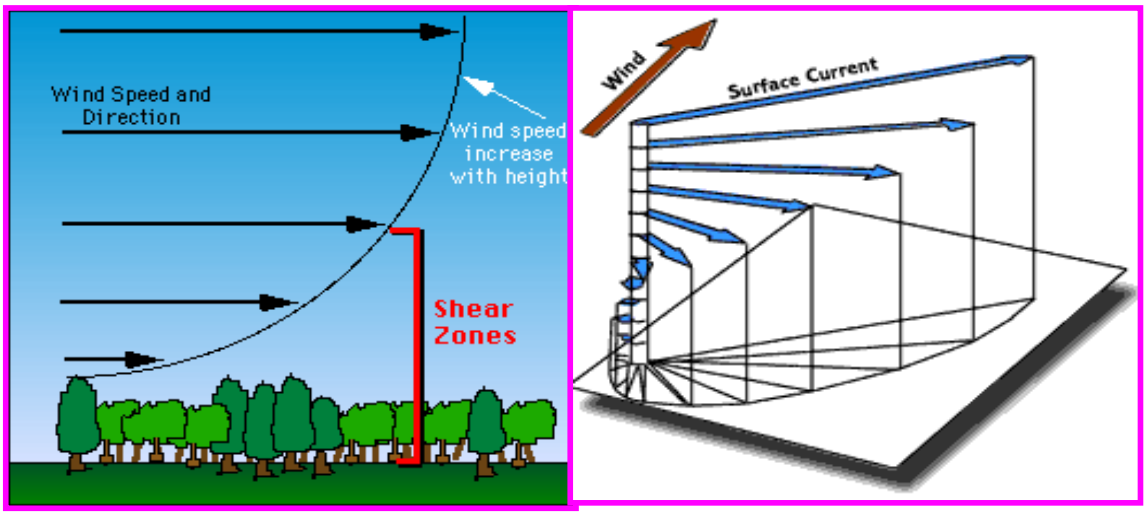
هنگام عبور از روی جبهه های ضعیف شاید هواپیما تنها یک و یا تعداد معدودی تکان را تجربه کند اما در مجاورت جبهه های فعال بخصوص آنهایی که با ابرهایی نظیر CU,TCU,CB همراه باشند مانند جبهه های سرد و یا خط ناپایداری توربولانس بسیارشدید است.عموما ضخامت ناحیه توربولانسی در مناطق جبهه ای به چندین کیلومتر می رسد ولی با توجه به ملایم بودن شیب منطقه جبهه، گسترش افقی آن خیلی بیشتر از ضخامت عمودی آن می باشد از اینرو مناسب است که هواپیما با تغییر نسبتا سریع ارتفاع ،زمان عبور از منطقه توربولانسی را کاهش دهد.

در عبور از وارونگی دما نیز برای هواپیما توربولانس رخ می دهد. علت آن تغییر نیروی بالابرنده در اثر اختلاف چگالی هواست. ناپیوستگی باد نیز از عوارض وارونگی دماست. برای اجتناب از تغییر عمده در سمت و سرعت باد مناسب است که ارتفاع پرواز تغییر کند.

(۷)- توربولانس ناشی از تغییر جهت و یا سرعت باد: (wind shear)

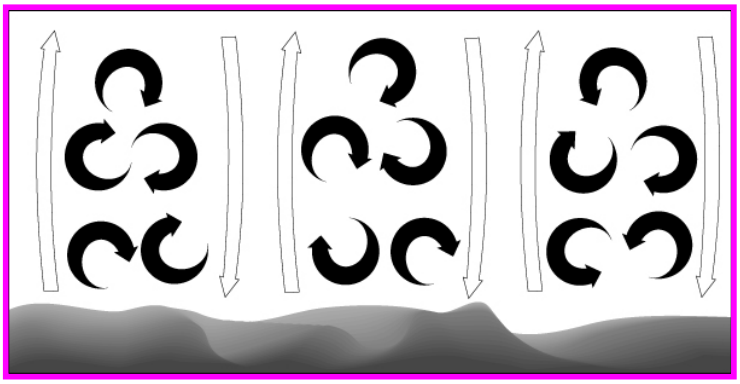
چینش باد یا وینڈ شیر عبارتست از یک تغییر محلی در سمت و سرعت باد نسبت به فاصله زمانی. در این حالت برخورد هوا با زمین چرخشی ایجاد می نماید که تاثیر دینامیکی ناهمگونی را بر روی هواپیما بوجود می آورد. و این نوع توربولانس در اثر تغییرات ناگهانی سمت و سرعت باد در یک مسافت کوتاه بصورت افقی یا عمودی در تمام ارتفاعات ایجاد گردیده و مهمترین عامل در سوانح هوایی بشمار میرود.





۳-۱۷) طبقه بندی توربولانس بر حسب شدت آن:

الف- ملایم (LIGHT)



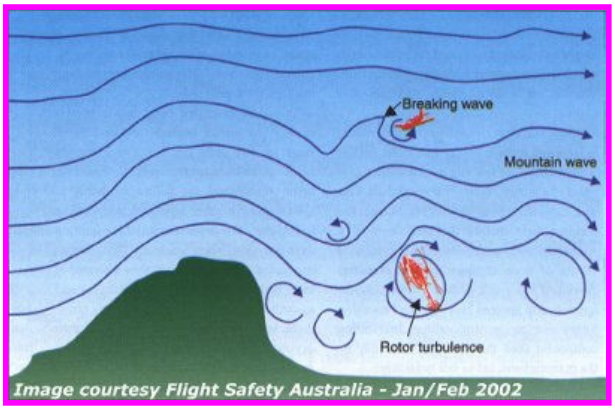
که بصورت لحظه ای باعث تغییراتی در ارتفاع هواپیما می گردد در این نوع توربولانس استفاده از کمر بند ایمنی توسط مسافران احساس نمی شود،حتی اشیاء سبک در جای خود ثابت باقی می مانند و باعث نوساناتی در حدود ۵ الی ۱۵ نات در سرعت می گردد. این نوع توربولانس در مناطق کوهستانی با باد ملایم،در یک

هوای صاف روی مناطق گرم بعلت وجود جریانات قائم، در داخل و کنار ابرهای کومولوس، در محل تشکیل مراکز و زبانه های کم فشار سطوح فوقانی جو و در لایه وارونگی تا ارتفاع ۵۰۰۰ پایی در صورت وزش باد با سرعت ۱۵ نات به چشم می خورد.

ب- متوسط(MODERATE)

در این نوع توربولانس علاوه بر تغییرات ارتفاعی باعث تغییراتی در سرعت هواپیما نیز می گردد ولی هنوز هواپیما قابل کنترل خواهد بود. نیاز به استفاده از کمربند ایمنی احساس می شود ،اشیاء سبک تمایل به غلتیدن یا سر خوردن دارند و باعث نوساناتی در حدود ۱۵ الی ۲۵ نات در سرعت می گردد. این نوع توربولانس در مناطق کوهستانی وقتی که باد با سرعت ۲۵ تا ۵۰ نات و عمود بر خط الراس کوه بوزد، در داخل و یا نزدیکی ابرهای کومولوس،در صورت تغییرات سرعت باد به ازای هر ۱۰۰۰ پا ۵ نات و یا بیشتر و در صورت وزش باد با سرعت ۲۵ نات درلایه مجاور سطح زمین تا ارتفاع ۵۰۰۰ پایی و همراه با گرمایش سطحی کاملا محسوس می باشد.

پ- شدید (SEVER)

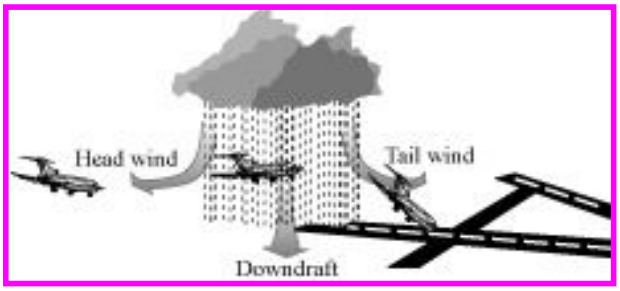


این نوع توربولانس باعث تغییرات شدید و ناگهانی در ارتفاع و سرعت هواپیما گردیده و ممکن است خلبان بصورت لحظه ای کنترل هواپیما را از دست بدهد و فشار زیادی از طرف صندلی و کمربندها به مسافران وارد شود و اشیاءسبک در درون هواپیما به اینطرف و آنطرف پرتاب می گردند و نوسانات سرعت بیش از ۲۵ نات می باشد. این نوع توربولانس در مناطق کوهستانی با باد بیش از ۵۰ نات عمود بر خط الراس ،در داخل ابرهای غلطان (ROTOR CLOUD) ،در نزدیکی تروپوپاز و در محل وقوع امواج کوهستانی و در

نزدیکی و یا داخل ابرهای CB که در حال رشد و یا تکمیل هستند،در بخش شمالی هسته جت و در مراکز و یا زبانه های کم فشار سطوح فوقانی به چشم میخورد.

ت- توربولانس خیلی شدید: (EXTREME TURBULENCE)

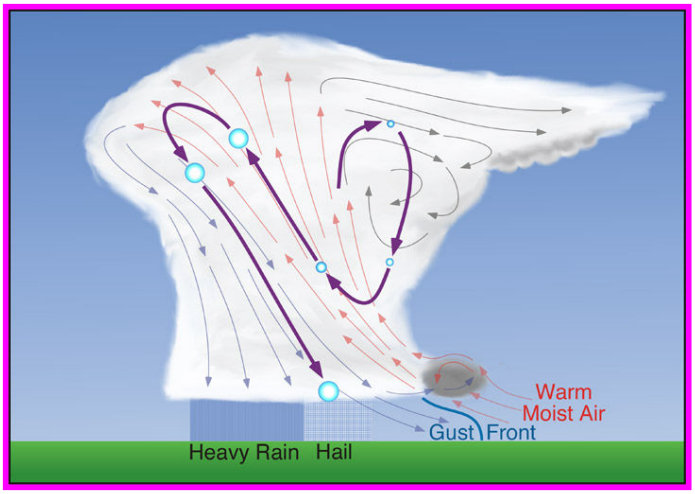
اگر چه این نوع از توربولانس بندرت اتفاق می افتد ولی در صورتی که هواپیما در چنین شرایطی قرار گیرد غیر قابل کنترل خواهد شد.علاوه بر این سرعت هواپیما دارای نوسانات بسیار شدید و بیش از ۲۵ نات خواهد بود و منجر به وارد شدن صدمات جدی به ساختار هواپیما می گردد. این نوع توربولانس در تند باد



شدید (SQUALL LINE) ، در ابرهای غلطان و در داخل ابرهای طوفانزا (CB)همراه با ریزش شدید تگرگ با قطر ۲ سانتی متر یا بیشتر به چشم می خورد.

البته از منظر دیگر می توان توربولانس را بر حسب شتابی که در جهت قائم ایجاد می نماید بصورت جدول زیر دسته بندی نمود. (g همان شتاب جاذبه است که مقدار آن برابر با ۹/۸ متر بر مجذور ثانیه می باشد)

انواع توربولانس	شدت بر حسبg
خفیف	< 0.2 g
متوسط	0.3 g – 0.5 g
شدید	0.6 g – 1.0 g
خیلی شدید	> 1.0 g

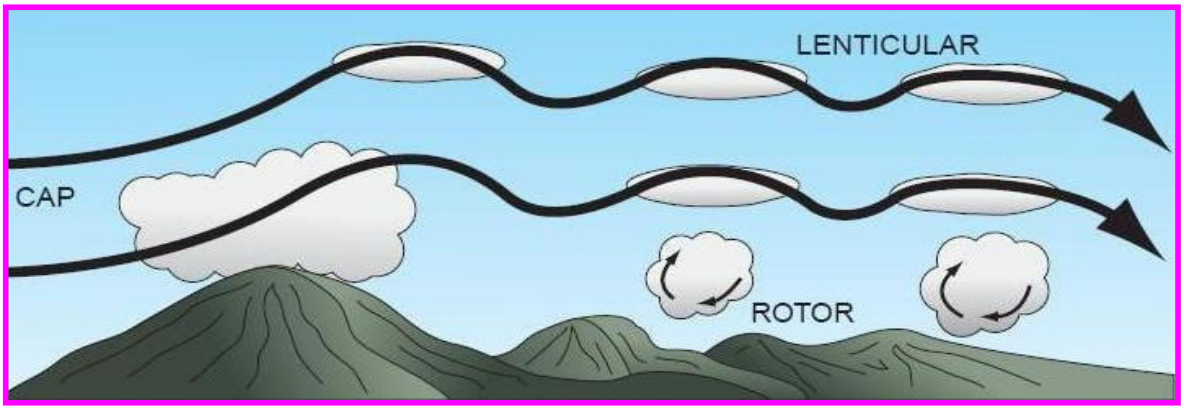


٤-١٧) تاثیرات توربولانس:

بطور کلی توربولانس باعث تکانهایی با شدتهای مختلف بر بدنه و قطعات هواپیما می گردد که این تکانها در صورت شدت زیاد می تواند منجر به جدا شدن قطعات از یکدیگر و یا سقوط هواپیما گردد. عواملی همچون نوع ،سرعت،ارتفاع هواپیما و فصل در بروز و یا شدت توربولانس موثر می

باشند.

همچنین توربولانس باعث خستگی خلبان و در نتیجه کاهش کارایی اوگردیده و در تصمیم گیری او تاخیر ایجاد می نماید. در زمان وقوع توربولانس شاید دستگاهها سالم بنظر برسند ولی قابل اطمینان نیستند. باید بخاطر داشت که ابرهای غلتان ، برق (LIGHTNING) و ابرهای CB از مهمترین نشانه های توربولانس می باشند.



۵-۱۷) ابرها و انواع توربولانس:

توربولانس موجود در ابرهای گوناگون را می توان به شرح جدول زیر طبقه بندی نمود

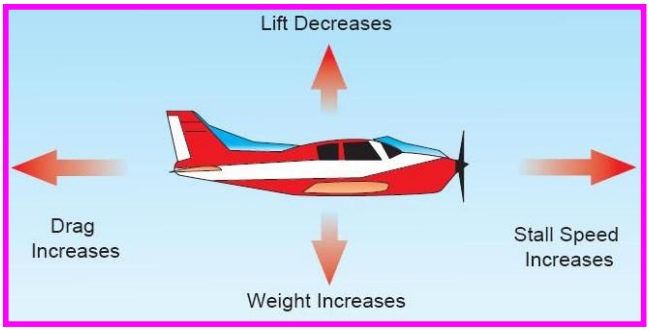
نوع ابر	نوع توربولانس
Ci – Cs – Cc – Ac - As	توربولانس خفیف یا بدون توربولانس غیر از مواردی که آلتوکومولوس قصری شکل (C_M=8) با ابر Cb یکی گردد.
Sc	توربولانس متوسط
Ns	توربولانس متوسط. البته ممکن است در کف ابر، توربولانس شدید نیز مشاهده شود.
Cu – Tcu - Cb	توربولانس شدید، که معمولا با حرکتهای بالا و پایین رونده، در وسط و زیر ابر همره است

فصل هیجدهم:

یخبندان در پرواز

۱-۱۸) یخزدگی و خطرات ناشی از آن در پرواز:

پوشش یا نفوذ یخ بر هر جسمی را یخزدگی گویند و یکی از عوامل خطرناک برای پرواز هواپیما یخزدگی است و با اینکه می توان وجود یا عدم وجود آنرا پیش بینی نمود ولی مبارزه با آن کار ساده ای نیست.آیا به عنوان یک هواشناس هرگز به این مطلب اندیشیده اید که چرا وجود یخ در پرواز چندان خوشایند نیست؟ در پاسخ به این سئوال می توان عوامل متعددی را بر شمرد که برخی از آنها عبارتند از :



۱- بر هم زدن جریان منظم هوا

۲- افزایش نیروی پسا(drag)

۳- کاهش نیروی برا (lift)

۴- افزایش وزن

۵- کم شدن دید

۶- اختلال در سیستم کنترل پرواز

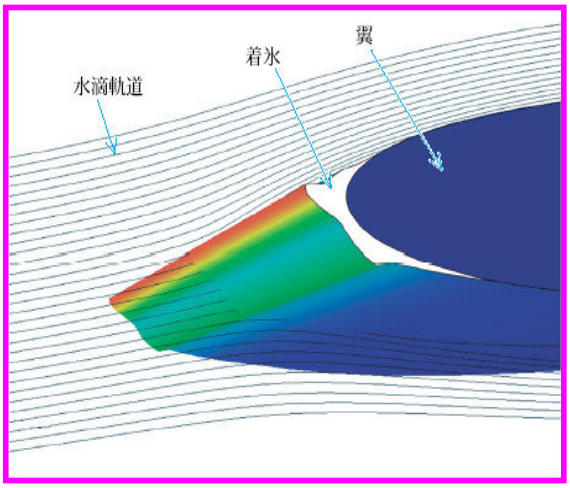
۷- اختلال در دستگاههای مخابراتی

البته افزایش وزن ایجاد شده در مقابل کاهش نیروی برا آنچنان قابل ملاحظه نبوده و نحوه تشکیل یخ بر روی اجزاء بدنه هواپیما بگونه ای است که تمامی سطوح آزاد هواپیما از بالها گرفته تا ملخ ها ، حباب کابین ، آنتنها ، ورودیهای هوا و دریچه ها را می پوشاند.تجمع یخ باعث می شود که آنتنها بشدت مرتعش گردند که این ارتعاش گاهی با شکستن خاتمه می یابد.آزمایشات انجام شده نشان داده است پوشش برف یا یخی به ضخامت یک کاغذ سنباده قادر است کاهشی به اندازه ۳۰ درصد در نیروی برا و افزایشی به اندازه ۴۰ درصد در نیروی

پسا ایجاد نماید. تحقیقات نشان می دهد که حتی پس از یخ زدایی سطوح حفاظت شده ، نزدیک به ۳۰ درصد پسای کلی ناشی از یخ زدگی باقی می ماند . زیرا حتی هواپیماهایی که به وسایل لازم برای پرواز در شرایط یخ زدگی مجهز شده اند ، در بخش هایی که به این سیستم مجهز نیستند ، با پدیده یخ زدگی مواجه می شوند . این بخشها عبارتند از آنتن ها، اتصالات بالچه ها ، ارابه های فرود ثابت ، برف پاکن ها و.... غیره.

Ice can cause antennas to vibrate so severely that they break

بطور کلی رطوبت بیش از ۹۸٪ ،در صورت تراکم یا تصعید امکان بروز مشکلاتی را برای موتور ویا بدنه هواپیما فراهم میکند. یخبندان در اثر برخورد و تماس قطرات آب ابر سرد (SUPER COOLED WATER) با قسمتهای جانبی هواپیما بوجود می آید و بر بدنه ،موتور ،ملخ ، محورهای چرخشی هواپیما و همچنین بر قسمتهای داخلی نیروی محرکه تاثیر منفی دارد. یکی از ساده ترین اثرات یخزدگی در بدنه هواپیما، برهم خوردن عبور منظم جریان هوا، از روی بدنه هواپیما میباشد که کاهش نیروی برا را تا بدنبال دارد. توزیع غیر یکنواخت مقدار یخ بر روی بدنه هواپیما علاوه بر افزایش وزن باعث ایجاد لرزش و برهم خوردن تعادل هواپیما گردیده وحتی قدرت ارتباط رادیوی هواپیما به علت تشکیل یخ بر روی آنتن هواپیما کاهش می یابد که معمولا برای جلوگیری از انتقال برودت از بدنه هواپیما به سیم آنتن، از مقره(عایق چینی) استفاده می کنند.میزان تشکیل یخ بر بدنه هواپیما بستگی به میزان رطوبت موجود در جو و برودت هوا و به عبارتی به قدرت یخبندان دارد که ممکن است ۲ تا ۳ سانتی متر در ساعت و یا در دقیقه باشد.



بطور کلی تشکیل یخ بر روی هواپیما به شرح زیر باعث کاهش توانایی آن از ابعاد مختلف میگردد :

۱- با تشکیل یخ روی بالها و سطوح تولید نیروی برا ، حالت آئرودینامیکی هواپیما مختل خواهد شد.

۲- وزن و نیروی پسا (DRAG) افزایش و نیروی برا (LIFT) کاهش می یابد.

۳- یخزدگی ملخها باعث کاهش نیروی پیشرانه (THRUST)و یخزدگی کاربراتور یا دهانه ورودی هوا به موتور باعث کاهش قدرت موتور میگردد.

۴- سرعت واماندگی هواپیما (STALLING SPEED) افزایش می یابد.در صورت تشکیل یخ ضخیم ، ممکن است در کار سیستمهای کنترل فرامین نیز اختلال ایجاد شود.

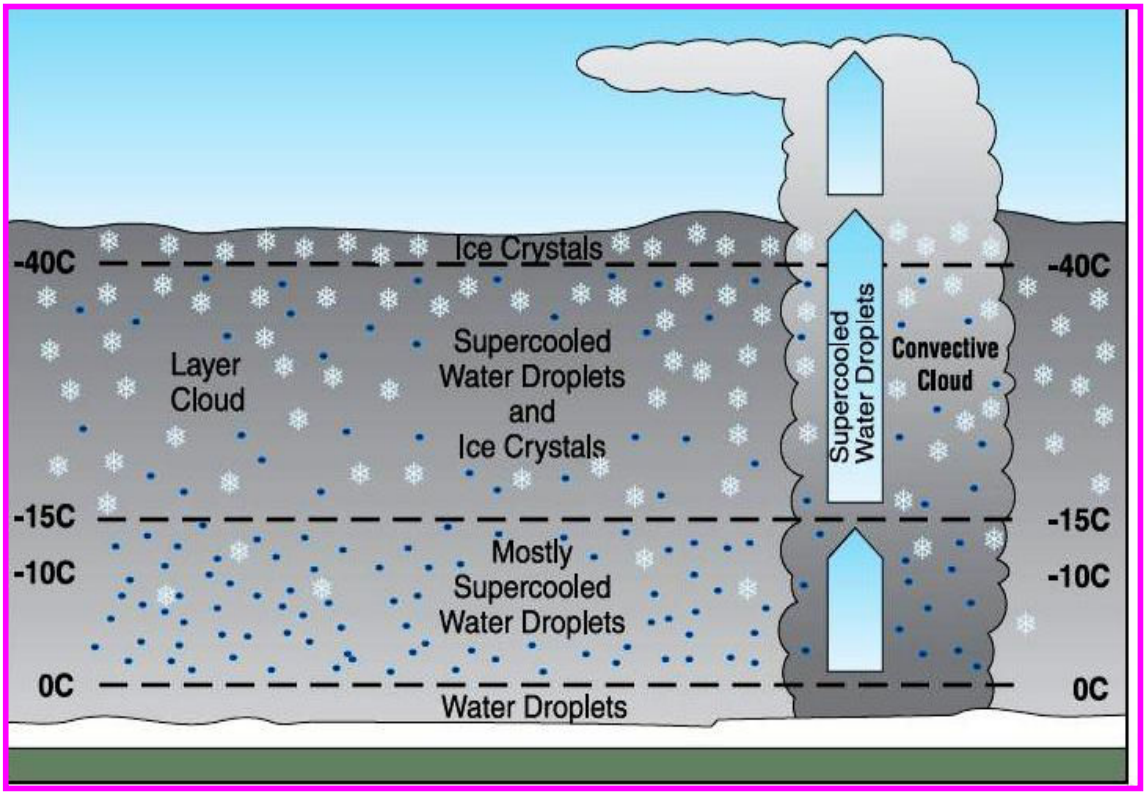
۵- تشکیل یخ بصورت نامتوازن بر روی ملخ ها میتواند باعث ایجاد لرزش و در نتیجه وارد شدن صدمه گردد.

۶- در هواپیمای جت ،کنده شدن قطعات یخ و ورود آن به موتور ،باعث صدمه دیدن پره های کمپرسور میگردد.

۷- تشکیل یخ در سیستم PITOT-STATIC باعث عملکرد غلط نشاندهنده های ارتفاع ، سرعت و میزان صعود و نزول در واحد زمان (VERTICAL SPEED) میگردد.

۸- تشکیل یخ روی آنتن رادیو باعث کاهش کیفیت مکالمات و یخزدگی شیشه بادگیر(wind shild)کاهش دید را بدنبال خواهد داشت.

۹- حتی در روی زمین نیز وجود برف و یخ در روی سطح باند، مشکلات ترمز و توقف را همراه خواهد داشت.



۲-۱۸) علل یخزدگی:

در مورد علت یخزدگی میتوان گفت که تشکیل یخ و برفک نیازمند وجود آب یا هوای بسیار مرطوب و شرایطی برای سرد شدن هوا به درجه برودت کمتر از صفر است .

قطرات آب در جو میتواند حتی تا حدود ۴۰- درجه سانتیگراد در درجه برودت زیر صفر به شکل آب ابر سرد (SUPER COOLED WATER) وجود داشته باشد

سه راه بسیار متداول برای کاهش برودت هوا درجو که عبارتنداز:

(الف)تماس با یک سطح بسیار سرد

(ب) سرد شدن از طریق انبساط مولکولهای هوا

(ج) تبخیر

۳-۱۸) انواع یخزدگی:

در امور هوانوردی دو نوع یخزدگی از اهمیت ویژه ایی برخوردار میباشد که عبارتند از:

الف- یخزدگی بدنه هواپیما (STRUCTURAL ICING)

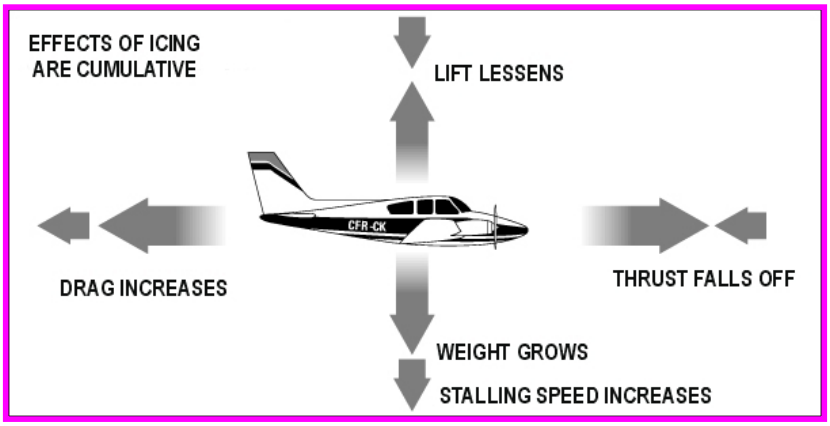
ب- یخزدگی القایی یا یخزدگی موتور (INDUCTION ICING)

الف- یخزدگی بدنه هواپیما: (یخ سازه ای)

به تشکیل یخ بر روی قسمتهای خارجی هواپیما یخزدگی بدنه هواپیما اطلاق میگردد که شامل یخزدگی بالها ،دم ،ملخ ها ،آنتن رادیو ، شیشه جلو(حباب کابین) ، لوله پیتوت و سوراخهای static هواپیما میگردد.تاثیر مهم یخزدگی بدنه کاهش خاصیت آئرودینامیکی هواپیماست. سرعت جمع شدن یخ بر روی سطوح به شکل آنها بستگی دارد . بال های مدرن و نازک نسبت به بالهای ضخیم تر قدیمی که شتاب جریان روی آن ها بیشتر است در معرض یخ زدگی بیشتری قرار دارند . سطوح دم یک هواپیما به طور معمول سریعتر از بال دچار یخ زدگی می شوند . و رفع عدم تعادل ایجاد شده در هواپیما در اثر یخ زدگی دم در ارتفاعات پایین تقریبا غیر ممکن خواهد بود. حتی مقادیر کم یخ نیز بر روی بال تاثیرگذار خواهد بود و اگر این یخ زبر باشد ، تاثیر بیشتری خواهد داشت.یخ زدگی باعث بروز مشکلات جدی در کنترل غلتش(rolling) هواپیما می شود.یخ های روی بال می توانند باعث تغییر شکل آیرودینامیکی بال شده و تقارن بین دو بال را بر هم بزنند.احتمال تجمع یخ بر روی قسمت بیرونی بال (نوک بال) که معمولا نازک تر نیز می باشد بیشتر است و بنابراین واماندگی زودتر رخ می دهد. معمولا در هنگام یخ زدگی ، بال در زاویه حمله کمتر و بنابراین در سرعت بالاتری وا می ماند . بال هواپیما معمولا طوری طراحی می شود که واماندگی ابتدا در ریشه آن اتفاق بیفتد و سپس به سمت خارج پیشروی کند تا واماندگی با از کارانداختن شهپرها، در کنترل غلتش اختلال ایجاد نکند . اما یخی که در قسمت جلویی شهپرها جمع می شود با تاثیر روی جریان هوا باعث ایجاد مشکل در کنترل غلتش می شود . البته ممکن است فشار جزیی جلویی روی بالابرها به چسبیدن دوباره جریان به شهپرها کمک کند . سکان افقی هواپیما با تولید نیروی برآ به سمت پایین ، دماغه هواپیما که تمایل به پیچش به سمت پایین دارد را،

متعادل نگاه می دارد . با واماندگی دم این نیرو کم شده یا به کلی از بین می رود و باعث چرخش هواپیما به سمت پایین می شود . از آنجایی که دم در لبه حمله ، شعاع کوچکتری داشته و طول وتر آن نیز از بال کوچکتر است ، می تواند تقریبا دو تا سه برابر بیشتر از بال ،یخ جمع کند و اغلب هم این یخ ها توسط خلبانان قابل مشاهده نیست .

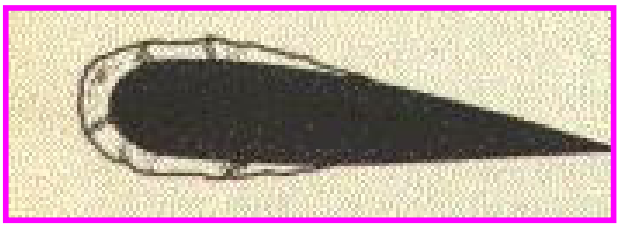
از نظر قانونی هواپیماهایی که تجهیزات لازم برای پرواز در شرایط یخ زدگی را ندارند ، اجازه پرواز در مناطقی با این شرایط را نخواهند داشت. تجهیزات معمولی مانند گرم کن ملخ یا شیشه جلو برای پرواز در چنین شرایطی کافی نیست .این تجهیزات تنها فرار از این شرایط را آسان تر می کنند .یکی دیگر از قسمتهای هواپیما که می تواند به سرعت دچاریخ زدگی شود، لوله پیتوت است که با از کارافتادن گرم کن مسدود شده و به جای نشان دادن فشار دینامیکی ، همواره فشار استاتیکی را اندازه گیری می کند ومتعاقبا به جای نشان دادن سرعت به ارتفاع سنج تبدیل می شود و در نتیجه با تشخیص نادرست سرعت ، می تواند منجر به سانحه می شود . در شرایط خاصی از یخ زدگی ، سطوح کنترلی ممکن است سفت یا قفل شوند . بنابراین در هواپیما های مدرن، اطراف لبه های سطوح کنترلی فضایی خالی وجود دارد که اجازه میدهد یخ بدون اختلال در حرکت این سطوح ، در این فضا تشکیل شود.انسداد سوراخ های ورودی سوخت که مجهز به سیستم گرم کننده نیستند نیز، می تواند منجر به کمبود سوخت شود . در تانکرهای سوخت به خصوص در نوع پره ای ، از آنجایی که هوایی برای جایگزینی سوخت مصرفی وجود ندارد ، احتمال شکستگی تانکر و توقف و درنهایت خاموش شدن موتور وجود دارد.



عامل اصلی یخزدگی بدنه ، یخ زدن قطرات آب بر روی بدنه هواپیما در زمان عبور از بین ابرهاست. این نوع یخ در اثر کاهش طبیعی دما روی سازه تشکیل شده و به قسمت بیرونی هواپیما می چسبد. این پدیده هنگامی روی میدهد که درجه برودت بدنه هواپیما کمتر از صفر باشد و ابر یا هوایی که هواپیما در حال عبور از آن می باشد نیز شامل قطرات آب ابر سرد باشد و لذا در زمان عبور هواپیما از میان ابر با برخورد این قطرات آب به بدنه ،یخ زده و یخزدگی بدنه هواپیما ایجاد می شود.این فرآیند انجماد ، به درجه برودت ،اندازه و تعداد قطرات آب داخل ابر بستگی داشته و سه نوع یخ را ایجاد می نماید که عبارتند از:

Rim ice – clear ice (Glaze) – Mixed ice

(۱) یخ شفاف: (Clear ice)

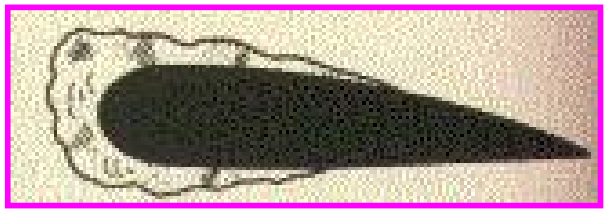


این نوع یخ در حد فاصل درجه حرارتهای منهای ۱۰ تا صفر درجه تشکیل می گردد. اگر قطرات آب بزرگ باشد به محض برخورد با بدنه هواپیما روی آن پهن و به آهستگی سرد شده و یخ شفاف (clear ice) تشکیل می شود.این نوع یخ ، سطحی صیقلی داشته و ممکن است براق یا مات باشد.یخ شفاف(Clear ice) خطرناکترین نوع یخزدگی بدنه است.چرا که سخت و سنگین بوده و بشدت به بدنه هواپیما چسبیده و می تواند تغییر شکل زیادی روی سطوح پروازی ایجاد نماید.

(۲) یخ کدر: (Rim ice)

اگر قطرات آب کوچک بوده و سریعا سرد شود پس از برخورد با بدنه هواپیما، هوا را داخل خود حبس کرده و یخ شکننده سفید مات (Rim ice) تشکیل می شود. این نوع یخ در مسیر هوا و در لبه حمله بال ،پایه ها و در قسمت های در معرض هوای هواپیما رشد نموده و شکل ظاهری آن به رنگ سفید شیری مات با خلل و فرج میباشد.یخ کدر (Rim ice) ممکن است تاثیرات مختلفی روی حالت آئرودینامیکی بال هواپیما داشته باشد. اما بطور کلی از یخ شفاف (clear ice) سبک تر بوده و براحتی با سیستمهای از بین برنده و ذوب کننده یخ (Deicing) برطرف خواهد شد.

(۳) یخ مخلوط:(Mixed ice)



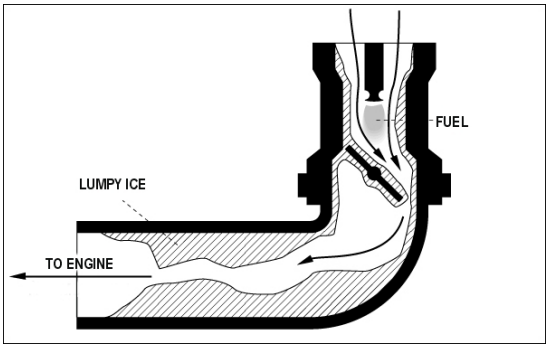
مخلوط یخ شفاف(clear ice) و یخ کدر (Rim ice) را یخ مخلوط (Mixed ice)گویند و زمانی تشکیل میشود که برف یا خرده های برف و یا خرده های یخ در داخل یخ شفاف (clear ice)محبوس شوند و ترکیبی بسیار ناصاف را بوجود آورند.

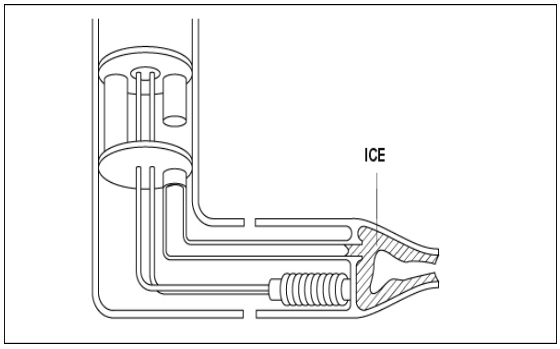
معمولا یخزدگی بدنه با توجه به نوع و میزان آن در گزارش هواشناسی خلبان (pilot weather report) مشخص می گردد.

طبقه بندی میزان یخزدگی بستگی به مقدار توده یخ ،تاثیر سیستمهای ضد یخ و رفع یخزدگی و اقداماتی که خلبان بمنظور مبارزه با میزان آن به عمل می آورد، دارد. لازم به ذکر است سیستم رفع یخزدگی بمنظور از بین بردن یخ تشکیل شده و سیستم ضد یخ بمنظور جلوگیری از تشکیل یخ بکار می رود.

ب- یخزدگی القایی: (Induction icing)

همه یخ های تشکیل شده در هواپیما ، یخ های سازه ای نیستند ، نوع دیگری از یخزدگی به نام یخزدگی القایی در هواپیما وجود دارد که خود در دو حالت جداگانه رخ می دهد. ۱- یخزدگی کاربراتور ۲- انسداد ورودی هوا . تصادفات ناشی از این نوع یخ زدگی در حدود ۵۲ درصد از کل تصادفات ناشی از یخ را تشکیل میدهد .





در صورت عدم پیشگیری و اندازه گیری های صحیح ،یخزدگی کاربراتور می تواند باعث از کارافتادگی کامل آن شود. دریک موتور معمولی فرایند مخلوط شدن در کاربراتور ، دمای هوای ورودی را تا ۱۶ درجه سانتیگراد پایین می آورد و در صورت کافی بودن رطوبت ، تشکیل یخ روی دریچه ورودی گاز و مجرای ونتوری آغاز شده و به تدریج مانع از رسیدن هوا به موتور می شود . حتی مقدار کم یخزدگی کاربراتور می تواند باعث کاهش توان موتور شود. این پدیده با کاهش دور یا rpm یک ملخ با گام ثابت مشخص شده و در نهایت منجر به ایجاد اختلالاتی در روند کار موتور می شود .

هنگامی که رطوبت هوا بیش از ۵۰ درصد و دور موتور هم پایین باشد ، حتی در دمای هوای ۳۳ درجه سانتیگراد هم امکان یخزدگی کاربراتور وجود دارد.

تاثیر یخزدگی القایی بر روی موتور شامل دهانه ورودی موتور بوده و نتیجه آن کم شدن قدرت موتور بدلیل بسته شدن مسیر هوا قبل از ورود به موتور میباشد.

در عملیات پروازی هوا پیماهای جت مانند نشستن و برخاستن و اوج گیری به دلیل کم شدن فشار در دهانه ورودی کمپرسور، هوا منبسط گشته و سرد می شود و وقتی هوای محیط دارای رطوبت بالایی باشد، هر چند درجه حرارت بالای صفر و حتی ابر و بارندگی نیز وجود نداشته باشد، با توجه به نوع موتور، ممکن است یخزدگی ایجاد گردد.بنابر این احتمال قطع شدن هوای ورودی و کم شدن توانایی قدرت موتور وجود دارد.

قسمتهای مستعد یخزدگی در این نوع یخبندان عبارتنداز:

۱- جداره های مکنده هوا،

۲- بخشهایی از ورودی هوای موتور که در آن شارش (جریان) هوا به آهستگی صورت می گیرد

۳- پره های داخلی هدایت کننده هوا بسوی کمپرسور.

یخزدگی ممکن است در خلال پرواز در برف و یا ابر حاوی مقدار زیادی کریستال یخ نیز، رخ دهد.

اگر برف انباشته شده و سپس بطور ناگهانی، در امتداد دیواره ورودی به داخل سر(لیز) بخورد، می تواند باعث آتش سوزی موتور گردد.

٤-١٨) برفک:

همانگونه که قبلا بیان گردید برفک محصول تبدیل مستقیم بخار آب به یخ است که وقتی هوای اشباع شده از رطوبت ، تا نقطه ی شبنم خود سرد و دمای نقطه شبنم نیز کمتر از صفر درجه سانتیگراد باشد شکل می گیرد. می بایست قبل از بلند شدن هواپیما از روی زمین برفک از روی سطوح مختلف آن زوده شود .همانگونه که برفک روی اجسام دیگر تشکیل می گردد روی هواپیما نیز، بویژه درشب هایی که هوا صاف است تشکیل میگیرد.

با از دست رفتن انرژی حرارتی که زمین در طول روز از خورشید به دست آورده است ، درجه حرارت بدنه هواپیمای پارک شده نیز، به کمتر از نقطه شبنم که آن هم، کمتر از صفر درجه سانتیگراد است کاهش می یابد.خطر اصلی برفک، سطح ناصافی است که روی بدنه هواپیما ایجادمی نماید.هرچند ممکن است در مقایسه با حجم یخ شفاف(clear ice) ،تهدید آمیز بنظر نیاید. اما مقدار نیروی بازدارنده منفی تولید شده از یک لایه برفک سرعت حرکت هوا روی بال را که باعث تولید نیروی برا میشود،کُند میکند.همچنین برفک طول مسافت بلند شدن از روی باند را افزایش داده و حتی ممکن است درهنگام بلند شدن تولید اشکال نماید، ویا حتی باعث جلوگیری از آن شود. برفک سنگین ممکن است باعث ازدیاد سرعت واماندگی شود (۵ تا ۱۰٪). هواپیمایی که

بدنه آن با لایه ای از برفک پوشیده شده ،بخصوص در ارتفاع کم و در صورت برخورد با توربولانس و یا چینش باد (wind shear) بخصوص در سرعت کم و هنگام گردش ، با مشکل روبرو خواهد شد.

برفک درحین پرواز نیز ممکن است روی هواپیما تشکیل شود. این پدیده زمانی اتفاق می افتد که هواپیما دارای بدنه سردی باشد و در هنگام صعود یا نزول، وارد ابری شود که از رطوبت کافی برخوردار است و درجه حرارت آن نیز گرمتر از محیط اطراف باشد. در صورت گرم شدن بدنه هواپیما برفک عمر کوتاهی خواهد داشت . اما تا زمانی که برفک بر روی بدنه وجود دارد، بروز اشکال ازیاد سرعت واماندگی دور از انتظار نیست.

خطر وقوع یخبندان بر حسب نوع ابر و درجه حرارت(T)		
باران و دریزل	**ابرهای پوششی (ST FORM)**	**ابرهای جوششی (CU FORM)**
T = 0 OR T < 0	-15 < T < 0	-20 < T < 0
–	-30 < T < -15	-40 < T < -20
–	T < -30	T < -40

۵-۱۸) طبقه بندی یخبندان بر حسب شدت آن:

۱- ملایم (LIGHT)

عبارتست از حالتی که دریک متر مکعب از یک ابر ۰/۵ گرم آب ابر سرد وجود داشته باشد و تغییری در ارتفاع و سرعت هواپیما ایجاد نمی نماید.

۲- متوسط(MODERATE)

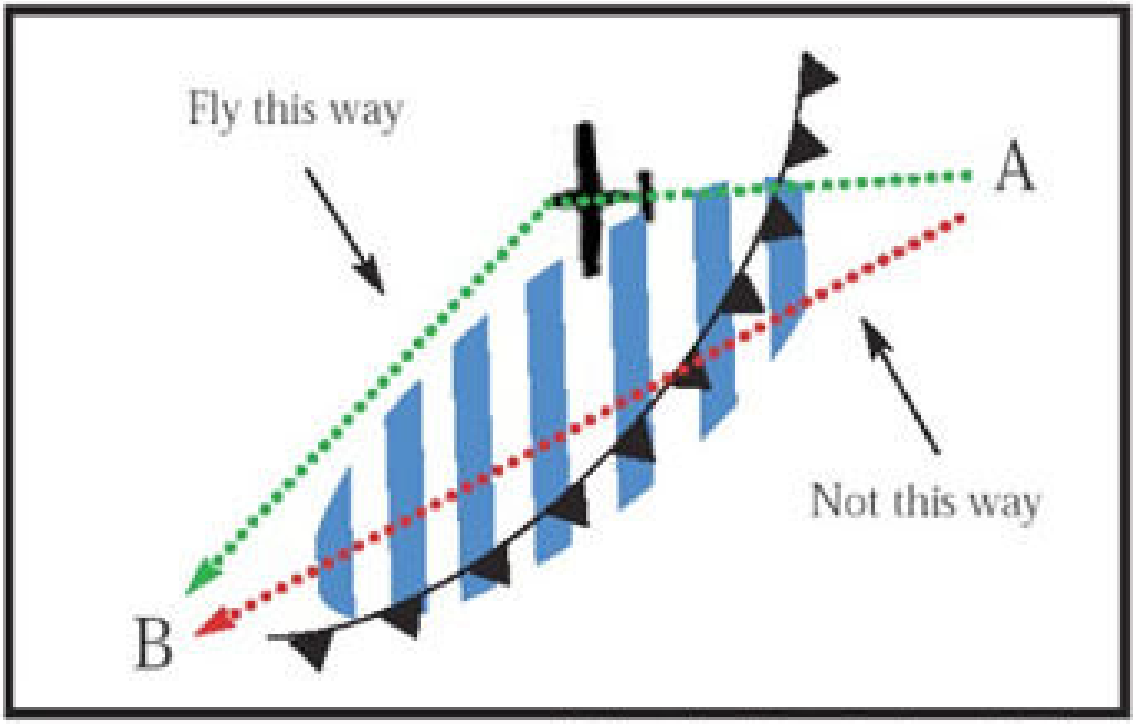
عبارتست از حالتی که در یک متر مکعب از ابر بین ۰/۵ تا ۱ گرم آب ابر ابر سرد وجود داشته باشد و باعث انحراف مسیر گردیده ولی در صورت استفاده از سامانه از بین برنده یخ (DEICING) تهدیدی متوجه هواپیما نخواهد بود مگر اینکه هواپیما مدت نسبتا طولانی در این وضعیت به پرواز خود ادامه دهد.

۳-شدید (SEVER)

عبارتست از حالتی که بیش از یک گرم آب ابر سرد در یک متر مکعب از ابر وجود داشته باشد. در این حالت شدت یخبندان بگونه ای است که حتی استفاده از سامانه از بین برنده یخ، صد در صد موثر نبوده و شرایط بسیار خطر ناک خواهد بود

آمارهای منتشره از سقوط هواپیماها در اثر یخبندان و نوع یخ تشکیل شده طی سالهای ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۰ میلادی در نمودارهای زیر نشان داده شده است

باید بخاطر داشت مناطقی که بیشترین احتمال یخ زدگی در آنها متصور است عبارتند از جبهه ها و مراکز سامانه



Fly the shortest route through a front

های کم فشار. به همین دلیل طبق شکل زیر همواره به خلبانان توصیه می گردد در هنگام پرواز در هوای نامساعد، خط جبهه را بطور عمودی قطع کنند بطوریکه در حداقل زمان ممکن از آن عبور کنند مانند شکل فوق.

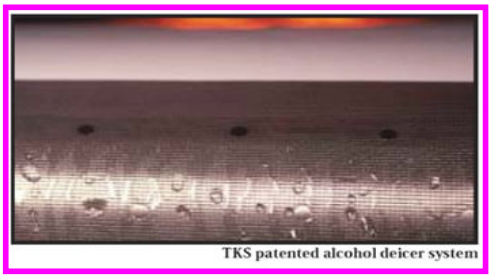
۱۸-۵) نحوه عمل سامانه های الکتریکی ،شیمیایی،فیزیکی (مکانیکی):

برای مقابله با یخزدگی در پرواز از سامانه های الکتریکی ،شیمیایی،فیزیکی(مکانیکی) متفاوتی استفاده می شود وخلبانان معمولا قبل از ورود به ابر، این سیستمها را فعال می کنند.

سامانه های الکتریکی با گرم کردن یخ طوری عمل می کند که آنرا ذوب نماید

عملکرد سامانه های فیزیکی بگونه ای است که با انقباض یا انبساط ایجاد شده توسط سامانه پوشش یخ را شکسته و یا خرد و پراکنده می کند

در بعضی هواپیماها با استفاده از مواد شیمیای شرایطی را ایجاد می کنند تا خاصیت چسبندگی بالها کاهش یافته و ذرات یخ به آن نچسبند.


TKS patented alcohol deicer system

۱۸-٦) یخ زداها و ضدیخ ها

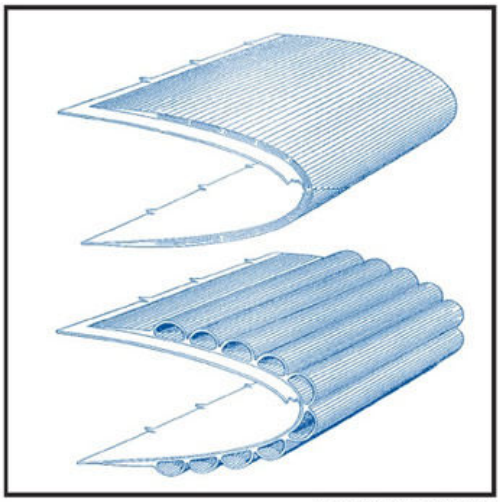
الف- سیالات یخ زدا

یکی از روش های رایج برای یخ زدایی هواپیما استفاده از سیالات یخ زدا یا ضدیخ های شیمیایی است که به طور عمده شامل اتیلن یا اتیلن گلیکول می باشند. میزان گلیکول موجود در این سیالات بر حسب دما وشرایط آب وهوایی متغیر است.الکل از طریق حفره های روی بال به بیرون تراوش نموده و عملیات یخ زدایی را در حین پرواز انجام می دهد.البته اتیلن گلیکول یکی از آلاینده های خطرناک هوا به شمار می رود.مواد ضد خوردگی هم از نظر واکنش شیمیایی بسیار فعال بوده وپس از واکنش با یکدیگر و با گلیکول ، محصولات فرعی سمی و خطرناکی تولید می کنند. از این رو تولیدکنندگان سعی در کاهش زیان های محیطی این سیالات دارند. نصب و استفاده از سامانهای رایانه ای برای پاشیدن یخ زداهای شیمیایی نیزمیتواند میزان استفاده از سیالات یخ زدا و ضد یخ را کاهش دهد . از آنجایی که تشخیص یخ توسط خدمه غالبا مشکل است ، هر زمان که به وجود یخ روی هواپیما مشکوک شوند از سیالات یخ زدا استفاده خواهند کرد.حس گرها و سامانه های تشخیص یخ ، تجهیزات الکترومغناطیسی ، Magnetostrive و فراصوتی می توانند وجود یخ را در مناطقی که قابل دیدن نیستند ، تشخیص دهند و بدین ترتیب از استفاده بی مورد این سیالات جلوگیری کنند در فرودگاههایی که در مناطق سردسیر واقع شده اند، در فصول سرد

سال استفاده و پاشیدن مواد یخ زدا روی سطوح کنترلی و بال هواپیما، در بسیاری از مواقع ضروری است و بدون این کار امکان برخاستن هواپیما به طور ایمن از روی باند وجود ندارد

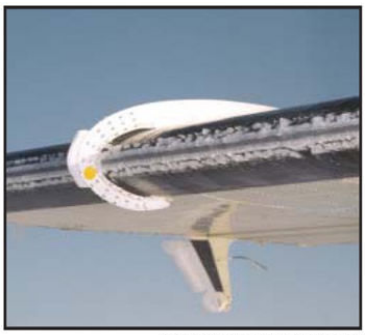
ب- بوت یا بادکنک یخ شکن :

بوت در واقع نوارهای لاستیکی با قابلیت متورم شدن هستند که به لبه حمله بال و سطح دم متصل شده وبر آن ها منطبق می شوند .این نوارهای لاستیکی باید به اندازه ای کوچک باشند که پس از باد شدن در شکل آیرودینامیکی بال تغییر زیادی ایجاد نکنند.در هنگام استفاده ، فشار هوا با بادکردن بوت ها باعث کنده شدن یخ از سطح آن ها می شود . سپس با مکش هوا بوت ها به حالت اولیه خود بر میگردند . اگر بوت ها بلافاصله بعد از مواجه شدن با یخ باز شوند به جای شکستن یخ می توانند باعث گسترش لایه یخ شوند و بنابراین پس از تخلیه شدن هوای بوت ها پلی از یخ بر روی سطح باقی می ماند . البته بعد از هر با تکرار این عمل ممکن است مقدار کمی یخ همچنان روی بوت باقی بماند . ولی این مساله در بوت های مدرن اتفاق نمی افتد . از این روش بیشتر در هواپیماهای ملخی استفاده می شود .



Goodrich pneumatic boots

پ- ویپینگ وینگ : (wipping wing)



Mixed ice formation on wing leading edge

ویپینگ وینگ نوع دیگری از سامانه های یخ زداست ، در این سامانه سیال از مخزن به سمت سوراخ های توری ایجاد شده روی لبه حمله بال و دم ، پمپ شده و روی سطح دم و بال جریان پیدا می کند و باعث آب شدن یخ ها می شود . این سیستم در ملخ و شیشه جلو هم کاربرد دارد .

ت- بال گرم : (warm wing)

این سامانه در قسمت لبه حمله بال درون ، لوله ای قرار می گیرد که سوراخ های ریز کوچکی روی آن تعبیه شده است . هوای گرم که به صورت جت از سوراخ ها خارج می شود ، روی سطح لبه حمله جریان پیدا کرده و با افزایش دما باعث آب شدن سریع یخها می شود . یخ همچنین

تحت تاثیر جریان هوا در سرعت بالا از روی سطح برداشته می شود. این هوای گرم توسط موتور هواپیما و با استفاده از سیستم هواگیری دمیده شده و ورودی هوای موتور نیز به این طریق می تواند یخ زدایی شود.

ث-ضد یخ ملخ : (propeller deicing)

یخ معمولا روی ملخ قبل از شکل گیری آن روی بال دیده می شود برای از بین بردن یخ روی ملخ یا از سیال یخ زدایی که از طریق لوله های حلقوی و مارپیچ انتقال دهنده روغن روی هاب ملخ منتقل می شوند و یا از المنت های گرم کن الکتریکی به کار گماشته روی لبه حمله استفاده می شود .

ج- ضد یخ شیشه جلو :

از آنجایی که میزان دید در هنگام فرود خیلی مهم است به این منظور دو نوع سامانه در هواپیمای سبک وجود دارد. ۱- استفاده از گرم کن الکتریکی ۲- لوله پاشش سیال ضد یخ که دقیقا بالای شیشه جلوی کابین قرار می گیرد و مانع از تشکیل یخ می شود. در روش اول تنها محدوده کوچکی از شبشه جلویی به اندازه کافی تمیز می ماند .

چ- سامانه یخ زدایی مادون قرمز :

این سامانه درهواپیماهای کوچک کاربرد داشته و در آن با استفاده ازگرم کننده هایی برای ازبین بردن یخ استفاده می شود. البته برای تکمیل آن ، استفاده از سیالات یخ زدا و ضد یخ برای جلوگیری از یخ زدگی مجدد نیز لازم است .

ح- گرم کننده های کاربراتوری یا جریان هوای متناوب :

گرم کردن کاربراتور بیشتر برای موتور های کاربراتوری و در زمان کم کردن توان لازم برای پرواز کروز ، پرواز در برف و باران ویا پرواز در نزدیکی ابرهای با دمای پایین استفاده می شود . در موتورهای انژکتوری که جریان هوای ورودی یخ بزند دریچه هوای متناوب به طور اتوماتیک یا به وسیله خلبان فعال میشود تا ادامه کار موتور امکان پذیر باشد.

٦-١٨) نحوه و زمان استفاده ازسامانه های یخزدا :

١- سامانه های جلوگیری کننده از تشکیل یخ (ANTI ICING) که قبل از ورود به منطقه ای که احتمال یخزدگی در آن وجود دارد فعال می گردد تا از تشکیل یخ در قسمتهای جلوگیری بعمل آید.

٢- سامانه های از بین برنده یخ (DEICING) که در صورت تشکیل یخ در قسمتهای مختلف مورد استفاده قرار می گیرد تا یخ تشکیل شده را ازبین ببرد.

لازم به یاد آوری است که مقدار آب مایع موجود در ابرکه منجر به یخبندان می گردد با اندازه قطرات(رابطه مستقیم) ،سرعت هواپیما،(رابطه مستقیم) اندازه(نسبت معکوس) و شکل بال هواپیما و دمای محیط در رابطه بوده و از عوامل موثر در شدت و تراکم یخبندان روی هواپیما بشمار می روند. هر چه ابر گرمتر و دارای ارتفاع پایه کمتری باشد،حاوی مقدار بیشتری آب خواهد بود. همچنین قطرات درشت آسانتر روی سطح سرد جمع می شوند. تشکیل یخ با سرعت هواپیما نیز در رابطه است بطوریکه ازدیاد یخ تا سرعت ۴۰۰ نات افزایش یافته و از ۴۰۰ نات به بالا میزان تشکیل یخ کاهش می یابد. هر چه اصطکاک حاصل از مالش بدنه با هوای اطراف هواپیما بیشتر باشد در نتیجه گرمای حاصله از تشکیل یخ جلوگیری می نماید بنابر این خلبان نباید تصور کند که با افزایش ارتفاع و سرعت قادر است از یخبندان جلوگیری و یا آنرا کاهش دهد زیرا گرمای اصطکاکی در ارتفاعات بالا کمتر از ارتفاعات پایینتر است و در صورت وجود یخ بر روی بدنه نباید با سرعت اوج گرفت زیرا در این حالت سرعت واماندگی افزایش می یابد. البته اجزایی که شعاع زیادی دارند مانند بالهای ضخیم درصدکمتری از قطرات را به ود جذب می کنند و بالعکس اجزایی که شعاع کوچکی دارند مانند آنتنها و بالهای نازک جریان هوا را برهم زده در نتیجه درصد بیشتری از قطرات آب را به خود جذب می کنند. برای جلوگیری از یخبندان در ابرهای پوششی، باید با صعود و یا نزول از منطقه با رطوبت زیاد خارج شد و یا پرواز را در ارتفاعی که دارای درجه حرارت بالای صفر و یا کمتر از ١٠ درجه باشد ادامه داد. در ابرهای جوششی باید یا در ارتفاعی پایینتر پرواز نمود و یا اقدام به تغییر مسیر نمود و در نهایت اقدام به بازگشت نمود.

در صورت نیاز می توان جهت محاسبه ارتفاع تقریبی لایه یخبندان بر حسب پا (FEET) از فرمول زیر استفاده نمود.

ارتفاع لایه یخبندان = 2 / (درجه حرارت سطح زمین بر حسب درجه سانتی گراد * ۱۰۰۰)

پیش بینی یخ زدگی و تاثیرات ناشی از آن ، مسائلی هستند که مورد مطالعه محققین است.یکی از پروژه هایی که در حال حاضر در کشورهای پیشرفته انجام می شود بررسی چگونگی تاثیرگذاری رسوبات یخی بر روی هواپیما می باشد . که با استفاده از تونل های تحقیقاتی یخ زدا ، دمای هوا را تا ۳۵- درجه سانتیگراد پایین آورده و به کمک نازل های مخصوص پاشش آب ، ابرهای طبیعی را شبیه سازی می کنند . با اضافه شدن باد ، شرایط پروازی به طور کامل شبیه سازی می شود. این شبیه سازی امکان بررسی فرایند یخ زدگی را در هواپیما فراهم می آورد. البته تحقیقات بر روی پدیده یخزدگی با وجود گذشت بیش از نیم قرن از آغاز مطالعات جدی بر روی این پدیده همچنان ادامه دارد

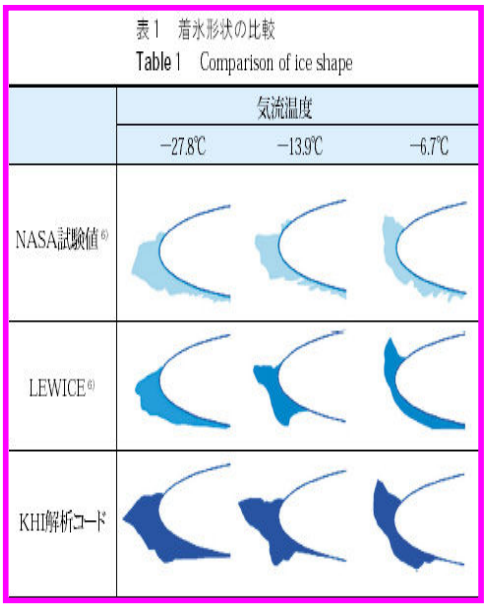


表1 着氷形状の比較
Table 1 Comparison of ice shape

	気流温度		
	−27.8℃	−13.9℃	−6.7℃
NASA試験値[6]			
LEWICE[6]			
KHI解析コード			

فصل نوزدهم:

کانتریل

۱-۱۹) کانتریل:(CONTRAIL)

اندکی بعد از شروع جنگ جهانی اول و با بهبود قدرت موتور وقتی هواپیماها قادر شدند به ارتفاعات بالاتری صعودکنند. مواردی چند از کانتریل گزارش گردید که اولین مورد آن در سال ۱۹۱۹ و توسط هواپیمایی که خلبانی آنرا زنو- ایمر به عهده داشت و در ارتفاع ۳۰۵۰۰ پایی بر فراز شهر مونیخ آلمان در پرواز بود مشاهده گردید. علی رغم پیشرفت روز افزون هواپیماها،تا شروع جنگ جهانی دوم تحقیق بخصوصی در این زمینه صورت نگرفت. در طی جنگ جهانی دوم خلبانان از کانتریل برای ردیابی و تعقیب هواپیماهای دشمن و یا مخفی شدن از دید آنها استفاده می کردند.البته گاهی کانتریل ناشی از هواپیماهای بزرگتر مشکلاتی را در زمینه دید ایجاد می نمود بطوریکه در مواردی که کانتریل از ضخامت و ماندگاری بیشتری برخوردار بود موجب سوانح هوایی ناشی از تصادم هواپیماها نیزمی گردید.

تشکیل کانتریل بی شباهت به خروج بازدم از دهان و قابل مشاهده شدن آن در هوای سرد نیست.کانتریل به لایه ابر مانندی اطلاق میشود که اغلب درپشت هواپیما و در هوای سرد وصاف و مرطوب تشکیل میشود. کانتریل بیشتر اوقات در تروپوسفر ظاهر می شود ،اما می تواند در هر ارتفاعی بسته به عوامل گوناگون مانند

رطوبت،دما و نوع هواپیما بوجود آید.بطور کلی می توان گفت کانتریل در ارتفاعات بالا (معمولا بیش از ۲۶۰۰۰ پا) تشکیل می گردد که معمولا درجه حرارت هوا بسیار پایین است (۴۰- درجه سانتیگراد) تراکم،گستردگی و طول عمر کانتریل به ارتفاع پرواز دما و رطوبت جو و باد در لایه های بالای تروپوسفر بستگی داردیعنی هرچه رطوبت بیشتر طول عمر کانتریل بیشتر و هر چه باد شدید تر باشد کانتریل از طول عمر کمتری برخوردار خواهد بود. ،بنابر این از مشخصات ظاهری و دوام کانتریل، میتوان به نوعی وضع هوا را پیش بینی کرد. زیرا رد کمرنگ و بی دوام نشاندهنده خشک بودن هوا در ارتفاعات است که میتواند علامت هوای صاف و بدون ابر باشد. به عکس کانتریل پر رنگ و بادوام بیانگر وجود هوای مرطوب در ارتفاعات است که می توان آنرا نشانه هوای ناپایدار و احتمالا نزدیک شدن جبهه گرم دانست.

صرفنظر از اینکه این مطلب از نظر نظامی دارای اهمیت آشکاری میباشد(بدلیل قابل رویت ساختن هواپیما در ماموریتهای رزمی)، خطری که کانتریل بوجود می آورد، تشکیل پهنه ای از ابر، در سطی از پرواز است که، قبلا هیچگونه ابری درآنجا وجود نداشته است و خود باعث محدودیت در دید می گردد.

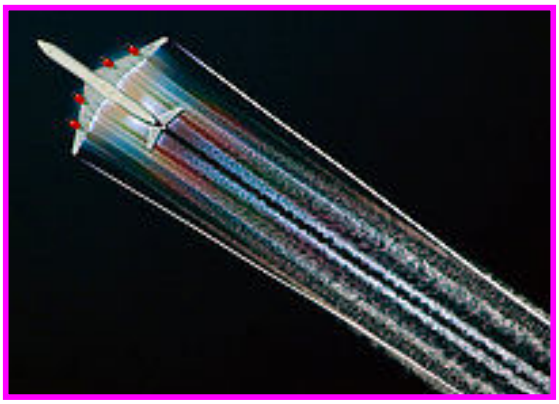
وجود رطوبت کافی در سطح پروازی که سرد میباشد و همچنین سرعت مناسب هواپیما و پرواز درآن سطحی که، رطوبت بیشتری دارد باعث تشکیل کانتریل میگردد و اگر خلبان بخواهدجهت جلوگیری از ردیابی شدن توسط دشمن کانتریل ایجاد نشود یا باید سطح پرواز و یا سرعت پرواز خود را تغییر دهد،کانتریل بر حسب عامل ایجاد کننده آن به دو نوع تقسیم میشود

۲-۱۹) کانتریل حاصل از اگزوز موتور:

پس از احتراق سوخت با و ترکیب کربن موجود در آن با اکسیژن ، دی اکسید کربن و با ترکیب هیدروژن با اکسیژن آب تولید می گردد. علاوه بر آب موجود در جو که برای احتراق بکار می رود به ازای هر گالن ماده سوختنی تقریبا یک گالن آب نیز تولید می گردد.گاز مرطوب و داغی که از موتور جت خارج میشود با هوای سرد و کم فشار و مرطوب اطراف خود در هم می آمیزد. بخار آب موجود در خروجی اگزوز بر

اثر تغییر فشار و دما چگالیده شده و بصورت ذرات ریز آب یا حتی بلورهای کوچک یخ در می آید.که این فرآیند باعث ایجاد کانتریل میگردد.لازم به یاد آوری است که خروجی موتورجت علاوه بر بخار آب شامل دی اکسید کربن،اکسید های گوگرد و نیتروژن ،سوخت مشتعل نشده،دوده وذرات فلز نیز هست و ذرات دوده موجود،به نوعی نقش کاتالیزور را بازی کرده ،روی سطح خود امکان تراکم و چگالش مولکولهای بخار آب را فراهم میکنند.

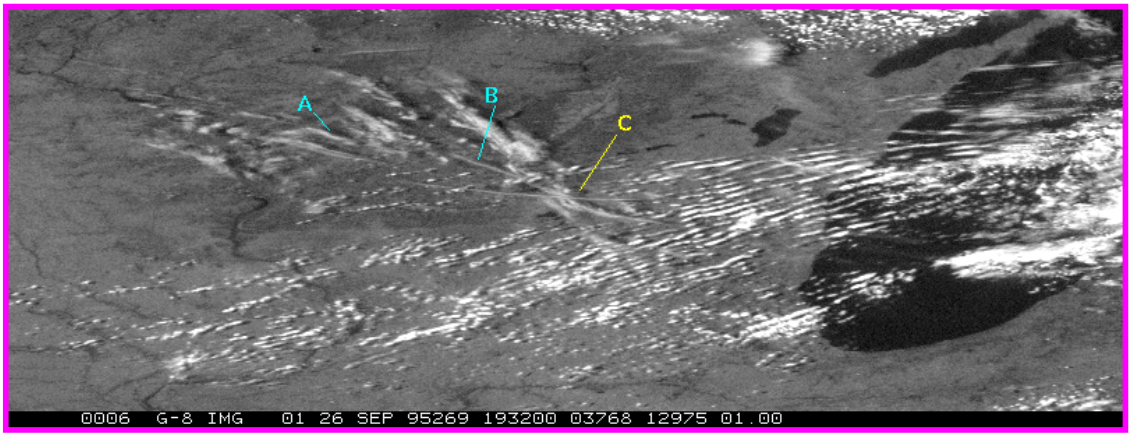
۳-۱۹) کانتریل آئرودینامیکی :



بالهای هواپیما بگونه است که باعث ایجاد کاهش فشار در اطراف آن میگردد (همان عاملی که باعث برخاستن هواپیما از زمین می گردد.) این کاهش فشار ،کاهش درجه حرارت را نیز با خود بدنبال دارد که موجب تقطیر و چگالش آب موجود در جو ودر نهایت تشکیل کانتریل می گردد. این نوع کانتریل وقتی تشکیل میشود که کاهش فشار هوایی در اطراف ملخ، بال و بقیه بدنه هواپیما که شکل آئرودینامیکی دارند بوجود آید و باعث انبساط و سرد شدن هوا و اشباع آن گردد. این نوع کانتریل نسبت به کانتریل ایجاد شده توسط اگزوز بسیار نازک بوده وطول عمر آن کوتاه می باشد.و معمولا با توربولانس ناشی از نوک بالهای همان هواپیما ناپدید گردیده و یا بصورت افقی پخش می گردد.کانتریل آئرودینامیکی اغلب در جریانات حلقوی نوک بال (wingtip vortices) دیده میشود بخصوص در هواپیماهایی با بال بزرگ و در مقطع زمانی بلند شدن و نشستن و در هوای آرام ومرطوب.گاهی اوقات هواپیماهای کوچک پرسرعت به هنگام انجام پروازهای آکروباتیک که در آن بالها متحمل فشار زیادی میشود در نوک بالهای خود کانتریل حلزونی تشکیل میدهند.

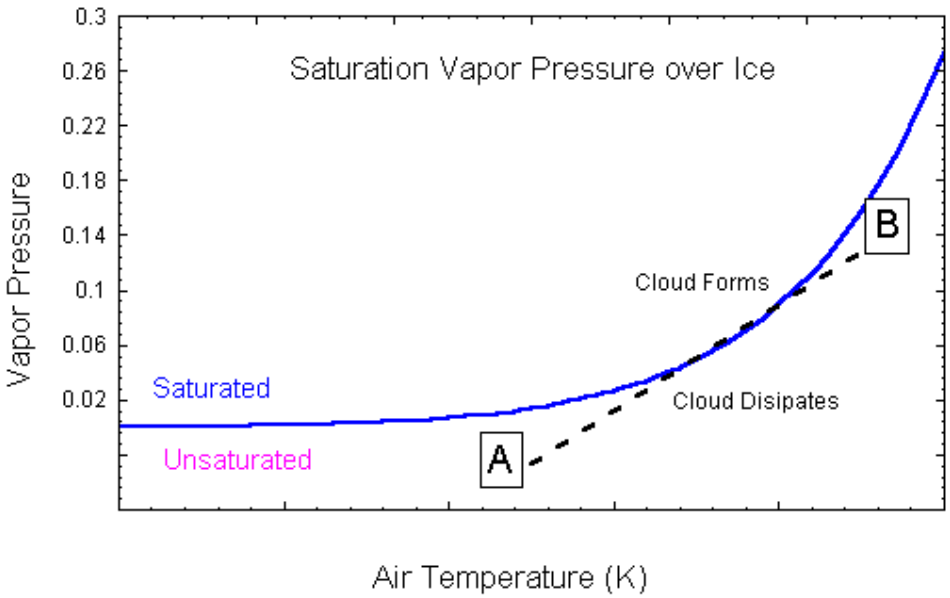
از شرایط مهم تشکیل این نوع کانتریل درجه حرارت پایین است که بستگی به ارتفاع دارد مثلا در سطح دریا ی آزاد (MSL) به درجه حرارت ۲۴- و در ارتفاع ۵۰۰۰۰ پایی به درجه حرارت ۴۵- نیاز است تا این نوع کانتریل تشکیل شود.کانتریل ناشی از خروجی موتور در مقایسه با کانتریل آئرودینامیکی ،دارای عمر بیشتری میباشد. مخصوصا وقتی که هوای محیط، خیلی سرد ونزدیک به نقطه اشباع خود باشد. در حقیقت برای این نوع دنباله غیر طبیعی نیست که در لایه ای از هوا تشکیل شود که شامل ابر های سیروس باشد.تاثیر اصلی کانتریل ها در آسمان صاف و در فضای پروازی شلوغ ،از زمین هم قابل رویت است . بعد از این که کانتریل توسط چند هواپیما تشکیل شد و در آسمان پخش گردید در زمانی بیش از یکی دو ساعت آسمان پوشیده از ابر سیروس می شود. در یک تحقیق بعمل آمده در سال ۱۹۹۸ دانشمندان مشاهده نمودند که از به هم پیوستن کانتریلهای

ایجاد شده توسط حرکت ممتد و دایره وار یک هواپیمای جت، در سواحل اقیانوس آرام، ابر سیروسی به وسعت ۳۶۰۰ کیلومتر مربع تشکیل گردید.



در مورد ثبت شده دیگر تصاویر ماهواره ای موید این مطلب بود که کانتریل ناشی از یک هواپیمای تجاری بر فراز مکزیک منجر به تشکیل ابر سیروسی به وسعت ۳۴۰۰۰ کیلومتر مربع گردیده است.(نقاط A,B,C موجود در شکل فوق)

در شکل زیرمنحنی هذلولی شکل بیانگر رابطه فشار بخار اشباع با درجه حرارت بر روی یخ است. A وB



نشاندهنده نقاطی است که هوا در آن مناطق اشباع گردیده و ابر تشکیل می شود. اگر B نمایانگر خروجی اگزوزموتور باشد،در هنگام اختلاط این خروجی،(B) با هوای محیط (A) ، درجه حرارت و بخار اشباع از نمودار خط چین تبعیت می کند که محل تقاطع این خط چین با منحنی هذلولی شکل نشاندهنده نقطه ای است که بسته هوا در آن اشباع می گردد.

۱۹-٤)DISTRAIL:

عبارتست از یک کانتریل پراکنده یا خط روشنی که در پشت سر هواپیماهای در حال پرواز نزدیک راس یا درون لایه نازکی از ابر اتفاق می افتد.در این مورد گرمای افزوده توسط اگزوز یا ترکیب هوای خشک با لایه ابری شکل توسط DOWN WASH هواپیما باعث پراکندکی ابرها در طول دنباله هواپیما میگردد.البته این پدیده بسیار کمتر از کانتریل اتفاق می افتد.

البته در مواردی نیز وقتی سرعت هواپیما تقریبا برابر سرعت صوت می گردد گاهی ابرهایی بصورت کاملا غیر عادی تشکیل می گردد بدینترتیب که شکسته شدن دیوار صوتی و کاهش ناگهانی فشار موجب چگالش ذرات بخار آب موجود در جو شده و ابری را در پشت هواپیما مانند شکل زیر ایجاد می نماید.

۱۹-۵) راههای جلوگیری از تشکیل کانتریل:

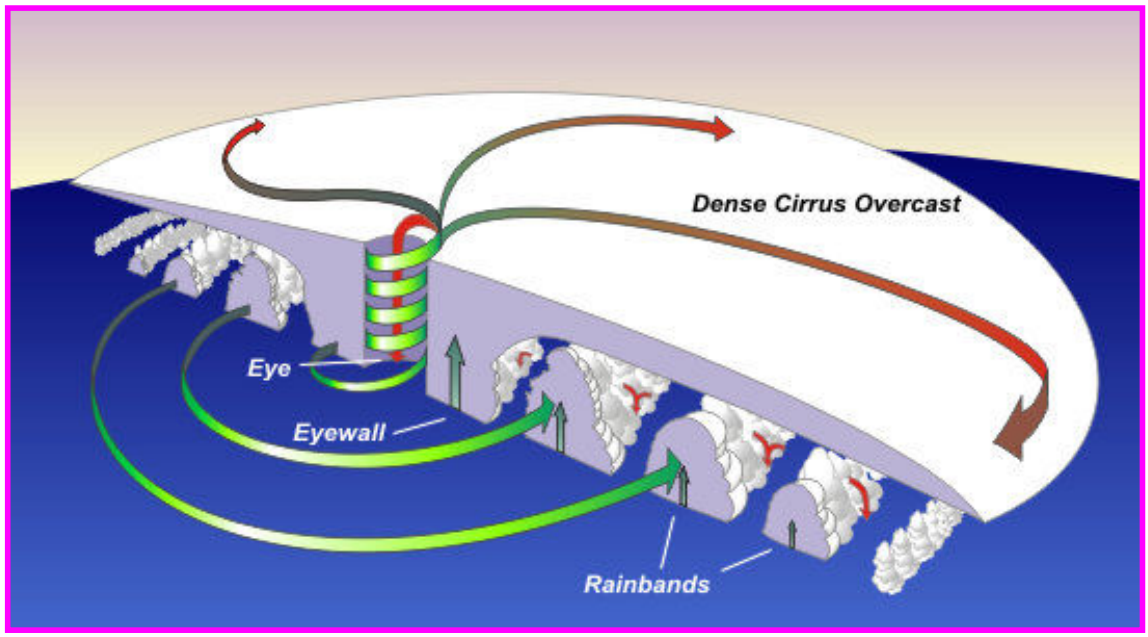
با جستجوی یک لایه خشک تر ویا گرم تر ،میتوان از تشکیل کانتریلها جلوگیری کرد.گاهی اوقات این کار با اوجگیری از لایه تروپوپاز به استراتوسفر انجام میگردد.در سایر مواردبرای جلوگیری از تشکیل کانتریل اوجگیری به لایه ای غیر از تروپوپاز،یا نزول از لایه مذکور که درآن تکه های ابر آلتوکومولوس وجود دارند کافی است.

فصل بیستم:

طوفان

۱-۲۰) انرژی ابرها:

ابرها بسیار پیچیده تر از عوامل اقلیمی دیگر عمل می کنند.آنها را باید ماشینهای متحرکی دانست که قابلیت جذب ،ذخیره،رها سازی و جابجایی منابع عظیم انرژی را دارا می باشند.ممکن است ابرها نازک و پر مانند دارای انرژی قابل توجهی نباشند اما این موضوع در مورد ابرهای جوششی و بخصوص ابرهای طوفانزا (CB) صادق نیست.



بطور کلی ابرها در جابجایی انرژی کره زمین نقش بسزایی دارند . معمولا در علوم فیزیک انرژی را بر حسب واحدی معین بیان می کنند که برای افراد قابل درک و تا حدودی آشنا باشد مثلا قدرت موتور خودرو ها را با قدرت اسب می سنجند اما واحدی که برای سنجش انرژی ابرها در نظر گرفته شده عبارتست از مقدار انرژی جنبشی یک کامیون تریلر ۱۸ چرخ، با جرم ۴۰ تن و با سرعت ۱۰۰ کیلومتر در ساعت.

در جدول زیر بعضی از مقادیر انرژی مربوط به یک ابر طوفانزا بر حسب واحد فوق بیان گردیده است.همانطور که از جدول بر می آید یک ابر بزرگ ممکن است انرژیی معادل دهها میلیون برابر انرژی یک تریلر ۱۸ چرخ، را دارا باشد.

انرژی ابر CB بر حسب واحد انرژی فوق	منبع انرژی
۲۶۰۰۰۰۰۰	گرمای میعان
۷۰۰۰۰۰	انرژی پتانسیل گرانشی
۹۰۰۰۰	انرژی جنبشی بالارو
۱۳۰۰۰۰۰۰	انرژ تابشی ابر در طول مدت حیات آن

مقدار آبی که در هوا بصورت ابر در حال تعلیق می باشد بینهایت زیاد است ،ابرهای کومولوس کوچکی که از دور به اندازه دست یک انسان بنظر می رسند ، از یک هزار تن قطرات کوچک آب بحالت تعلیق تشکیل شده است. ابرهای کومولوس بزرگ ، کوه نسبتا بزرگی از قطرات آب و بلورهای یخ می باشند که ممکن است در آن صدها هزار تن آب وجود داشته باشد و برای ابرهای استراتوس سامانه های کم فشار مناطق معتدله وزن آب بمراتب از این مقدار نیز بیشتر است.

توضیح اینکه چگونه این توده های عظیم آب در هوا به حالت معلق می مانند دشوار نیست. قطرات ریز آب که ابر را تشکیل می دهند دارای قطری از یک صدم تا یک هزارم سانتی متر هستند و درهوا بحالت شناور قرار دارند ولی این امر ممکن نیست زیرا یک حجم معین از آب ،۸۰۰ مرتبه از از همان حجم هوا سنگین تر است. .در حقیقت قطرات ریز سقوط می کنند ولی سرعت سقوط آنها بقدری کم است که قابل مشاهده نیست و در اصطلاح علمی گویند که سرعت نهایی نزول قطرات کوچک ابر بسیار کوچک است و بایستی سرعت نهایی قطرات بارانی که نزول می کند چند صد مرتبه بزرگتر از سرعت نزول نهایی قطرات ریز ابر باشد.قُدما بر این اعتقاد بودند که طوفان همان ابر کومولوس است که وحشی شده و یا تلقی آنها ازطوفان کارگاه یا کارخانه ای در جو بود.زیرا همواره با مناظر با شکوه ودیدنی از باران و برف،تگرگ،آشفتگی و رعد وبرق همراه می باشد. برای بسیاری از خلبانانی که از آگاهی کمتری از طوفان برخوردارند همواره طوفان به عنوان الهه انتقام و شکست مطرح بوده است.طوفان جدی ترین تهدیدی است در هنگام پرواز یک خلبان احتمال مواجهه با آنرا میدهد.وقتی خلبان بداند طوفانی با وسعت ۵ کیلومتر مربع قدرتی معادل ۱۰ برابر بمبی که در هیروشیما بکار برده شد را داراست و قادر به باریدن دانه های تگرگی به بزرگی توپ بیس بال با سرعت ۱۰۰ نات بر ثانیه می باشد و همچنین قادر به بارانهای سیل آسایی است که دید بیرون کابین را به صفر تقلیل میدهد،آنگاه مسلما در پی آن خواهد بود تا حتی الامکان با این پدیده مواجه نشود و یا آنکه در صورت مواجهه، آنرا دور بزند.البته هدف ایجاد ترس و هراس از طوفان نیست بلکه آگاهی هر چه بیشتر از قدرت این پدیده طبیعی است.زیرا سالانه

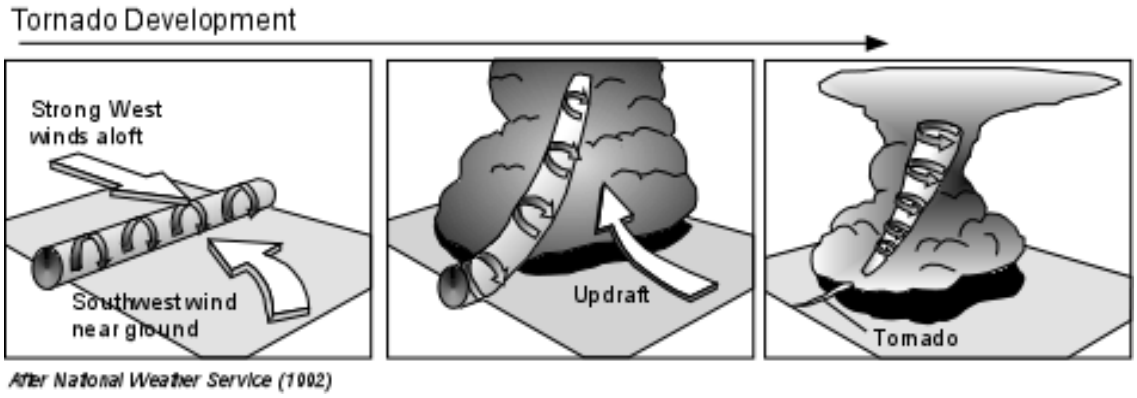
حدود ۴۴۰۰۰ طوفان در اطراف کره زمین بوقوع می پیوندد و هر خلبان حداقل یکبار با این پدیده مواجه شده است. در این فصل سعی شده تا شمه ای از طوفان و مخاطرات آن در پرواز بیان گردد. لازم به یاد آور است در فصل بجای واژه THUNDERSTORM اغلب از کلمه طوفان استفاده شده است.

۲-۲۰) طوفان:

طوفانها،پدیده های جوی در مقیاس میانی (MESO SCALE) تلقی می گردندSTORM یا طوفان عبارتست از اغتشاشات اتمسفری که به نحوی روی هوای سطح زمین تاثیر میگذارند و بارش یا باد به وجود می آورند مانند توفند(TORNADO –

WATERSPOUT) تندر(THUNDER STORM) و طوفانهای حاره ای (SUPERCELL)

الف- TORNADO یا توفند عبارتست از طوفان قیفی شکل با باد شدید بر روی خشکی و ابر CB در سطح بالا که در جلوی جبهه سرد و همچنین هوای بسیار ناپایدار تشکیل میشود.



ب- WATERSPOUT همان تورنادو است با این تفاوت که بر روی دریاها و اقیانوسها شکل می گیرد.

پ- THUNDER STORM یا تندر که عبارتست از طوفانی که بر اثر همرفت ایجاد میشودو با ابرهای CB و رعد و برق همراه است.

ت-SUPERCELL یا طوفان مناطق حاره عبارتست از طوفان بسیار شدید که مشخصه آن چرخش، عمر طولانی و مکش بسیار شدید قائم میباشد.البته این نوع طوفان از نظر نوع بارش خود به دو نوع HP و LP تقسیم بندی میشود. طوفانها را می توان بر حسب شدت بصورت زیر طبقه بندی نمود یعنی همواره:

SUPERCELL > TS >TORNADO & WATERSPOUT

F-scale	Class	Wind speed		Description
		mph	km/h	
F0	weak	40-72	64-116	gale
F1	weak	73-112	117-180	moderate
F2	strong	113-157	182-253	Significant
F3	strong	158-206	254-332	severe
F4	violent	207-260	333-419	devastating
F5	violent	261-318	420-512	incredible

از منظر دیگری طوفانها را برحسب سرعت باد آنها بصورت جدول مقابل نیز دسته بندی می کنند

همه طوفانها جلوه های فیزیکی یکسان دارند و تفاوت آنها در شدت، درجه توسعه و پدیده هایی است که با خود به ارمغان می آورند.طوفانها بر اساس شکل گیری اولیه

طبقه بندی می شوند و به دو گروه کلی طوفانهای جبهه ای و طوفانهای ناشی از توده های متفاوت هوا تقسیم می شوند.

۳-۲۰) انواع طوفانها:

الف- طوفانهای جبهه ای :

۱- طوفانهای ناشی از جبهه گرم.

۲- طوفان ناشی از خط ناپایداری جلو جبهه سرد(SQUALL LINE).

۳- طوفان ناشی از جبهه های مخلوط.

ب- طوفانهای ناشی از توده های متفاوت هوا

۱- طوفانهای همرفتی.

۲- طوفانهای ناشی از جابجایی هوا در کوهستان.

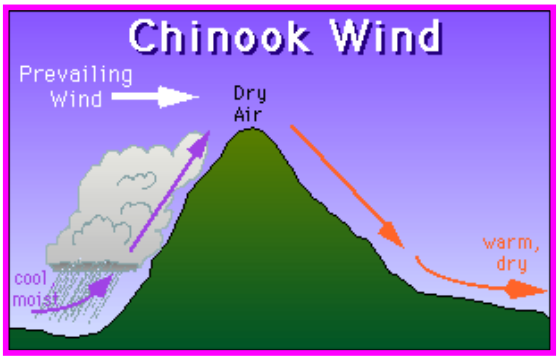
۳- طوفانهایی که در بعد از ظهر و شامگاهان شکل می گیرند.

٤-۲۰) عوامل موثر در بسط و توسعه طوفانها:

برای بسط و توسعه طوفان می بایست ۴ عامل متفاوت بطور همزمان وجود داشته باشد.

۱- هوا باید دارای رطوبت بالا باشد.

۲- این هوای مرطوب باید ناپایدار باشد زیرا درغیر اینصورت،حداکثر، شاهد ابرهای پوششی (stratiform)خواهیم بود.



۳- شرایط صعود موجود باشد.زیرا صعود باعث تبرید هوای گرم و مرطوبی که مجاور یک سطح گرم بوده می گردد.بنابراین طوفان بر روی خشکیهای مجاور ساحل، در طول و بر روی آبهای مجاور ساحل در طول شب شکل میگیرد.البته این صعود ممکن است ناشی از حرکت توده های هوا بر روی شیب کوهستان باشد و فعالیت طوفان اغلب در سمت بادسوی کوهستان مشاهده می شود.

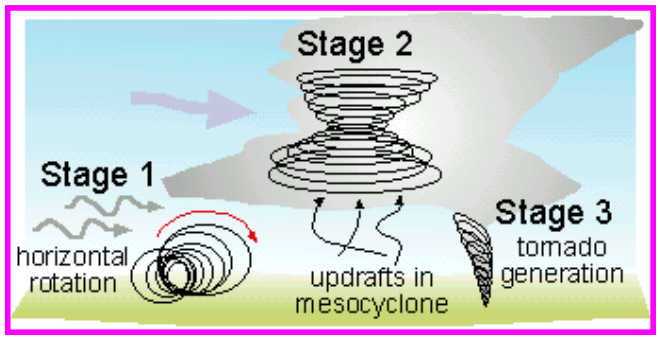
۴- ابرهای تشکیل شده باید دارای چنان رشد عمودی باشند که به بالای لایه یخبندان صعود کنند

فرآیند شکل گیری طوفان از سه مرحله تشکیل شده است:

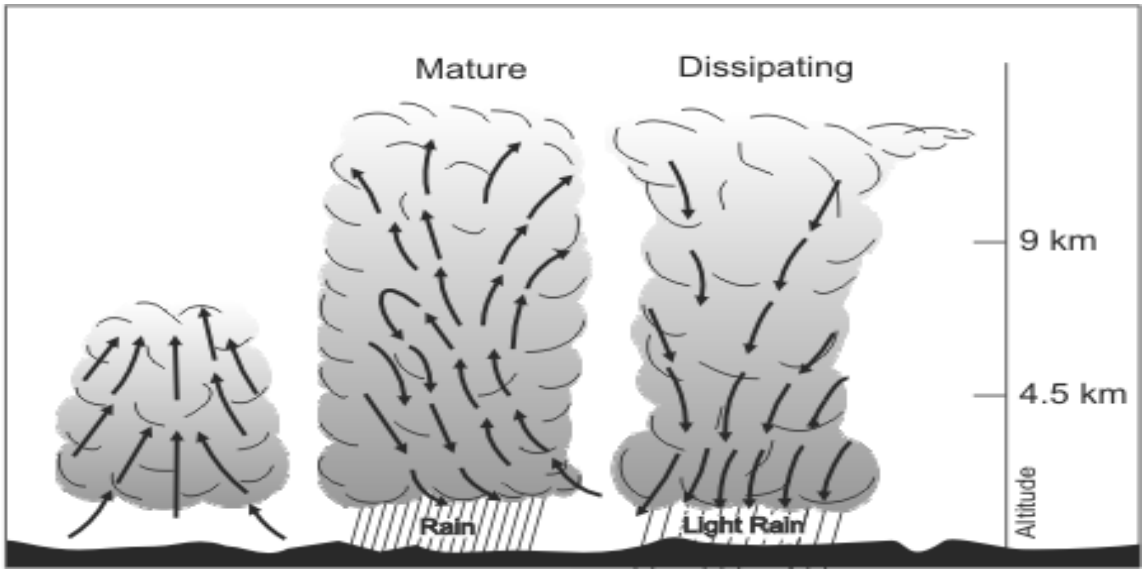
۱- مرحله تشکیل ابر کومولوس

۲- مرحله بلوغ

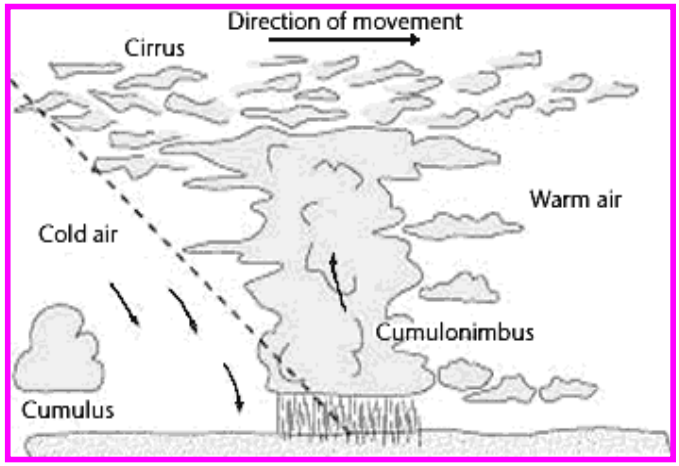
۳- مرحله سندانی شکل و یا مرحله پایانی



خطر ناکترین مرحله از بین سه مرحله فوق مرحله بلوغ است.وقتی طوفان به این مرحله میرسد بارش باران آغاز میگردد که معمولا در این حالت قله ابر بیش از ۲۵۰۰۰ پا از سطح زمین ارتفاع دارد.



۵-۲۰) تاثیرات طوفان:



طوفانهای جبهه های گرم اغلب به دلیل پنهان ماندن در ابرهای پوششی اطراف خود به سختی قابل تشخیص می باشند.خلبان که در هوای نسبتا آرام از قسمت سرد جبهه به طرف هوای گرم پرواز می کند ممکن است با توربولانس شدید مواجه شود.بهترین هشدار،پارازیتی است که در فرکانسهای کم و متوسط در گوشی خلبان ایجاد می گردد.در مناطق کوهستانی که اغلب طوفانها شکل می گیرند به صلاح نیست که پرواز در بخش

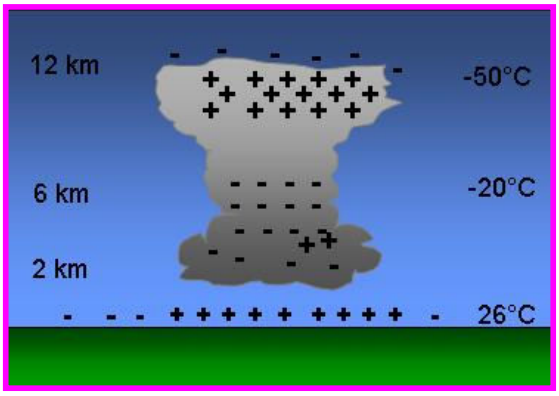
پایینی طوفان صورت گیرد زیرا شرایط اینگونه طوفانها بصورتی است که نوک قله ها و حتی بعضی تپه ها را می پوشاند

تگرگ: (HAIL)

یکی از خطرات طوفانها،که خسارات جبران ناپذیری را روی بدنه هواپیما بوجود می آورد بارش تگرگ است.برخورد تگرگ با بدنه هواپیما باعث ایجاد فرو رفتگیهایی بر روی بدنه هواپیما گردیده که عمق این فرو رفتگیها به دو عامل سرعت هواپیما و وزن دانه های تگرگ بستگی دارد. در صورتیکه قطر دانه تگرگ بیش از یک سانتی متر باشد ،خسارت وارده به هواپیما بسیار شدید خواهد بود. لازم به یاد آوری است که دانه های تگرگ بخوبی در رادار هواپیما مشخص می گردند.

An unusually large hailstone (NOAA).

تگرگ بیشتر در مرحله بلوغ ابر CB بوجود آمده و اکثرا در ارتفاع ۱۰۰۰۰ تا ۳۰۰۰۰ پایی مشاهده گردیده است که در اثر جریانات صعودی و نزولی به خارج ابر پرتاب گردیده و بیشترین احتمال ریزش تگرگ در زیر سندان ابر CB است.بطور کلی در سه قسمت متفاوت طوفان تگرگ دیده می شود.

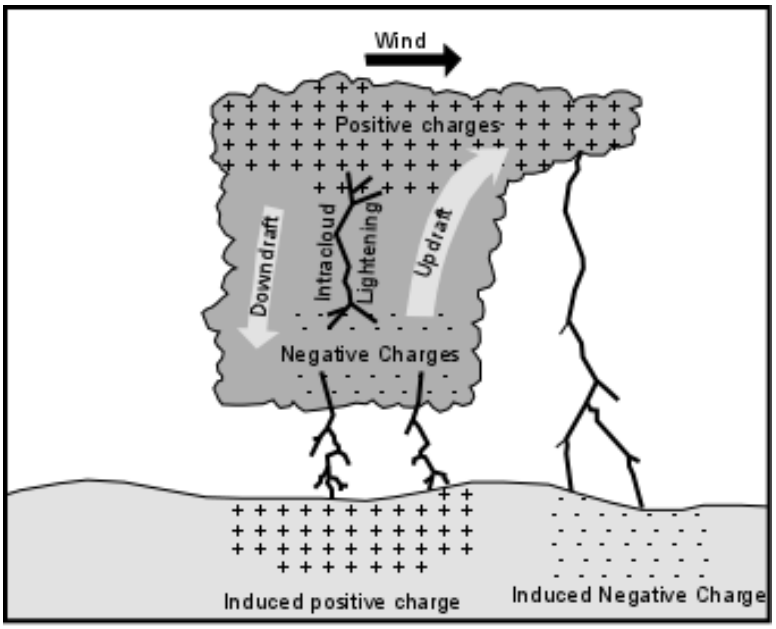


۱- در منطقه بارش باران در درون ابرها.
۲- در هنگام سقوط از قله یا سندان ابر.
۳- در فاصله ۶ کیلومتری ابر CB

در حدود $\frac{3}{4}$ طوفان شامل تگرگی است که هرگز به زمین نمی رسد.اگرچه دانه های تگرگی به بزرگی توپ بیس بال بندرت مشاهده می شود،اما اغلب دارای قطری در حدود ۱/۵ سانتی متر هستند که برخورد چنین

دانه هایی از تگرگ میتواند آسیب جدی به به بال و دم و رادار و سایر قسمتهای هواپیما گردد و یا ممکن است که توسط موتور به درون مکیده شده و باعث بروز صدماتی در موتور گردد.به همین دلیل همواره باید از مواجهه با تگرگ اجتناب نمود.

برق: (LIGHTNING)



After Abbott (1996)

اصولا رعد و برق ناشی از برهمکنش و یک تخلیه الکتریکی شدید و بسیار سریع بین قطرات آب و کریستالهای یخ درون ابرها در هواست و همین تخلیه الکتریکی است که نور و صدا تولید میکند.پیش از ایجاد رعدوبرق ابرها طی فرایندهایی بشدت باردار میشوند این بارکه معمولا مثبت است,باعث القای بار منفی روی سطح می گردد و به این ترتیب مجموعه ی ابر، هوا و زمین به یک خازن بسیار بزرگ تبدیل میشوند که لحظه به لحظه بر بار الکتریکی آنها افزوده میگردد. بنابراین اختلاف پتانسیل دو قطب آن در حال افزایش است. بالاخره مقدار این بار الکتریکی آنقدر زیاد میشود که اختلاف پتانسیل بین ابر و زمین به ۱۰ تا ۱۰۰ میلیون ولت میرسد.

میدان الکتریکی حاصل از چنین اختلاف پتانسیلی میتواند هوا را با اینکه در حالت عادی نارساناست در یک روند خاص یونیزه و آنرا به رسانا تبدیل کند. به محض اینکه چنین مسیری از مولکولهای یونیزه رسانا از ابر تا زمین ایجاد شود بارهای الکتریکی به طرف هم حرکت میکنند و در عرض یک ده هزارم ثانیه جریان وحشتناکی در حدود ۳۰ هزار آمپر از هوای یونیزه میگذرد اما هر جریانی ضمن عبور از ماده با مقاومت اتمهای آن روبرو میشود و این مقاومت بخشی از انرژی الکتریکی را به گرما تبدیل میکند. با استفاده از اصول اولیه الکترومغناطیس میتوانید تخمین بزنید این جریان در ولتاژ ۱۰ میلیون ولت، توان گرمایی در

حدود ۱۰۰ میلیارد وات دارد.چنین توانی حتی در مدت زمان ناچیز یک ده هزارم ثانیه میتواند گرمایی در حدود ۱۰ میلیون ژول ایجاد کند. این گرما باعث میشود دمای هوا در مسیر آذرخش به ۳۰ هزار درجه سانتی گراد برسد اگر کمی با قوانین حاکم بر گازها آشنایی داشته باشید می بینید که این تغییر ناگهانی دما (از حدود ۳۰۰درجه کلوین به ۳۰۰ هزاردرجه کلوین) حجم هوا را ۱۰۰ برابر میکند و این به معنای یک انفجار واقعی است. انبساط سریع و شدید هوا یک موج ضربتی در هوای اطراف ایجاد میکند که با سرعت صوت و به شکل تندر یا رعد به گوش شما میرسد. این از بخش صوتی ماجرا، اما گرمای ایجاد شده غیر از انبساط بلاهای دیگری هم سر مولکولهای هوا میاورد.اگر یک لامپ معمولی را در نظر بگیرید (لامپ نئون مثال بهتریست) یک جریان نه چندان زیاد از رشته تنگستن میگذرد و دمای آن را به بیش از ۲۰۰۰ درجه میرساند. این دما انرژی لازم برای بر انگیختگی اتمهای فلز را فراهم میکند.اتمها بر انگیخته میشوند و در بازگشت انرژی اضافی را به صورت فوتونهای نوری آزاد میکند و به این ترتیب رشته تنگستن روشن میشود.در آذرخش هم چیزی شبیه این ماجرا اتفاق می افتد:جریان شدیدی از هوا میگذرد آن را گرم میکند و به تابش وا می دارد و یک مسیر نورانی بین بالا و پایین ابر و یا بین کف ابر و زمین ایجاد میکند.

رعد و برق در ابرهای طوفانزا (CB)شکل می گیرد. این ابر که عظیم ترین ابر دنیا است به کوهه رعد و برق معروف است. این ابر فوق العاده عظیم الجثه به مانند یک ماشین الکتریکی فوق العاده پرقدرت از یک طرف رطوبت هوا را می مکد و از طرف دیگر میلیون ها لیتر آب را در هر ثانیه به زمین می کوبد.این ابر که غلظتی مانند عسل درون یخچال دارد مولد رعد و برق است، و در عین پرخطر بودن بسیار زیباست.

بر اساس گزارشات مستند،برق ناشی از طوفان در موارد اندکی به هواپیمای در حال پرواز اصابت کرده است.اگرچه امکان این خطر در هر لایه ای از جو که شرایط مساعد باشد وجود دارد،ولی این برق آنچنان جان مسافران را تهدید نمی کند و فقط ممکن است به سیستمهای رادیویی هواپیما آسیب وارد کند.شدت جریان الکتریسته در یک ضربه برق ناشی از طوفان حدود ۶۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰ آمپر است و در چنین شرایطی ممکن است قطب نمای مغناطیسی هواپیما بین ۲۰ تا ۳۰ درجه خطا داشته باشد و یا بطور موقت باعث بروز اختلال در آلات دقیق هواپیماگردد. معمولا به خلبانان توصیه می گردد که در صورت قرار گرفتن در چنین شرایطی برای

جلوگیری از کوری موقت، چراغهای داخل کابین را در حالت حد اکثر روشنایی (پر نور)قرار دهید.البته بعضی از خلبانان در چنین شرایطی حتی یک چشم خود را می بندند تا کمتر آسیب ببینند.

یخبندان: (ICING)

با توجه به اینکه یخ نیازمند درجه حرارت زیر صفر است، یخزدگی در لایه زیر صفر اتفاق می افتد و معمولا منطقه ای با ارتفاع چندین هزار پا در زیر یا بالای خط صفر درجه را که به عنوان ناحیه خطرناک در نظر می گیرند. طوفانهای زمستان ، بهار و پاییز، نه همیشه ولی اغلب با یخبندان در سطوح پایین طوفان همراه می باشند

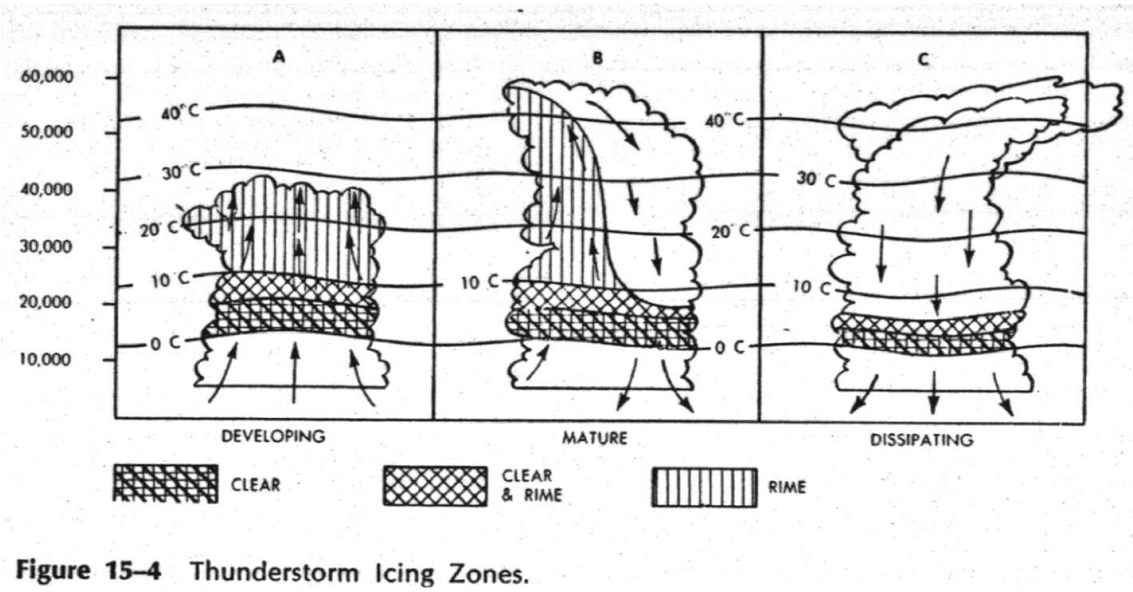


Figure 15–4 Thunderstorm Icing Zones.

در بعضی طوفانها در اثر برخورد برف یا قطرات آب ابر سرد (SUPER COOLED WATER) و انباشته شدن برف آبدار،یخ مات و کدر بر روی لبه بالها و دم و اطراف ورودی هوا تشکیل می شود.

خطای ارتفاع سنج:(ALTIMETER ERRORS)

در حین عبور طوفان از یک منطقه،فشار سطح زمین دچار تغییرات شدیدی می گردد که مهمترین آن کاهش شدید فشار در هنگام نزدیک شدن طوفان ، افزایش ناگهانی آن همراه با بارش باران و بازگشت آن به حالت اولیه با قطع بارندگی می باشد.نتیجه اینچنین افت و خیز فشار نشاندن ارتفاع نادرست و یا بروز خطای فاحش بر روی ارتفاع سنج هواپیما است. باید به خاطر داشت که ارتفاع نشان داده شده در چنین شرایطی ممکن است بین ۶۰ تا ۱۰۰ پا خطا داشته باشد

تغیرات ناگهانی باد: (GUSTS)

تکانهای حین پرواز در حاشیه طوفان و یا در درون آن تاثیر بسزایی بر روی هواپیما دارد.در تحقیقات انجام شده بادهای گاستی به بزرگی ۲۷ نات نیز مشاهده شده اند که میتوانند باعث بروز خسارات جدی و یا در هواپیماهای کوچک حتی منجر به سقوط گردند.

۲۰-٦) روشها و تکنیکهای پرواز در طوفان:

برای پیش بینی و اعلام هشدار های لازم در باره طوفان امکانات هواشناسی و همچنین گزارشات راداری برای تشخیص مناطق وجود و نیز شدت طوفان بسیار مفید می باشند.معمولا خلبان باید قبل از تنظیم فرم پرواز (FLIGHT PLAN) گزارشات هواشناسی نظیر متار،تافور،رافور و اطلاعیه ها را مد نظر قرار دهد و با مشاوره با هواشناسان از ارتفاع سطح یخبندان(FREEZING LEVEL) آگاهی یابد و با انتخاب ارتفاع پرواز مناسب از پرواز در مناطقی که دارای احتمال یخزدگی می باشند خود داری نماید.در صورت دسترسی به رادار خلبان باید نسبت به تصاویر راداری مناطق طوفان و شدت آن توجیه گردد تا در صورت نیاز آنرا دور بزند و یا از بالای آن پرواز کند.

۲۰-۷) آمادگی در پرواز:

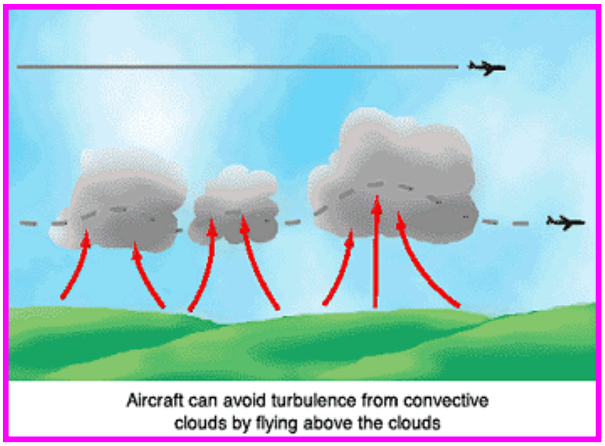
وقتی در حین پرواز با طوفانی مواجه می شوید و یا بوسیله ایجاد پارازیت در گوشی خود از وجود آن مطلع می گردید میبایست سریعا تصمیم بگیرید.یعنی باید از بین دور زدن طوفان، عبور بالای آن و یا عبور از درون آن یکی را انتخاب کنید.

۲۰-۸)- دور زدن طوفان:

دور زدن طوفان مشکل خاصی را ایجاد نمی کند .وقتی شما تصمیم به دور زدن طوفان می گیرید ، چون اکثر طوفانها حداکثر دارای وسعتی برابر با ۸۰ کیلومتر مربع می باشند انحراف به چپ یا راست مسیر تاثیر آنچنانی در طول و یا مدت مسیر نخواهد داشت .البته در صورت وجود رشته ای از طوفانها این امکان وجود دارد که بتوان از میان آنها عبور نمود که در چنین شرایطی رادار بسیار مفید خواهد بود.

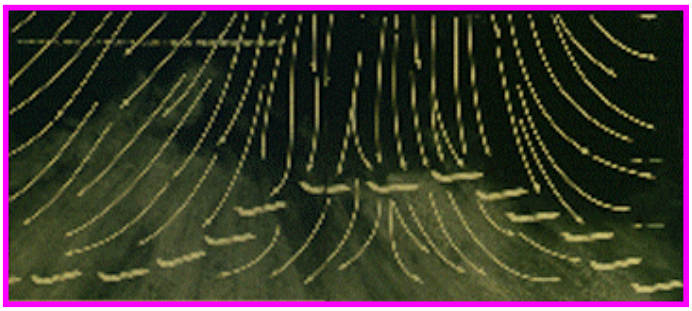
۹-۲۰) عبور از بالای طوفان:

۱- بسیار بدیهی است که در صورت عدم وجود محدودیتهایی نظیر کمبود سوخت و اکسیژن و یا کاهش قدرت موتور بهترین راه عبور و عدم مواجهه با طوفان عبور از بالای آن می باشد برای پرواز در بالای طوفان با توجه به سرعت باد در قله ابر می بایست فاصله ایمنی را رعایت نمود و به ازای هر ۱۰ نات باد، ۱۰۰۰ پا از قله ابر باید فاصله گرفت. هنگام عبور از بالای طوفان باید کمی از آن فاصله بگیرید و دقیقا بر بالای آن پرواز نکنید زیرا بعضی از بدترین توربولانسها دقیقا در بالای طوفان بوقوع می پیوندند.



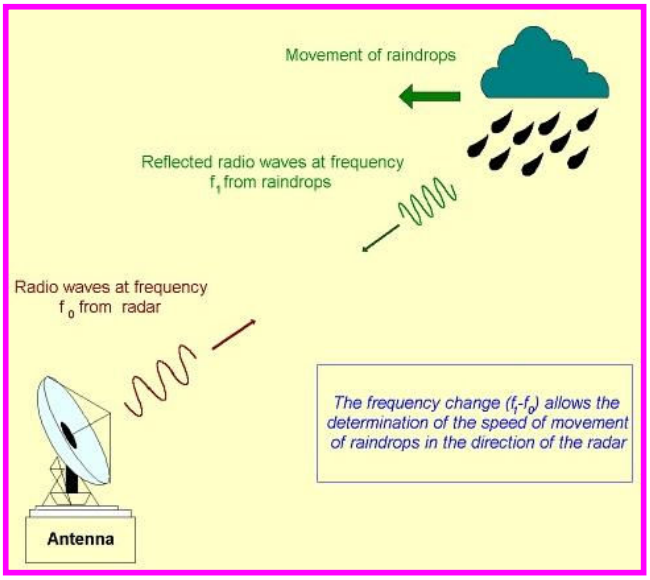
Aircraft can avoid turbulence from convective clouds by flying above the clouds

۱۰-۲۰) عبور از زیر طوفان:

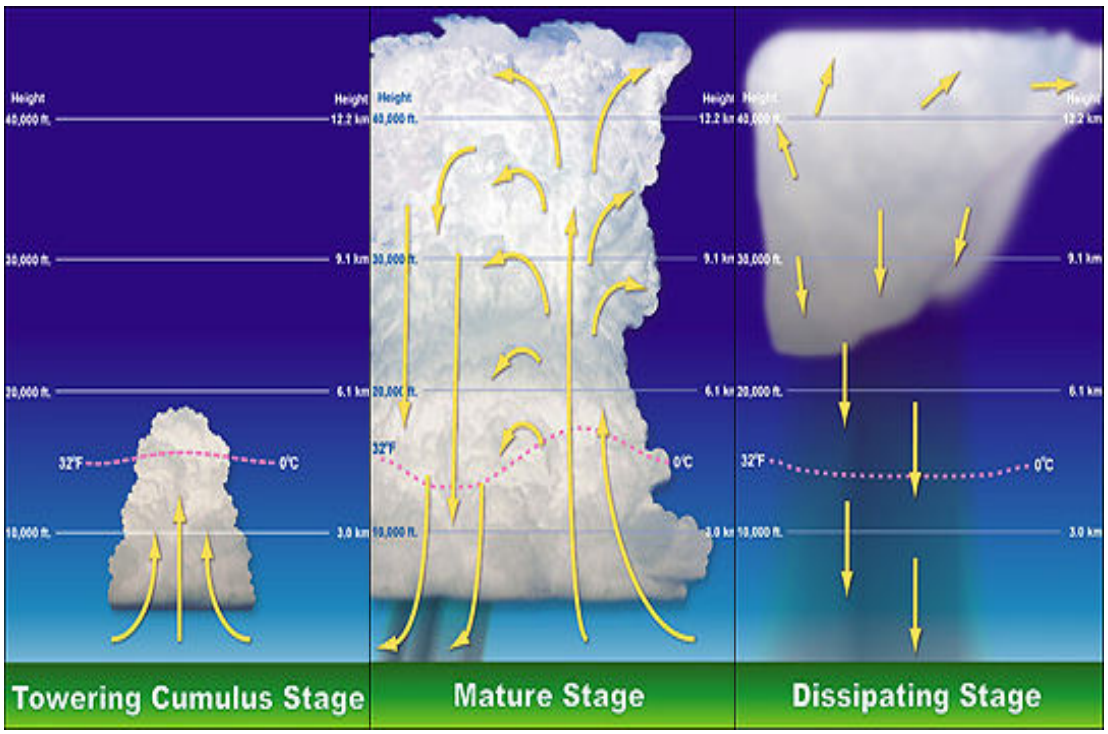


در صورت عملی نبودن ۲ راه فوق شاید انتخاب شما عبور از زیر طوفان باشد که زیاد انتخاب مناسبی نیست زیرا جدای از خطرات ناشی از حرکات بالارو و مکش موجود در زیر طوفان،این امر در نواحی کوهستانی بدلیل کمبود دید و اینکه معمولا پایه و کف ابرهای طوفانزا حتی تا کمی پایین تر از قله ها نیز کشیده شده است امکان پذیر نمی باشد. توربولانس در زیر طوفان بسیار شدید است و علاوه بر حرکات صعودی و نزولی احتمال بروز میکرو برست نیز وجود دارد.

۱۱-۲۰) رادار و پرواز در طوفان:



بدون شک رادار یکی از بهترین وسائل کمکی در حین مواجهه با طوفان است زیرا نواحی دارای حداکثر توربولانس ،نواحی دارای حرکات بالارو و پایین رو و همچنین نقاطی که دارای تراکم قطرات آب بیشتری هستند در رادارکاملا مشخص می گردد.همچنین رادار برای اتخاذ تصمیم و امکانپذیر بودن اینکه آیا پرواز در ارتفاع بالاتر یعنی نقاطی که نسبت به لایه های پایین تر از تراکم کمتری برخوردار هستند مفید می باشد .اگرچه ممکن است این نقاط در روشنایی روز قابل مشاهده باشند اما در تاریکی شب و تیرگی جو این امر امکانپذیر نمی باشد و توسط رادار می توان مسیر مناسب و بدون توربولانس را انتخاب نمود.



۱۲-۲۰) آمادگی برای عبور از طوفان:

۱- در صورت مواجهه با طوفان و تصمیم به عبور از آن می بایست همواره تماس خود را با ایستگاه زمینی حفظ نمود و در صورت نیاز به انحراف از مسیر قبلا هماهنگی نموده وموقعیت فعلی خود را قبل از ورود به طوفان بخاطر داشته باشید. ضمن آمادگی فیزیکی ،آمادگی روحی و روانی خود را نیز حفظ کنید.

۲- سمت و ارتفاع خود را قبل از ورود به طوفان بخاطر بسپارید و همواره نوار جایرو خود را در حالت افقی ثابت نگاه دارید.در صورت مثمر ثمر بودن، مقداری صندلی خود را در وضعیت پایین تری قرار دهید

۳- برای جلوگیری از کوری موقت ناشی از اشعه های برق طوفان در صورت لزوم حتی در شب از عینک تیره استفاده کنید و لامپهای داخل کابین را در حالت حداکثر روشنایی قرار دهید

۴- تمامی سیستمهای رادیویی غیر ضروری را خاموش کنید.

۵- از آندسته از فرکانسهای VHF و UHF که کمتر پارازیته می شوند استفاده کنید.

۶- سرعت خود را کم کنید ولی نه آنقدرکه هواپیما دچار مشکل شود.زیرا هرچه سرعت هواپیما بیشتر باشد در هنگام مواجهه با حرکات بالارو و پایین رو شوک شدید تری را متحمل خواهد شد.البته میزان سرعت مورد نیاز جهت ورود به طوفان در کتاب راهنمای هر هواپیما درج شده است.ولی معمولا سرعتی را که ۵۰٪ بالاتر از سرعت STALL است را در نظر می گیرند.

۷- در صورت برخورد با تگرگ نیز سرعت خود را به حداقل سرعت پیشنهادی کاهش دهید.

۸- جهت جلوگیری از تشکیل یخ در لوله پیتوت سیستم گرمایش آنرا فعال کنید.

۹- جهت جلوگیری از خسارت ناشی از شوک الکتریکی،کلیه سیستمهای الکتریکی غیر ضروری را خاموش کنید.

۱۰- بهترین مخزن سوخت موجود بر روی هواپیما را برای تغذیه موتورها انتخاب کنید.

۱۳-۲۰) ورود به طوفان:

اگر قادر به دور زدن و یا عبور از بالا و یا حتی زیر آن نیستید و تنها راه شما عبور از آن است پس به نکاتی که حاصل تجارب صدها خلبان دیگر است توجه نمائید تا ضمن آگاهی از نحوه عبور،عملیات موفقیت آمیزی داشته باشید.

۲- کمربندها را حتما ببندید

۳- با استفاده از جایرو در ارتفاع ثابتی پرواز کنید

۴- تا سرحد امکان قدرت موتور را ثابت نگاه دارید و فقط هنگامی قدرت موتور را کم و زیاد کنید که سرعت شما از حد مجاز کمتر و یا بیشتر شود.

۵- نگران میزان تغییرات ابزار دقیق و ارتفاع سنج نباشید زیرا نشاندهنده این دستگاهها نوسانات شدیدی خواهند داشت

۶- سرعت خود را ثابت نگاه دارید و سرعتهای غیر عادی که بر روی نشاندهنده مشاهده می کنید ناشی از حرکات عمودی (بالارو و پایین رو) هواپیما و به تبع آن لوله پیتوت و مسدود شدن آن بوسیله باران و یخ می باشد.

۷- از هرگونه مانور غیر عادی بپرهیزید تا علاوه بر فشارهای وارده ناشی از توربولانس،بار دیگری را به هواپیما تحمیل نکنید.

۸- هرگز نباید در چنین مواقعی از اتوپایلوت استفاده کرد زیرا عملکرد این سیستم بر اساس ارتفاع ثابت است و درهنگام حرکات عمودی ،جهت حفظ حالت افقی و جبران اختلاف ارتفاع ،هواپیما را از حالت افقی خارج نموده و علاوه بر آن در حرکات بالارو سرعت بیش از حد نیاز و در حرکات پایین رو سرعت کمتر از حد نیاز را برای هواپیما ایجاد میکند.

۹- جهت ثابتی را نسبت طوفان اتخاذ کنید زیرا در غیر اینصورت علاوه بر طولانی شدن مسیر احتمال خطر نیز افزایش می یابد

۱۰-هرگز به عقب نگاه نکنید زیرا کوچکترین تغییر مسیر فشار زیادی را به هواپیما وارد نموده و علاوه بر آن زمان عبور را نیز افزایش میدهد.

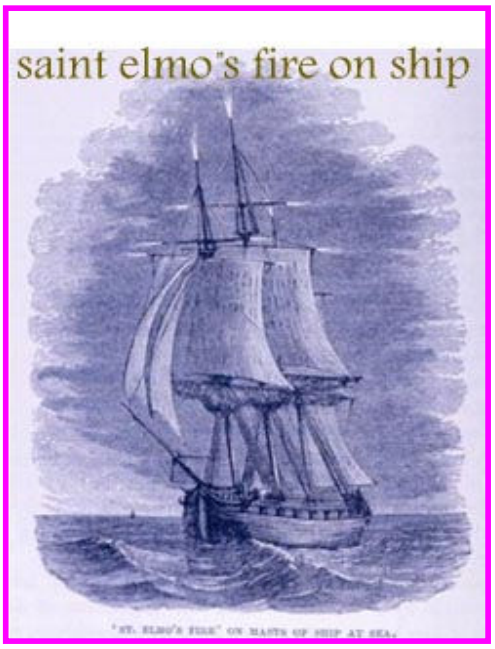
۱۱-در هنگام پرواز در طوفان ارتفاعی را انتخاب کنید که حدودا $\frac{1}{3}$ فاصله کف ابر تا زمین از کف طوفان بالاتر بوده و ناحیه ای باشد که در آن باران در حال باریدن باشد.

۱۲-اگر در حال عبور از مجموعه یا رشته ای از طوفانها هستید،برای کاهش وبه حداقل رساندن توربولانس مسیر مستقیمی را مد نظر داشته باشید.

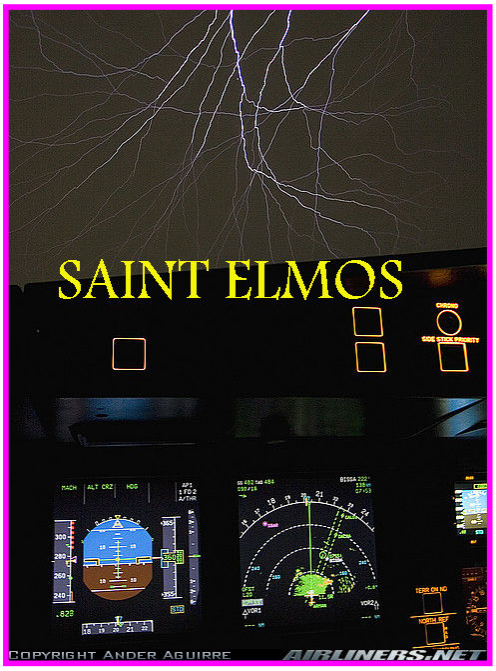
۱۳-بخاطر داشته باشید که DF یا جهت یاب رادیویی ممکن است بجای تعقیب ایستگاه مورد نظر،به تعقیب طوفان بپردازد و شما را از مسیر صحیح منحرف سازد.

نکاتی در مورد برق: (lightning)

در این باره که صاعقه چه محلهایی را مورد اصابت و تهدید قرار می دهد نمی توان نظری قاطع داد ولی آنچه مشخص است برق به تیزترین و بلندترین نقطه موجود در یک محل متمایل می شود.همچنین نقاطی را که با آبهای زیر زمینی ارتباط داشته باشند سریعا مورد اصابت قرار می دهد و امکان اینکه در یک لحظه از چند محل عبور کند وجود دارد.بیشتر مواقع بوی تند گوگرد یا اکسیژن متراکم در محل وقوع صاعقه را می توان استشمام نمود.برق گرفتگی اغلب با صدای خش خشی که به آسانی و وضوح قابل تشخیص و شنیده شدن است . آثار برق زدگی روی اشیاء فلزی باعث تغییر شکل آنها از حالت طبیعی گردیده و یا موجب ایجاد ذرات ذوب شده روی آنها می گردد و امکان دارد که اشیاء فلزی را به مغناطیس تبدیل کند. انرژی برق ممکن است به حرارت تبدیل گردد یعنی در هنگام عبور از اجسام هادی حرارت تولید می گردد و در بعضی از نقاط فلز بصورت جرقه ظاهر می گردد.



آتش الموی مقدس: (SAINT ELMO FIRE)



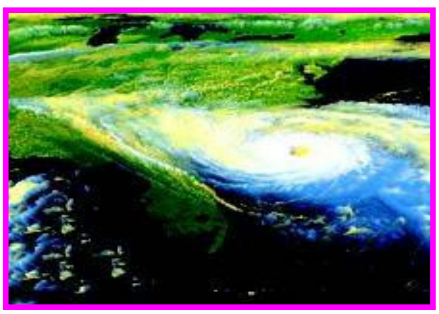
این برق نوعی تخلیه الکتریکی در جو است که با روشنایی خیره کننده ای نیز همراه بوده و بسیار سریع و جهنده به سمت اشیا مرتفع موجود در محیط امتداد یافته و همچون یک برس، پس از تماس با سطح بدنه چنین اشیایی، از روی آنها عبور می کند. این وضعیت هنگامی ایجاد می گردد که هوای محیط مملو از بار الکتریکی گردیده و اختلاف پتانسیل کافی برای تخلیه الکتریکی بین شئی و هوای اطراف وجود داشته باشد. این نوع برق معمولا در طوفانهای رعد و برق و طوفانهای گرد و غبار ایجاد شده و در نوک بالها،ملخها و یا سایر قسمتهای هواپیما،دکل کشتیها ،کوهها و مناره ها مشاهده

گردیده است. البته در مواردی نیز مشاهده شده که وقتی فرد در مرتفع ترین نقطه محیط قرار داشته و یا خود به عنوان بلند ترین نقطه محیط محسوب می شده (مانند زمانی که فرد در دشت باز- در وسط باند و یا در رمپ پرواز قرار دارد) این برق به قسمت سر فرد اصابت کرده و احساس خارشی در سر او ایجاد گردیده است .البته مقدار برق در این پدیده آنقدر زیاد نیست که خطرناک باشد ولی همواره با ایجاد وحشت همراه است. جالب است بدانیم دلیل نامگذاری این پدیده به این نام از آنجا سرچشمه گرفته که این پدیده اغلب در دریا و در هنگام طوفان و بر روی دکل کشتیها رخ می داده است و Saint elmo نام فرشته مقدس نجات افسانه ای دریانوردان بوده است و در سال ۱۷۴۹ فردی بنام بنیامین فرانکلین دریافت که این پدیده ناشی از جریان الکتریسته ساکن در جو است اما صاعقه با تخلیه الکتریکی بسیار شدید همراه بوده و در صورتی که فرد در هنگام وقوع صاعقه در فضای باز قرار داشته باشد باید برای جلوگیری از برق گرفتگی و یا حتی خطر مرگ،حالت جنینی به خود بگیرد..

گوی درخشان: (ball lightning)

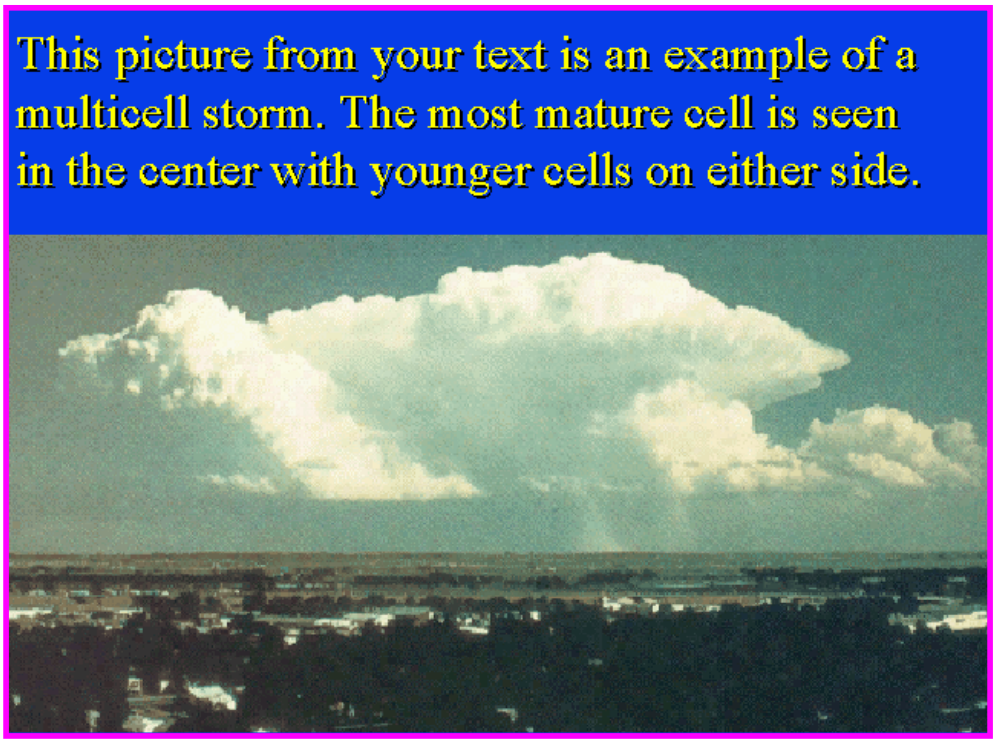
این برق به هیچ وجه شباهتی به رعد و برق نداشته و معمولا بصورت کره ای اسرار آمیز ومشعشع با ارتفاعی از چند پا تا چند صد پا با حرکاتی افقی و گاهی جهشی همچون یک توپ در فضا مشاهده گردیده است.طول

عمر این برق از چند ثانیه تا حداکثر یک دقیقه است و در رنگهای گوناگونی ظاهر می گردد.گاهی به آرامی ناپدید شده و سپس با شدت بسیار زیاد به همراه صدای انفجار ظاهر گردیده است. تحقیقات نشان داده این گوی درخشان در هوای صاف نیز ظاهر شده و دارای انرژی قابل توجهی نیز می باشد. این پدیده در جنگ جهانی دوم توجه خلبانان جنگنده ها را به خود جلب کرده بود زیرا در نوک بال هواپیمای آنان ظاهر می گردید و به عبارتی آنان را اسکورت می کرد و خلبانان آن زمان



لقب دشمن جنگنده ها را به آن داده بودند.

البته علاوه بر طوفانهایی که با سامانه های جوی همراه می باشند هر ساله توفان های موسمی بسیار بزرگ نیز که تندبادهایی با سرعت بیش از ۱۲۰ کیلومتر بر ساعت را ایجاد می کنند، سراسر دریاهای گرمسیری را درنوردیده و به سوی خطوط ساحلی حرکت می کنند. این امر غالباً باعث می شود که بخش های وسیعی از نوارهای ساحلی در نقاط مختلف جهان دچار آسیب های جدی و فراوانی شوند. وقتی این طوفان های پی در پی که در میان ساکنین سواحل اقیانوس اطلس و سواحل شرقی اقیانوس آرام به نام Hurricane ، در سواحل غربی اقیانوس آرام به نام Typhoon و در سواحل حاشیه ای اقیانوس هند به نام Cyclone معروف اند به نواحی پرجمعیت هجوم می برند، ممکن است هزاران نفر کشته و میلیاردها دلار خسارت بر جای گذارند. و هیچ چیز، مطلقاً هیچ چیز، در برابر آنها توان ایستادگی و مقاومت ندارد.



رودها از خود نه طغیان میکنند	آنچه می گوئیم ما، آن می کنند
ما به دریا حکم طوفان می دهیم	ما به سیل و موج فرمان می دهیم

فصل بیست و یکم:

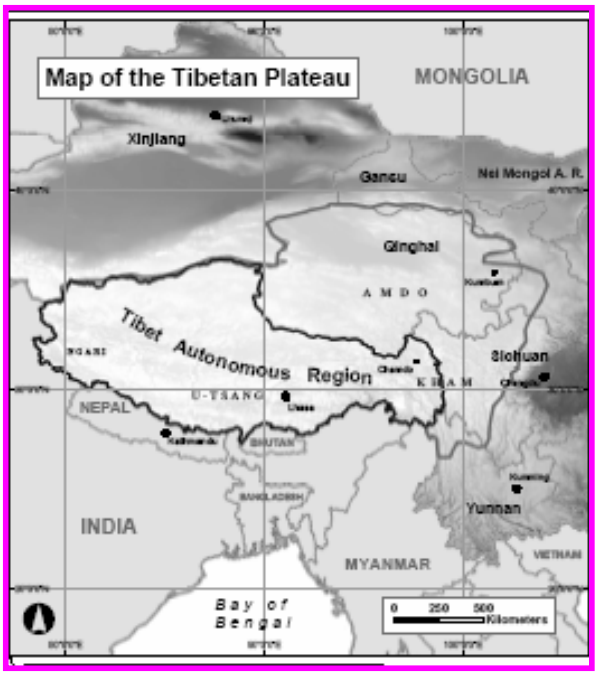
اقلیم منطقه

۱-۲۱) اقلیم منطقه:

شایسته است مقداری به بررسی جغرافیای منطقه پرداخته شود. فلات کشور عزیزمان ایران متاثر از اقلیم مناطق مجاور خود یعنی سرزمینهای ترکیه و عراق و حجاز ، رشته کوههای هیمالیا و فلات تبت، صحرای ترکمنستان ، اقیانوس هند و دریاهای عرب،عمان ، خزر و خلیج همیشه فارس می باشد.

۲-۲۱) فلات تبت:

از میان همه خشکیهای کره زمین ۵ نقطه تاثیرات خارجی شدیدی بر روی آب و هوای سایر نقاط جهان دارند. دو تای آن عبارتند از یخهای موجود در کلاهکهای قطب و گرینلند که به عنوان موتورهای تولید سرما برای جو و اقیانوسها عمل می کنند و سه تای دیگر عبارتند از کمر بند کوهستانی امریکای شمالی شامل کوههای راکی و فلات امریکای جنوبی شامل رشته کوههای آند و آخرین آنها فلات تبت است فلات به سرزمینهای بلند وسیع گفته می شود که از اطراف به سرزمینهای کم ارتفاع و پست منتهی می شود و فلات تبت بلندترین فلات روی کره



زمین است که به آن بام دنیا لقب داده اند.زمین شناسان معتقدند این فلات در اثر برخورد خشکیهای قاره آسیا با شبه قاره هند در دوران سنزوئیک زمین شناسی شکل گرفته است.

فلات تبت سرزمین بسیار عظیم و مرتفعی است که با طول و عرضی در حدود ۳۵۰۰ و ۱۵۰۰ کیلومتر در امتداد شرقی- غربی و شمالی- جنوبی با ارتفاع متوسط ۵۰۰۰ متر از سطح دریا شامل ۳۶ رشته کوه متفاوت و جداگانه است. این فلات از شمال به رشته کوههای کان لون و از غرب توسط رشته کوههای پامیر احاطه شده و حاشیه جنوبی آن را رشته کوههای هیمالیا و کارا گورام با طول ۲۲۵۰ کیلومتر و عرض ۲۰۰ کیلومتر تشکیل داده است و شیب این فلات در جهت جنوبشرقی است.

این فلات علاوه بر مرتفعترین قله آن یعنی اورست دارای ۱۳ قله دیگر با ارتفاع بیش از ۸۰۰۰ متر و صدها قله دیگر با ارتفاع بیش از ۷۰۰۰ متر از سطح دریا است. رشته کوههای هیمالیا در این فلات به عنوان منبع و برج آب آسیا محسوب می شود. بطوری که تامین کننده آب یک- پنجم ساکنان کره زمین است.این فلات با وسعتی معادل ۱۲۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع از سه قسمت اصلی شرق، شمال و جنوب تشکیل شده است.قسمت شرقی آن شامل مناطق جنگلی است که حدودا یک چهارم مساحت فلات را به خود اختصاص داده و قسمت شمالی آن پوشیده از علفزارهایی است که تقریبا نیمی از فلات را شامل می شود و یک چهارم باقیمانده آن در قسمت جنوب مساعد برای کشاورزی است.زمستان در تبت بسیار سرد و با بارش برف و یخبندان همراه است. علی رغم اینکه ارتفاع متوسط این فلات حدود ۴۰۰۰ متر از سطح دریا می باشد،روزهای تابستان در آن بسیار گرم است. دریافت انرژی گرمایی در روزهای طولانی بهار و تابستان و عدم زمان لازم جهت باز پس دهی آن باعث انباشت گرما در منطقه گردیده که در نهایت موجب تشکیل کم فشار حرارتی (فصلی- مونسون) می گردد که نواحی جنوبشرق و گاهی جنوب و حتی فلات مرکزی کشورمان را نیز متاثر می سازد. بیشترین بارندگی به شکل بارش باران آنهم در فصل تابستان بدلیل انتقال رطوبت از اقیانوس آرام و اقیانوس هند به این سرزمین است.البته در غرب و شمال تبت گاهی برف می بارد اما بارش دائمی برف معمولا در نقاط با ارتفاع ۶۵۰۰ متر از سطح دریا رخ می دهد.بدترین جلوه آب و هوایی تبت بادهای بسیار شدید و سردی است که معمولا در این منطقه میوزند.

۳-۲۱) فلات ایران:

از نظر توپولوژی سرزمین ایران فلات نسبتا مرتفعی است که در بخش میانی کمر بند چین خورده آلپ – هیمالیا قرار دارد این رشته ارتفاعات عظیم از اروپا تا آسیای مرکزی ادامه پیدا می کند و. درعرض جغرافیایی متوسط (۲۵ تا ۳۹ درجه) و طول جغرافیایی ۴۴ تا ۶۴ درجه شرقی واقع شده است که رشته کوههایی نظیر البرز و زاگرس آنرا در برگرفته اند و با امتداد و پیوستگی قابل توجهی درآن دامن گسترده اند.

جبهه بیرونی پیرامون فلات ایران برخلاف داخل آن که استپ های خشک هستند، غالباً مرطوب بوده و حتی در نواحی دریای خزر بسیار پرآب میباشند. این سرزمین پهناور که دارای وسعتی معادل سه برابر کشور فرانسه است، از تأثیرات دریا بسیار دور است و ارتفاع متوسط آن از سطح دریا (۱۰۰۰-۱۵۰۰ متر) و دو فرو رفتگی بزرگ را در بر میگیرد: دشت کویر درمرکز با ارتفاع ۴۵۰ متر، و دشت لوت درشرق با ارتفاع ۳۶۰ متر که هر دو در زمرهٔ گرمترین بیابانهای کره زمین به شمارمیروند. ایران دارای سه نوع آب و هوای بیابانی نیمه بیابانی ،آب و هوای کوهستانی و آب و هوای خزری است.در زمستانها معمولا ایران بین دو ایزوترم صفر درجه در وسط دریای خزر و ایزو ترم ۲۰ درجه در جنوبی ترین نقطه کشور یعنی سواحل در یای عمان قرار گرفته و در تابستان نیز جزء مناطق حرارتی وسیعی است که به صورت یک جزیره گرمایی تمام افریقای شمالی و عربستان و ایران و آسیای مرکزی را پوشانیده است. از لحاظ بارندگی کشور ایران را می توان به دو منطقه ۱- خوب و متوسط ۲- خشک تقسیم نمود و بیشترین بارندگی سالانه مربوط به سواحل جنوبغربی خزر می باشد.

٤-٢١) ترکمنستان:

اقلیم ترکمنستان در زمره اقالیم گرم و خشک و کاملاً بری قرار می گیرد. علت این امر قرار گرفتن در داخل قاره و فاصله نسبتاً زیاد از اقیانوس ها می باشد. اختلاف درجه حرارت در طول سال و در طول شبانه روز از اختصاصات اقلیم ترکمنستان است . هوا در زمستان سرد و در تابستان گرم بوده و نم نسبی و ریزش های جوی در طول تابستان کاهش می یابد .

دمای هوا در تابستان به ندرت از ۳۵ درجه پایین می آید ولی در زمستان به منهای ۳۴ درجه می رسد یعنی تغییرات دمای هوا در طی سال شدید است. رطوبت و نزولات جوی اندک است و بارندگی عمدتاً در فصل بهار روی می دهد.توده های هوایی که از سایر نقاط و مراکز کم فشار و پرفشار آسیای مرکزی به سایر نقاط ترکمنستان حرکت می کنند باعث پیدایش این شرایط آب و هوایی می گردند که عبارتند از :

۱- توده های هوایی بری شمالی و شمال شرق

۲- توده های ملایم دریایی غربی و شمال غربی

۳- توده های قاره ای جنب حاره ای با منشاء ایران و آسیای مرکزی

آسمان ترکمنستان اکثر روزهای سال بدون ابر یا کم ابراست. در تابستان بویژه ابرها بسیار پراکنده اند. به علت تابش عمودی نور خورشید و فقدان ابر هوای ترکمنستان بشدت گرم می شود. ترکمنستان ازنظرچشم اندازهای طبیعی با همسایگان خود تفاوت اساسی دارد. همانطور که در تاجیکستان کوهستانها و در قزاقزستان دشتها قراردارند، بیابان نیز وجه مشخصه طبیعت ترکمنستان محسوب می شود. بطوریکه کویر قره قوم با۳۵۰ هزار کیلومتر مربع حدود۸۰٪ خاک جمهوری ترکمنستان را فرا می گیرد . بیابان قره قوم یکی از بزرگترین و گرمترین بیابانهای دنیا می باشد که قسمت اعظم آنرا شنهایی سیاه پوشانده و این دشت به علت دریافت و انعکاس قابل توجه انرژی خورشیدی یکی از نقاط جهان است که در تابستان احتمال تشکیل کم فشار حرارتی در آن وجود دارد که همین امر در صورت مساعد بودن جریانات جوی به گرمی بیش از حد هوا درشهرهای استان گلستان در تابستان کمک می کند. البته باید بخاطر داشت که در زمستان همواره نواحی شمالی کشورمان متاثر از هوای سرد و خشک پر فشار سیبری است که گاهی زبانه های آن تا نواحی جنوبی کشور ما نیز امتداد می یابد.

. این بیابان از جهت غربی - شرقی ازدشت های آمودریا شروع و تا مسیر حدود۸۰۰کیلومتر ادامه می یابد. بیابان قره قوم دارای شرایط خشن طبیعی، اقلیمی بسیار خشک قاره ای است.

۵-۲۱) عراق:

عراق اقلیمی نیمه استوایی، گرم و خشک داشته و فقط در مناطق کوهستانی سرد و نیمه خشک است.

نقشه سیاسی جمهوری عراق

بخش اعظم خاک عراق را صحرا یا دشتهای بی حاصل تشکیل میدهند اما مناطق مابین دو رود دجله و فرات حاصلخیز است. ناحیه بیابانی در غرب و جنوب غرب فرات بخشی از صحرای سوریه است که تا بخش های غربی سوریه و جنوب عربستان ادامه می یابد. این بخش شامل مناطقی خشک و لم یزرع است که دارای رودخانه های فصلی می باشد. تعداد کمی از مردم در این مناطق زندگی می کنند.

بخش های شمال شرقی مناطق مرتفعی هستند که تا مرز ترکیه و ایران کشیده شده اند. این مناطق بسیار مرتفع بوده و کوههای با ارتفاع ۱۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متر در این نواحی دیده می شود.

عراق دارای زمستانهایی ملایم و خنک و تابستانهای داغ و بی ابر، بوده و مناطق کوهستانی شمال عراق دارای زمستان سرد توأم با برف سنگین که گاه سبب جاری شدن سیلاب درمناطق مرکزی و جنوبی آن میشود ، دمای هوا در نواحی گرم تر جنوبی، در ماههای تیر و مرداد به طور متوسط ۴۳ درجه بالای صفر است که گاه تا ۵۱ درجه نیز افزایش می یابد ، طوفان ریگ و خاک پدیده ای کاملاً رایج هستند

٦-۲۱) سرزمین حجاز:

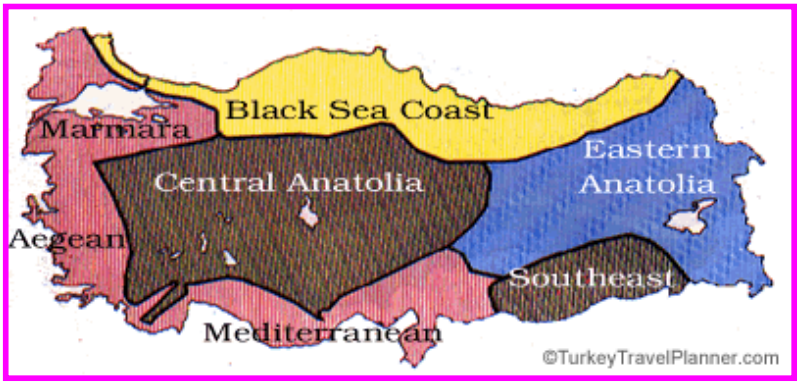
میانگین درجه حرارت تابستان در سرزمین حجاز به بیش از ۴۳ سانتی گراد می رسد. میانگین بارش سالانه، به ندرت از ۳۸ سانتی متر در سال بالاتر می‌رود. هیچگونه رود دائمی در این کشور، جاری نیست. ارتفاع

فلات مرکزی این کشور، در قسمت شرقی و کناره های خلیج فارس کاهش یافته و مستعد کشاورزی می شود. و فقط در همین مناطق است که می توان غلات و نخل به عمل آورد. اما قسمت جنوب شرقی این سرزمین « ربع الخالی » نامیده می شود که صحرایی خشک و سوزان و غیرقابل سکونت است مردم محل آن را به " ربع عرب الخالی " می‌نامند اما بیشتر مردم آن را به نام " ربع‌الخالی " می‌شناسند.

تپه های شنی ــ ربع الخالی ـ ۲۰۰٦/۲/٤

باور مردم بر آن است که ربع‌الخالی تنها از گرما و خشکی و تپه‌های شنی ایجاد شده است. منطقه‌ای بسیار گسترده‌ای است که قسمت بزرگی از خاک عربستان سعودی و عمان و امارات متحده عربی را در بر گرفته است.ارتفاع بعضی از تپه‌های شنی در ربع‌الخالی تا ارتفاع ۲۴۰ متر می‌رسد، وگستره این تپه‌ها تا مسافت ۵۰ کیلومتر ادامه یافته است. ربع‌الخالی جایی بسیار گرم است و دمای هوا در آن در تابستان تا حدود ۵۵ تا ۶۰ درجه سانتیگراد می‌رسد که خود عاملی برای تشکیل کم فشار حرارتی است که زبانه های آن نواحی جنوبی کشور را می پوشاند و گاه با کم فشار حرارتی تبت یکی شده و بصورت کمر بندی از گرما منطقه ای به وسعت شمال افریقا تا تبت را در بر می گیرد. در این وقت از سال بدویان ساکن ربع‌الخالی از آنجا کوچ می‌کنند و به نزدیک دریا می‌روند و از گرمای شدید و هوای خشک ربع‌الخالی دور می‌شوند، چون در نزدیکی دریا هوا لطیف تر از هوای خشک و باد سوزان ربع‌الخالی است. اما در زمستان دمای هوا در ربع‌الخالی گهگاه به ۱۰ درجه سانتیگراد زیر صفر نیز می‌رسد و سرمایش استخوان سوز است. ربع‌الخالی به باد و طوفانهای بسیار قوی و شدید در زمستان و تابستان، مشهور است بنا براین در تمام سال در ربع‌الخالی گرد و خاک برپاست و در اثر این بادهای موسمی تپه‌های ریگ روان و تلماسه‌ها در حال حرکت می‌باشند البته این بادهای شدید از گرمای تابستان کاهش می‌دهد و به سرمای زمستان افزایش. در ربع‌الخالی باران خیلی کم می‌بارد. اما در فصل زمستان بعضی از گلهای بهاری و درختان کوچک می‌روید که در اثر گرما و کم آبی بسرعت خشک می‌شوند.

۷-۲۱)ترکیه:



ترکیه در غرب آسیا قرار داشته و از سه طرف توسط دریا احاطه شده و مساحت آن نصف ایران است. این کشور از نظر اقلیمی و آب و هوایی به هفت منطقه تقسیم می شود.

۱- سواحل دریای مرمره جلگه ای بوده و بسیار مناسب کشاورزی است

۲- سواحل دریای اژه علی رغم داشتن ناهمواریها بسیار مساعد کشاورزی است

۳- سواحل مدیترانه دارای رشته کوههایی بسیار بلند بوده و در تابستان بسیار گرم و مرطوب است.

۴- سواحل دریای سیاه بسیار سرسبز و مفرح بوده و به علت صعود هوای مرطوب این دریا بر روی رشته کوههای مجاور آن،آسمان این ناحیه اغلب پوشیده از ایر است.

۵- آناتولی مرکزی، فلات مرتفع و مرکزی ترکیه با ارتفاع متوسط ۹۰۰ متر از سطح دریاست که در آن کوههایی پوشیده از برف و یا آتشفشانی وجود دارد.

۶- آناتولی جنوبی سرزمینی خشک در جنوب و نزدیکی سوریه است و در تابستان بسیار گرم است.

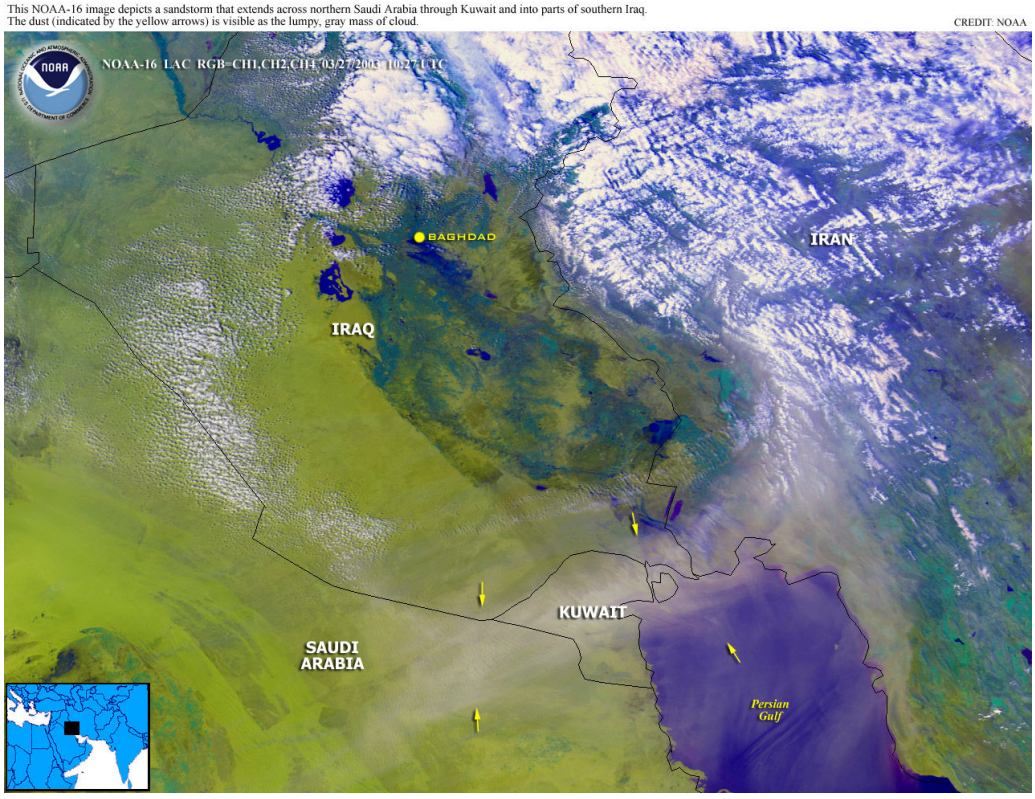
ویژگیهای اقلیمی ترکیه				
منطقه	**بارندگی سالانه**	**حداقل دما**	**حداکثر دما (سانتیگراد)**	**متوسط رطوبت**
سواحل دریای مرمره	۶۶۸ میلیمتر	۱۶	۴۰	٪۷۳
سواحل دریای اژه	۶۴۵ میلیمتر	-۸	۴۳	٪۶۹
سواحل دریای مدیترانه	۷۷۷ میلیمتر	-۵	۴۵	٪۷۰
سواحل دریای سیاه	۷۸۱ میلیمتر	-۸	۴۰	٪۷۲
آناتولی مرکزی	۳۸۲ میلیمتر	-۲۵	۴۰	٪۶۲
آناتولی شرقی	۵۶۰ میلیمتر	-۴۳	۳۸	-
آناتولی جنوبی	۵۷۶ میلیمتر	-۱۲	۴۶	-

بدیهی است تمامی سامانه هایی که از این طریق وارد ایران می گردند بایستی از رطوبت خوبی برخوردار باشند

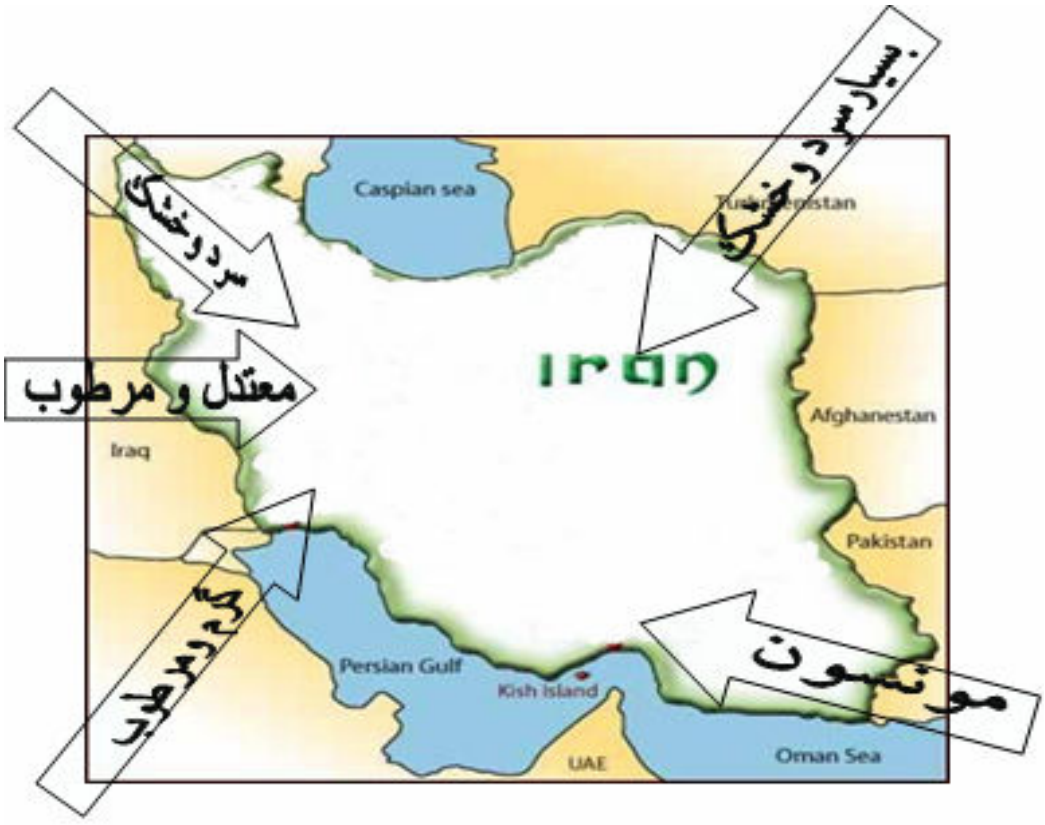
۸-۲۱) ایران و بیابانهای مجاور :

بطور کلی کشورهایی نظیر عراق،اردن،سوریه،کویت، و سرزمین حجازکه در غرب و جنوب کشورمان قرار دارند دارای اقلیمی بیابانی بوده و اغلب پوشیده از شن و خاکهای ناپایدار، پوک و غیر حاصلخیز بوده که این امر موجب گردیده تا سامانه های جوی دارای باد شدید و فاقد رطوبت لازم در هنگام عبور از روی این کشورها مقادیر بسیار زیادی از خاک و شن و غبار را با خود به ارمغان آورده و در برخورد با سدی همچون رشته کوههای زاگرس بر روی نواحی غرب ،جنوبغرب و

تا حدودی جنوب کشور حاکم شده و باعث ایجاد پدیده هایی مانند HZ,DU,SA می گردد که اختلال در فعالیتهای روز مره و تقریبا متوقف نمودن تمامی فعالیتهای هوانوردی را بدنبال دارد. طبق آمارهای موجود در بعضی مواقع آنقدر غلظت این پدیده ها (بخصوص DU) بالا بوده که حتی برای مدت یک هفته، مقدار دید زیر ۲۰۰۰ متر گزارش گردیده است.تصویر ماهواره ای فوق نشاندهنده طوفان شن و گرد و خاک شدیدی است که از روی کشورهای یاد شده فوق به سمت کشورمان در حال حرکت است.

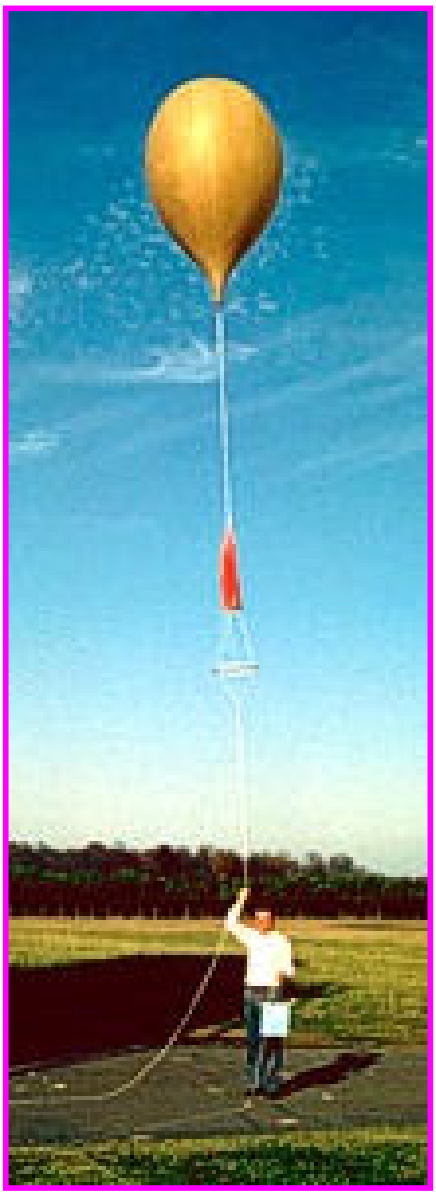


۹-۲۱) توده هواهایی که ایران را تحت تاثیر قرار میدهد عبارتند از:



فصل بیست و دوم:

گزارشات هواشناسي



۱-۲۲) گزارشات هواشناسی:

در امور هوانوردی بالاخص مسئله پرواز لازم است وضع هوای مبداء،مسیر،مقصد و فرودگاه کمکی تهیه گردد و در اختیار خلبان و سایر پرسنل ذینفع قرار گیرد

۱- گزارشات هواشناسی در انجام و یا عدم انجام ماموریت ، تعیین نوع ماموریت و همچنین مشخص نمودن اینکه کدامیک از خلبانان از لحاظ تجربه خدمتی ،توانایی انجام یک ماموریت بخصوص را دارا میباشد نقش بسیار تعیین کننده ای دارند زیرا کادر پروازی به محض دریافت این گزارشات تمهیدات خاصی را اتخاذ مینمایند. بمنظور ارائه انواع اطلاعات هواشناسی معمولا اقدامات زیر صورت میگیرد.

۲- قرائت ادوات هواشناسی مستقر در ایستگاههای هواشناسی اعم از سینوپتیک (synoptic station) و کاوش جو بالا (upper air station) و مخابره آنها در چاچوب الگویی خاص.

۳ - پلات (پیاده کردن اطلاعات فوق بر روی نقشه ها) مطابق مقررات معین.

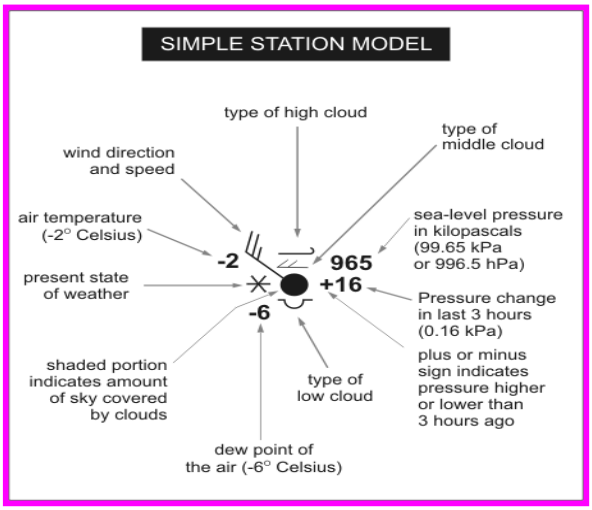
۴- آنالیز و تجزیه و تحلیل نقشه های پلات شده.

۵ - تهیه و صدور انواع پیش بینی های مسیر،مقاصد پروازی،وسایر اطلاعات مرتبط با امور هوانوردی برابر استانداردهای جهانی.

اطلاعات حاصله از ایستگاههای سینوپتیکی و کاوش جو بالا که مورد نیاز امور هوانوردی میباشند می بایست راس ساعت گرینویچ مخابره گردد و چنانچه اطلاعات بموقع مبادله نشود غیر قابل مصرف محسوب می گردد.

۲-۲۲) گزارش سینوپ: (SYNOP)

سینوپ نام دیدبانی رمزی واصله از یک ایستگاه است که هر سه ساعت یکبار دیدبانی و گزارش میشود و در لغت به معنای هم زمان بینی است زیرا این عمل در کلیه ایستگاههای سینوپتیک کره زمین بطور همزمان صورت میگیرد که دارای قالب زیر میباشد.



ZCZC 217
SMIR (SIIR) 23 CCCC YYGGgg
Mi Mi Mi Mi YYGGIw IIiii
IrIxhVV Nddff 1SnTTT 2SnTdTdTd 3PoPoPoPo 4PPPP 5appp 6RRRtR 7 wwW1W2 8 NhCLCmCh 9GGgg 222DsVs 0SnTxTxTx 333 1SnTxTxTx 8NsCHshs

مثال:

40767 41657 32902 10122 20026 38298 40033 53004 70500 81430 90250 333 20118 81640 83358 Q1016 A3001

۳-۲۲) متار: METAR

متار عبارتست از هوای سطح زمین،ساعت به ساعت یا نیم ساعت به نیم ساعت، که درقالب زیر تهیه و ارائه میگردد.

METAR CCCC YYGGggz dndndn Vdxdxdx VVVVDv RDrDr/VrVrVrVr WW(ww) NsNsNshshshs OR VVhshshs OR SKC TT/TdTd QPhPhPh APhPhPhPh REWW

مثال:

OIGG 170600Z 27003MPS 2000 BR BKN015 OVC060 10/09 Q1015 A2998

٤-٢٢) گزارش هوای ویژه: (SPECI)

گزارشی است که بهنگام تغییرات ناگهانی هوا اعم از بهبود یا تخریب هوا (شروع ، خاتمه و یا هرگونه تغییری در شدت)هر یک از پدیده های زیر صادر میگردد و دارای همان قالب متار میباشد.

الف- تورنادو(TORNADO)

ب- طوفان رعد و برق

پ- تگرگ در سطح زمین

ت- برف وباران مخلوط

ث- بارندگی منجمد

ج- کولاک برف

چ- طوفان خاک و شن

ح- مه

مثال:

SPC OIBK 221215Z 20004MPS 1500M TS SHRA FEW030CB SCT030 OVC090

٥-٢٢) اعلام خطرها (هشدارها) :

هنگام وقوع یا پیش بینی پدیده های جوی نظیر

الف- تورنادو

ب- رعد وبرقی که با تند بادهای با سرعت ٥٠ نات یا بیشتر همراه باشد.

پ- تگرگ در سطوح زمین و سطوح بالا

ت- مناطق وقوع یخبندان

ث- مناطق وقوع توربولانس

ج- پدژده های کاهش دهنده دید به زیر یک کیلومتر

چ- برف سنگژنی که دید را به زیر ١٠٠ متر برساند

ح- طوفانهای شن و خاک

خ- ابرهای با پایه کمتر از ١٠٠٠ پا

د- تند بادهایی که سرعت آنها بیش از ۳۵ نات باشد.

که سبب کاهش دید و اثرات نامطلوب بر هواپیمای در حال نشستن ، برخاستن و یا در حال پرواز می شود اطلاعیه یا اعلام خطر رسمی صادر می شود که بر دو گونه میباشند.

الف- **AIRMETs**: (AIRMENS METEOROLOGICAL INFORMATION)

Airmet نوعی گزارش جوی است که هر ۶ ساعت یکبار منتشر شده و در صورت نیاز برای آن اصلاحیه نیز صادر می گردد. این گزارش نسبت به SIGMET در بر گیرنده پدیده های جوی با شدت کمتر است و شامل اطلاعاتی از قبیل توربولانس و یخبندان متوسط،باد سطحی ۳۰ نات یا بیشتر، ابرهای با ارتفاع پایه ۱۰۰۰ پا یا کمتر و دید ۵ کیلومتر یا کمتر و نامرئی بودن کوهها است که برای هواپیماهای سبک به علت دارا بودن قابلیتهای پروازی محدودتر و فقدان تجهیزات مناسب و یا برای خلبانان فاقد تجربه کافی صادر می گردد.البته صدور این گزارش در صورتی ضروری است که که پدیده مورد نظر منطقه ای به وسعت حداقل ۲۵۰۰ کیلومتر مربع را در بر بگیرد.AIRMET خود بر سه قسم است ۱- نوع S که بیانگر شرایط پروازی IFR و غیر قابل مشاهده بودن کوههاست ۲- نوع T که بیانگر وجود توربولانس در مسیر است ۳- نوع Z که بیانگر وجود یخبندان در مسیر است. **مثال :**

AIR MET
OIII AIRMET 4 VALID 151520/151800 ISOL TS OBS TOP ABV FL100 N OF S 50 STR WKN

معنی پیام: چهارمین پیام که اعتبار آن روز پانزدهم از ساعت۵۲۰ دقیقه تا روز پانزدهم ساعت۸۰۰ میباشد . رعدوبرقهای پراکنده باقله بالای۱۰۰۰۰پایی مشاهده میشود روی شمال۵۰ درجه جنوبی، این پدیده ثابت مانده وضعیف میشود.

ب-**Sigmet** : (significant meteorological information)

در صورتی که دیده و یا پیش بینی شود هوای منطقه وسیعی ناپایدار است، از سوی سرویسهای هواشناسی اطلاعیه یا سیگمت (SIGMET) صادر می شود این گزارش هشداری است به خلبانان در مورد شرایط خاص جوی نظیر توربولانس،یخبندان شدید،طوفانهای شدید و برش باد در سطوح پایین که بطور بالقوه برای همه هواپیماها و همه خلبانان خطرناک محسوب می شود و حداکثر اعتبارآن چهارساعت میباشد.**مثال:**

SIGMET
SIGMET 5 VALID 101000/101200
OIII OBSC TS FCST TOP FL390 S OF N 62 MOV E WKN

معنی پیام: پنجمین پیام در روزدهم که ازساعت۱۰۰۰تا ساعت۱۲۰۰ معتبر است.ابرهای رعدوبرقی مخفی شده باارتفاع۳۹۰۰۰ پاپیش بینی میشودروی جنوب۶۲ درجه شمالی که حرکت میکندبطرف شرق وضعیف میشود.

مثال:

Zczc 086
WSIR OIID 03/1825Z DATE 77/12/12
SIG NO 1 VALID TIME 1830 – 2030Z
POOR VIS 0200MTS OR LESS DUE TO FOG CONDITION OBS/FCT OVER LOC NE SPCI OIMM

پ- WARNING (اخطاریه)

عبارتست از اعلام خطریا هشدار در مورد هر یک از پدیده های جوی که بر روی هواپیما پارک شده درروی زمین ویا هرنوع وسیله ای که درارتباط با هواپیما باشد تاثیر مستقیم دارد. و یا به عبارتی در صورتی مشاهده و یا پیش بینی شود هوای منطقه محدودی (محدوده فرودگاه ویا حداکثرمحدوده شهر) رو به تخریب برود از سوی سرویسهای هواشناسی اطلاعیه رسمی یا وارنِینگ (WARNING) صادر می شود. این هشدار دارای شماره،تاریخ،زمان شروع و زمان پایان است.

مثال:

ZCZC19
WSIR OIID 29/1305 – 1405 77/12/10
WARNING NO 1
FEW TO SCT CB TOP 30000 FT ASSW RASH/TS OBS/FCT OVER OIMM AIRPORT.

معنی پیام

اعلام خطر شماره ۱ در تاریخ بیست و نهم دارای اعتبار از ساعت ۱۳/۰۵ تا ۱۴/۰۵ دقیقه UTC

۱ تا ۴ هشتم ابر CB با قله ۳۰۰۰۰ پا همراه با طوفان رعد و برق و رگبار باران دیده و پیش بینی می شود روی فرودگاه مشهد

مثال:

WARNING NO.1 261030/261130
3/8 – 4/8 CB TOP 28000 FT ASSW WITH TSSH OBS/FCST OVER
OIII AIR PORT .

معنی پیام: اعلام خطر شماره یک در تاریخ بیست وششم اعتبار از ساعت۱۰۳۰ دقیقه تا۱۱۳۰دقیقهUTC مقدار ۳/۸ تا۴/۸ ابرCB باقله۲۸۰۰۰پاهمراه باتوفان ورگبار دیده وپیش بینی میشود روی فرودگاه مهرآباد

٦-۲۲) VOLMET:

عبارتست ازاطلاعاتی که درحین پرواز به خلبان داده میشود. مانند METAR , SPECIAL, TAF,SIGMET

GAMET(۲۲-۷): پیش بینی مسیردرارتفاعات پایین(زیر۱۰۰۰۰پا)میباشد

(LOW LEVEL FLIGHT)

مثال:

OIII GAMET VALID 220600/221200
GAMET
LONDON FIR/2 BLW FL100
SECN I
SFC WSPD :10/12 65 KMH
SFC VIS :06/08 3000 M BR N OF N 5I
SIGWX :11/12 ISOL TS
SIG CLD :06/09 OVC 800/1100 FT AGL N OF N5I 10/12 ISOL TCU
1200/8000 FT AGL
ICE :MOD FL050/080
TURB :MOD ABV FL090

معنی پیام: اعتبار این گزارش ازساعت ۰۶۰۰ تا۱۲۰۰ UTC در روز بیست و دوم میباشد.

قسمت اول

۱- باد سطح زمین بین ساعت ۱۰۰۰ تا۱۲۰۰ مقدار ۶۵ کیلومتر در ساعت

۲- دید سطح زمین بین ساعت(۰۶۰۰و۰۸۰۰) ۳۰۰۰ متر شمال۵۱ درجه شمالی بدلیل وجود پدیده mist

۳-هوای قابل ملاحظه بین ساعت ۱۱۰۰ و۱۲۰۰ ابرهای رعد و برقی پراکنده

۴- ابرهای قابل ملاحظه بین ساعت۰۶۰۰ و۰۹۰۰ آسمان تمام ابری ارتفاع پایه ابر۸۰۰ پا با قله ۱۱۰۰ از سطح زمین (AGL) شمال ۵۱ درجه نیمکره شمالی و بین ساعت ۱۰۰۰ و۱۲۰۰ ابرT CU پراکنده ارتفاع پایه ۱۲۰۰ پا ارتفاع قله آن ۸۰۰۰ پا از سطح زمین میباشد

۵- یخبندان – شدت آن متوسط بین ارتفاع ۵۰۰۰ پا تا۸۰۰۰پا

۶- توربولانس – باشدت متوسط بالای ارتفاع ۹۰۰۰پا (تاارتفاع ۱۰۰۰۰پایی)

۲۲-۸) تافور: (TERMINAL AERODROME FORCAST)

که بیان کننده پیش بینی وضعیت هوای ۶ تا ۲۴ ساعت آینده فرودگاه مقصد میباشد و هرچه دارای زمان کوتاهتری باشد با ارزش تر است.

مثال:

ZCZC 10
FTAR OIID 08/0000 – 0600Z
TAF

OIIII OIFM 080006Z VRB04 7000 SCT040 TEMPO 4000 HZ
OIZH OIYY OIKK 080006Z VRB04 7000 FEW030CB SCT040 BKN100 TEMP 33005 G 10 MPS 5000 SA/RA/SH FEW TO SCT030CB

مثال:

TAF OIII 130530Z 130716 31015Kt 8000 SHRA
SCT005 SCT010CB SCT018 BKN025 TEMPO 1116 4000 +SHRA
SCT005 BKN010CB PROB30 TEMPO 1416 TSRA SCT005
BKN010CB

پیش بینی فوق به زبان ساده چنین است :

روزسیزدهم ساعت 0530Z مدت اعتباراین پیش بینی ازساعت۷ تا۱۶درنظرگرفته شده(۹ ساعته)سمت باد۱۰درجه۱۵ نات دیدافقی ۸ کیلومتروضعیت جوی رگبارباران (متوسط) مقدارابرها SCT به اارتفاع۵۰۰ پا و ابر CB بمقدارSCT به ارتفاع۱۰۰۰ پا ابر دیگرSCT به ارتفاع ۸۰۰ پا و بالاخرهBKN به ارتفاع ۵۰۰ پااست. پیش بینی تغییرات موقتی ازساعت۱۱ تا ۱۶ دیدبه ۴۰۰۰مترکاهش یافته، وضعیت جوی رگبارباران شدید پیش بینی میشود مقدار ابرها SCT با ارتفاع۵۰۰ پا وBKN با ارتفاع ۱۰۰۰ پاCB باحتمال۳۰٪ پیش بینی میشودکه تغییرات موقتی از ساعت ۱۴ تا ۱۶ با طوفان رعد و برق همراه باران متوسط در۵۰۰ پایی آسمانSCT ودر۱۰۰۰ پایی بصورتBKN با ابرCB پیش بینی میشود.

۹-۲۲) رافور: (ROUT FORCAST OR AREA FOR AVIATION)

رافور یا پیش بینی مسیر عبارتست از پیش بینی هوای مسیری که قرار است هواپیما بپیماید و یا منطقه پروازی مورد نظر. در این گزارش علاوه بر پارامترهای قبلی دما و سمت و سرعت باد در ارتفاعات ۱۰۰۰۰ ،۲۰۰۰۰ ، ۳۰۰۰۰ و ۴۰۰۰۰ پایی ارائه می شود این نوع پیش بینی درایران بصورت خاص خود و هر ۱۲ ساعت یکبار صادرمیگردد این مناطق عبارتند از :-TEHRAN-CENTRAL-N-NW-W-SW-S-SSE-SE-E-NE

برای نمونه پیش بینی مسیر صادر شده از مرکز آنالیز و پرورش اطلاعات هواشناسی نهاجا برای روز ۱۲/۲۰/ ۱۳۸۵ بشرح زیر ارائه میگردد.

ZCZC 078
FAIR OIID 10/1200-2400Z …. 85-12-20
AREA FORECAST
N 9999 FEW040CB SCT060 OVC110 TEMPO LOC 2000 DZ
SCT040CB OVC080
410000 26005 420073 26010 430002 26015 440004 26020 ۳- پیام شماره

زمان اعتبار از ساعت ۱۲۰۰ تا ۲۴۰۰ گرینویچ

منطقه شمال :

دید بزرگتر یا مساوی ۱۰ کیلومتر ،یک تا دو هشتم ابر CB در ارتفاع پایه ای ۴۰۰۰ پا ، ۳ تا ۴ هشتم ابـر بـا پایـه ۶۰۰۰ پا ، ۸ هشتم ابر با ارتفاع پایه ۱۱۰۰۰ پا، دید محلی به دلیل ریزش باران ریزه به ۲۰۰۰ متـر کـاهش یافتـه و مقدار ابر به سه تا ۴ هشتم ابر CB با ارتفاع پایه ۴۰۰۰ پا و ۸ هشتم ابر با ارتفاع ۸۰۰۰ پا تغییر میکند.

دما در ۱۰۰۰۰ پایی صفر درجه سانتیگراد، سمت باد ۲۶۰ درجه ،سرعت باد ۵ متر بر ثانیه

دما در ۲۰۰۰۰ پایی منهای ۲۳ درجه سانتیگراد، سمت باد ۲۶۰ درجه سرعت باد ۱۰ متر بر ثانیه

دما در ۳۰۰۰۰ پایی منهای ۵۲ درجه سانتیگراد، سمت باد ۲۶۰ درجه،سرعت باد ۱۵ متر بر ثانیه

دما در ۴۰۰۰۰ پایی منهای ۵۴ درجه سانتیگراد،سمت باد ۲۶۰ درجه، سرعت باد ۲۰ متر بر ثانیه

جدول استخراج وضعیت دما از پیش بینی مسیر		
کد دما	00,01,02,……50	51,52,…..,99,00,01,….
دما به درجه سانتیگراد	+0,+1,+2,…….+50	-1,-2,…..-49,-50,-51,…

۱۰-۲۲) اصلاحیه (AMENDMENT)

پیش بینی مسیر صادر شده باید همواره مورد ارزیابی قرار گیرد و درصورت نیاز،برای آن اصلاحیه صادر گردد.

مواردی که بیانگر نیاز به صدور اصلاحیه می باشد عبارتند از موارد زیر:

۱- باد در سطوح بالا

الف- اگر باد به اندازه ۳۰ درجه یا بیشتر تغییر جهت دهد در صورتی که سرعت باد قبل و یا بعد از تغییر ۳۰ نات یا بیشتر باشد

ب- در صورت تغییر سرعت باد به اندازه ۲۰ نات یا بیشتر.

۲- درجه حرارت

در صورتی که تغییر درجه حرارت بیش از ۵ درجه سانتیگراد باشد.

۳- یخبندان و توربولانس

الف- در صورتی که احتمال وقوع آن پس از صدور پیش بینی مسیر افزایش یابد.

ب- در صورتی که مکان وقوع آن اشتباه اعلام شده باشد.

پ- در صورت افزایش یا کاهش شدت ، مثلا از شدید به ملایم و یا عدم وجود و یا از متوسط به عدم وجود

(۲۲-۱۱ **Pireps**: (pilot weather reports)

نوعی گزارش وضعیت جوی است که توسط خلبانان در حین پرواز ارائه گردیده و در آن برخی از شرائط جوی موجود نظیر ارتفاع پایه ابر ،دید،توربولانس و یخبندان گزارش می گردد.

(۲۲-۱۲ **NOTAM**: (NOTEICE TO AIRMEN)

نوتام بیانگر تغییراتی در اطلاعات هوانوردی نظیر بسته بودن باند یا taxi way بدلائلی نظیر خرابی آسفالت یا یخزدگی سطح باند،بروز اشکال در سامانه های تقرب نظیر چراغهای باند و غیره است که خلبان می بایست قبل از عزیمت از آنها آگاهی داشته باشد.

لازم به ذکر است که می بایست اطلاعات جوی متار ،تافور و رافور برحسب نیاز و قبل از پرواز در فرم طرح پروازی (FLIGHT PLAN) ارائه شده از سوی خلبانان، درج و در اختیار آنان قرار می گیرد.

Unit	Equivalent measurements, comments
Pounds per square inch (psi, PSI, lb/in^2, lb/sq in)	Commonly used in the U.S., but not elsewhere. Normal atmospheric pressure is 14.7 psi, which means that a column of air one square inch in area rising from the Earth's atmosphere to space weighs 14.7 pounds.
Atmosphere (atm)	Normal atmospheric pressure is defined as 1 atmosphere. 1 atm = 14.6956 psi = 760 torr.
Torr (torr)	Based on the original Torricelli barometer design, one atmosphere of pressure will force the column of mercury (Hg) in a mercury barometer to a height of 760 millimeters. A pressure that causes the Hg column to rise 1 millimeter is called a torr (you may still see the term 1 mm Hg used; this has been replaced by the torr). 1 atm = 760 torr = 14.7 psi.
Bar (bar)	The bar nearly identical to the atmosphere unit. One bar = 750.062 torr = 0.9869 atm = 100,000 Pa.
Millibar (mb or mbar)	There are 1,000 millibar in one bar. This unit is used by meteorologists who find it easier to refer to atmospheric pressures without using decimals. One millibar = 0.001 bar = 0.750 torr = 100 Pa.
Pascal (Pa)	1 pascal = a force of 1 Newton per square meter (1 Newton = the force required to accelerate 1 kilogram one meter per second per second = 1 kg·m/s^2; this is actually quite logical for physicists and engineers, honest). 1 pascal = 10 dyne/cm^2 = 0.01 mbar. 1 atm = 101,325 Pascals = 760 mm Hg = 760 torr = 14.7 psi.
Kilopascal (kPa)	The prefix "kilo" means "1,000", so one kilopascal = 1,000 Pa. Therefore, 101.325 kPa = 1 atm = 760 torr and 100 kPa = 1 bar = 750 torr.
Megapascal (MPa)	The prefix "mega" means "1,000,000", so one megapascal = 1,000 kPa = 1,000,000 Pa = 9.869 atm = 145 psi.
Gigapascal (GPa)	The prefix "giga" means "1,000,000,000", so one gigapascal = 1,000 MPa = 1,000,000 kPa = 1,000,000,000 Pa = 9,870 atm = 10,000 bar. Pressures of several gigapascals can convert graphite to diamond or make hydrogen a metallic conductor! Such high pressures are rarely encountered in everyday life.

Pressure Units						
	Pascal (Pa)	Bar (bar)	Technical atmosphere (at)	Atmosphere (atm)	Torr (mmHg)	Pound-force per square inch (psi)
1 Pa	≡ 1 N/m²	10^{-5}	10.197×10^{-6}	9.8692×10^{-6}	7.5006×10^{-3}	145.04×10^{-6}
1 bar	100 000	$\equiv 10^6$ dyn/cm²	1.0197	0.98692	750.06	14.504
1 at	98 066.5	0.980665	≡ 1 kgf/cm²	0.96784	735.56	14.223
1 atm	101 325	1.01325	1.0332	≡ 1 atm	760	14.696
1 torr	133.322	1.3332×10^{-3}	1.3595×10^{-3}	1.3158×10^{-3}	≡ 1 mmHg	19.337×10^{-3}
1 psi	6 894.76	68.948×10^{-3}	70.307×10^{-3}	68.046×10^{-3}	51.715	≡ 1 lbf/in²

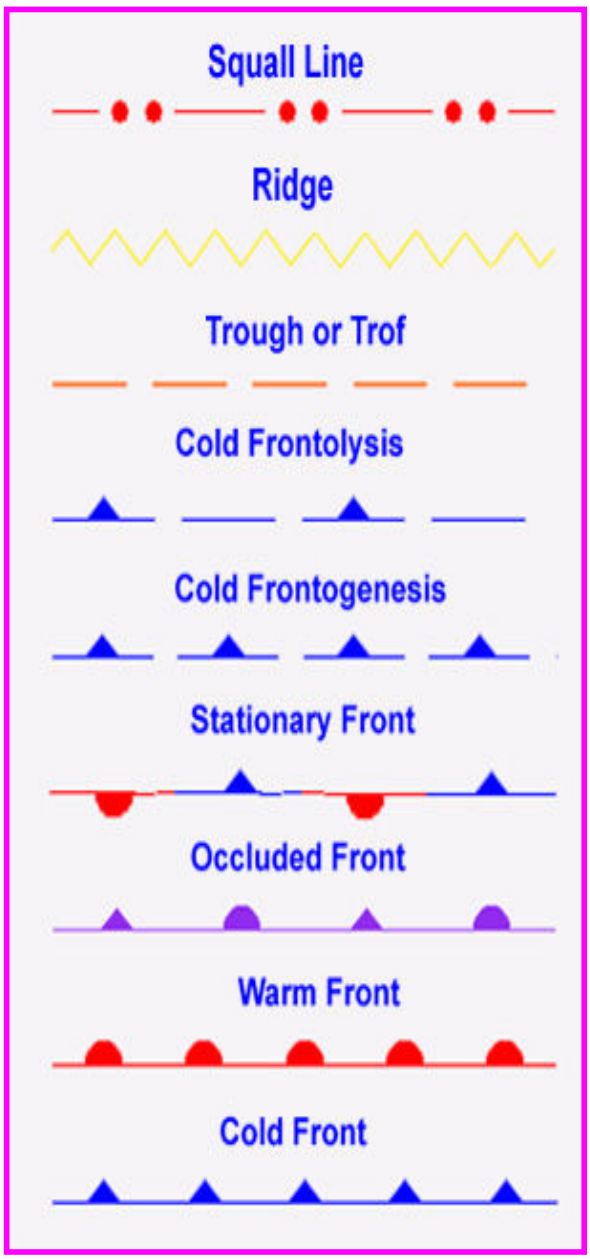
آلبیدو = نسبت انرژی منعکس شده به انرژی اخذ شده توسط یک سطح	رابطه بین فشار و ارتفاع (ضخامت لایه) $\Delta z = (RT/9.8)^* \ln (p_1/p_2)$ $P_2 = p_1 e^{(RT_v)}$
نحوه تبدیل فشار از میلی بار به میلیمتر جیوه $H_{mm}=(3/4) * mb$	نحوه تبدیل سانتیگراد به فارنهایت $C=(f-32) * 5/9 \quad , \quad f=9/5 * c+32$
محاسبه ارتفاع پایه ابر کومولوس(H) بر حسب دمای سطح زمین(t) و دمای نقطه شبنم (DP) بر حسب متر $H=((t-DP)/8.15) *1000$	محاسبه لایه یخبندان بر حسب درجه حرارت سطح زمین T $FZL = (T/2) * 1000$
دمای پتانسیل: $\theta = T(1000/P)^{0.286}$	دمای مجازی: $T_V = T(1+1.61r)$
محاسبه فشار جو (P) در هر ارتفاع دلخواه (h) با چگالی ρ و شتاب جاذبه g $P = \rho gh$	تبدیل دما ازکلوین و سانتیگراد و بالعکس $K = 273 + c$

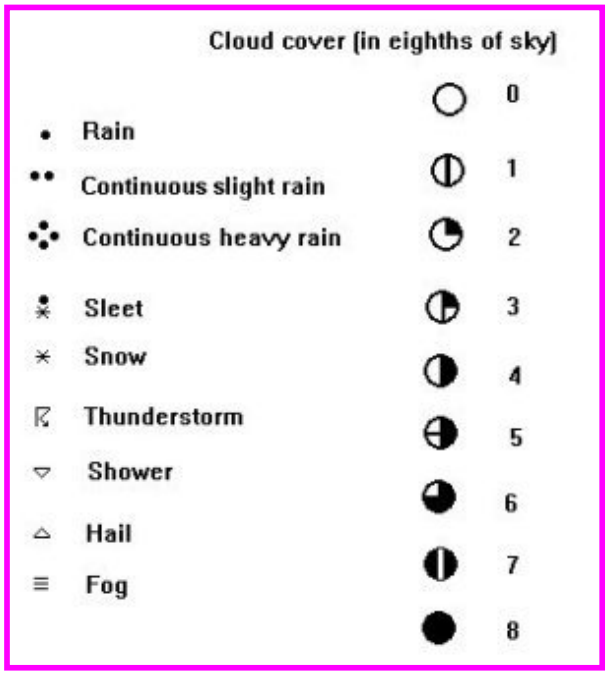
PBL : لایه مرزی سیاره ای بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ متری از سطح زمین که بقیه تروپوسفر از ارتفاع ۳۰۰ متر به بالا را جو آزاد گویند	محاسبه فشارجزیی بخار آب بر حسب رطوبت نسبی (R_H)و فشار بخار اشباع(E) $E = (R_H * E)/100$
محاسبه فشار وارده(P بر حسب کیلوگرم بر متر مربع) از طرف باد با سرعت(V بر حسب کیلومتر در ساعت) به سطحی به مساحت (A بر حسب متر مربع) و ضریب تناسب K= 0.0075 $P= KV^2$	رابطه بین فشار هوا (P بر حسب میلی بار) و دما (Tبر حسب کلوین) وچگالی هوا (ρ بر حسب گرم بر سانتیمتر مربع) و ثابت گازها (R=۸,۳۱۴) و جرم مولکولی گاز(mبر حسب گرم) $P= (\rho RT)/m$
برای حجم واحد گاز(α) و وزن مولکولی متوسط آمیزه ای از گازها (M) داریم $P\alpha = (R/M) * T$ که در آن T دما برحسب کلوین وP فشار برحسب اتمسفر است(هوا آمیزه ای از گازهاست)	محاسبه نیروی وارده (F بر حسب کیلوگرم نیرو)از طرف باد با سرعت(V بر حسب کیلومتر در ساعت) به سطحی به مساحت (A بر حسب متر مربع) و ضریب تناسب K= 0.0075 $F= KAV^2$
رابطه بین دمای یک جسم(T برحسب کلوین) و طول موج گسیل شده از آن (λ بر حسب میکرون) $T * \lambda_{MAX} = 2880$	محاسبه اختلاف فشار بین دو نقطه $P_1-P_2 = \rho g(h_1-h_2)$ وزن مولکولی هوا برابر است با ۲۸/۹۷
طول موج تابش خورشیدی با احتساب دمای ۵۷۹۳ درجه برای سطح خورشید برابر است با ۰,۵ میکرون $5793 * \lambda = 2880$	طول موج تابش زمینی با احتساب دمای استاندارد ۱۵ درجه برای سطح زمین برابر است با ۱۰میکرون $(15+273) * \lambda=2880$
برای یک مول گاز درشرایط متعارفی داریم: $P=1013.25$ MB , $V=22.414m^3$ $T=273.15$ k, $PV/T=8314j/mol^{-1}k^{-1}$	رابطه نسبت آمیختگی با فشار بخار و فشار: $r = 0.622 * (e/(p-e))$
رطوبت نسبی یا نم نسبی: $R_H=(e/ e_s) *100$	رابطه نسبت آمیختگی اشباع با فشار بخار اشباع و فشار: $r_s= 0.622 * (e_s/(p-e_s))$
نم ویژه: $q = r/(1+r)$	r = نسبت حجم بخارآب در نمونه به حجم بخار آب در هوای خشک

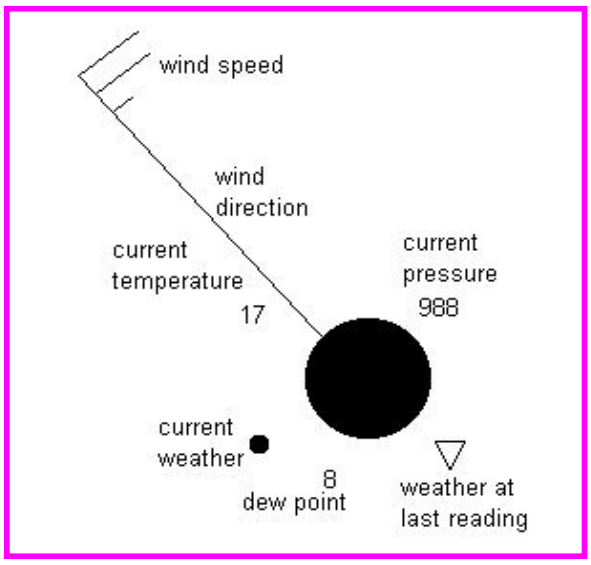
طبقه بندی روز و شب، دما و شدت سرما و گرما			
روز گرم:	T_{MAX} >30	روز سرد:	T_{MAX} <10
روز تابستانی:	T_{MAX} >25	شبهای گرم:	T_{min} >15
روزی همراه با یخبندان:	T_{min} < 00	شبهای سرد:	T_{min} < -5
روزی همراه با یخبندان شدید:	T_{MAX} < 00	شبهای بسیار سرد:	T_{min} < -10

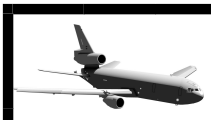
فصل بیست و سوم:

نمادها و ضمائم

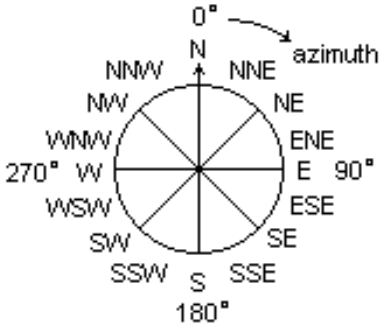




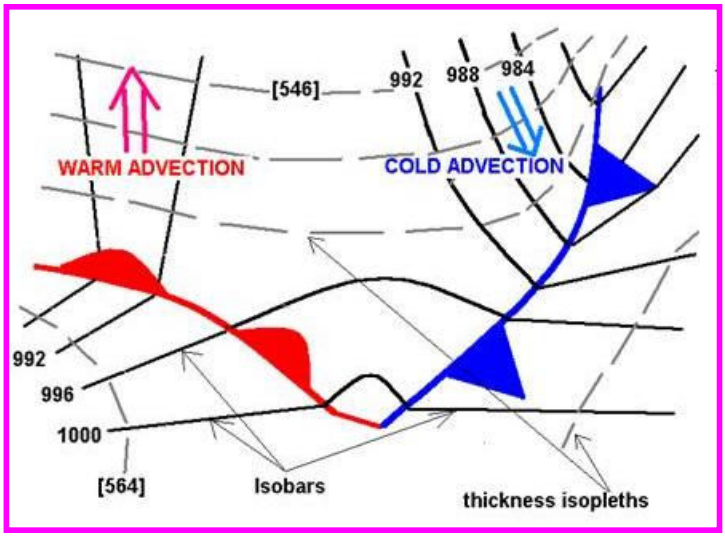


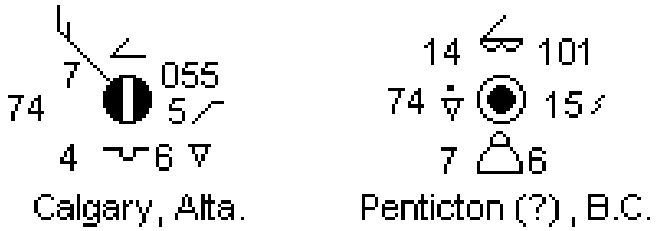


L Low Pressure **H** High Pressure

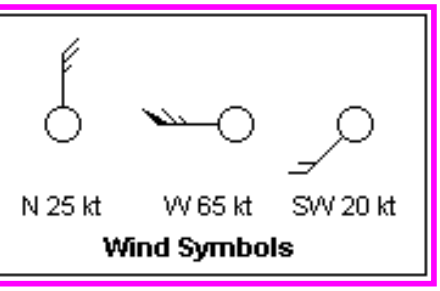


The Wind Rose





22 June 2003



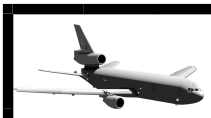
Wind Symbols

(sym)] ending in last hour	
(sym)| decreasing in last hour	
|(sym) increasing in last hour	
((sym)) seen in distance	

Modifiers

= light fog, mist	|≡ fog, thickening
= shallow light fog (<2m)	≡| fog, thinning
= patchy shallow light fog	(≡) fog in distance
≡ fog, sky not discernible	≡] fog past hour, not now
≡ fog, sky discernible	fog depositing moisture
≡ patchy fog	fog depositing ice
≡ patchy shallow fog	≡ shallow fog <2m land, <10m sea

Fogs



at lower right of circle

high cloud types

thunder but no lightning seen

? + ? = ?

?

Virga(e)

drizzle , rain • snow *

	slight	moderate	heavy
intermittent	•	:	⋮
continuous	••	∴	⁘

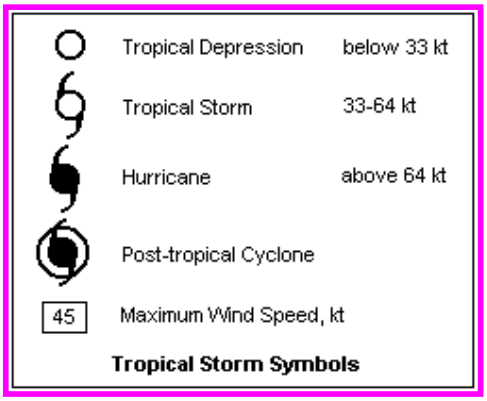
Precipitation

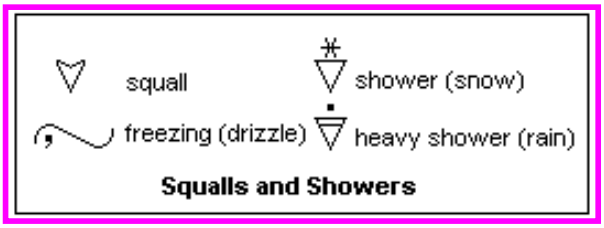
Stratiform			Cumuliform			Cirriform		
1	—	St	10		Cu	22		Ci (filaments)
2	---	Fs	11		Cu (towering)	23		Ci (dense)
3		Sc	12		Cb (not glaciated)	24		Ci (from Cb)
4		Sc (from Cu)	13		Cb	25		Ci (hook, spreading)
5		As (thin)	14		Cu and Sc	26		Ci and Cs
6		As	15		Ac (thin)	27		Cc
7		Cs (partial, not incr.)	16		Ac (thickening)			
8		Cs	17		Ac (patchy)		Other	
9		Cs and Ci	18		Ac (thick)	28		?
			19		Ac (from Cu)			
			20		Ac (turrets)			
			21		Ac (chaotic)			

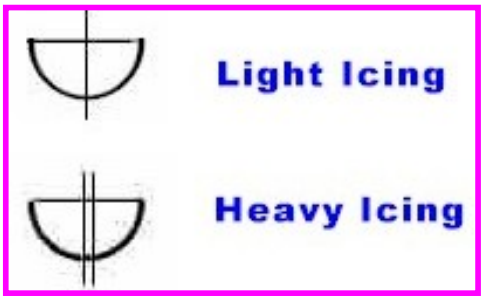
Cloud Symbols

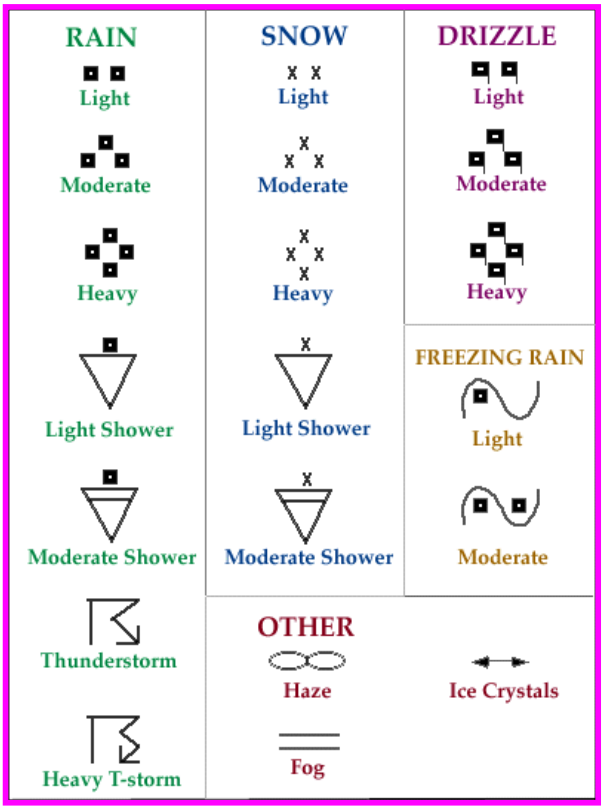
	dust		drifting snow, low
	dust or sand, wind-raised		heavy drifting snow, low
	sandstorm		drifting snow, high
	severe sandstorm		heavy drifting snow, high
	dust devils	)(	funnel cloud
∞	dry haze	)•(	precipitation in sight, distant from station
	smoke	(•)	precipitation in sight, near to station

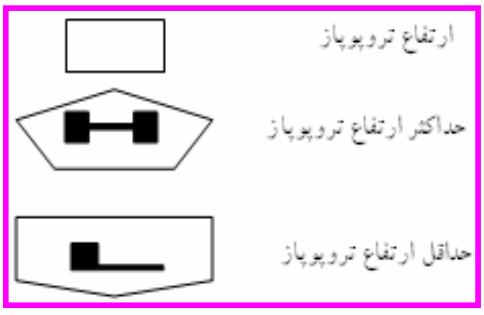
Sand and Snow

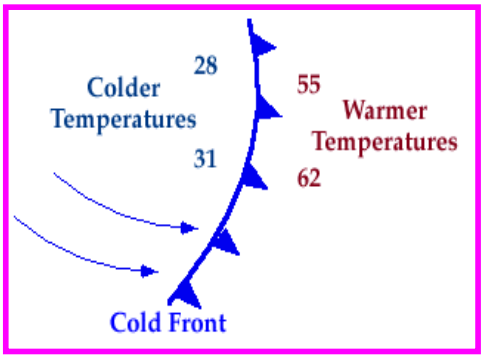

Tropical Depression below 33 kt
Tropical Storm 33-64 kt
Hurricane above 64 kt
Post-tropical Cyclone
45 Maximum Wind Speed, kt
Tropical Storm Symbols

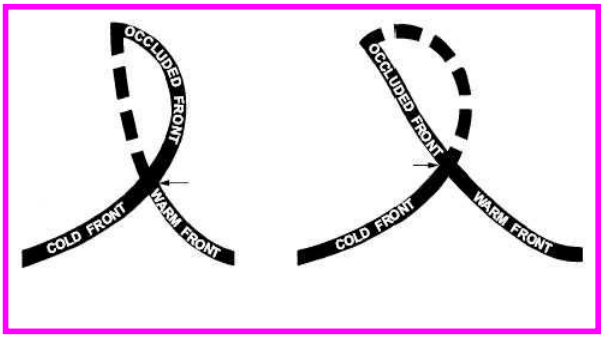

squall
shower (snow)
freezing (drizzle)
heavy shower (rain)
Squalls and Showers


Light Icing
Heavy Icing


RAIN
Light
Moderate
Heavy
Light Shower
Moderate Shower
Thunderstorm
Heavy T-storm
SNOW
Light
Moderate
Heavy
Light Shower
Moderate Shower
OTHER
Haze
Fog
DRIZZLE
Light
Moderate
Heavy
FREEZING RAIN
Light
Moderate
Ice Crystals


ارتفاع تروپوپاز
حداکثر ارتفاع تروپوپاز
حداقل ارتفاع تروپوپاز


28
Colder Temperatures
31
55
Warmer Temperatures
62
Cold Front

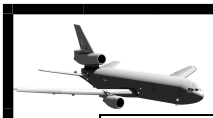

OCCLUDED FRONT
COLD FRONT
WARM FRONT
OCCLUDED FRONT
COLD FRONT
WARM FRONT

علائم پدیده های قابل ملاحظه	
باران ریزه	طوفان رعد و برق
باران	چرخند مناطق حاره
برف	اسکوال شدید
رگبار تگرگ	توربولانس متوسط
وزش باد-برف در مقیاس وسیع	توربولانس شدید
شن یا غبار شدید	امواج کوهستان
طوفان شن یا غبار شدید	یخبندان متوسط هواپیما
هیز غلیظ	یخبندان شدید هواپیما
مه رقیق گسترده	مه گسترده
دود گسترده	مواد رادیو اکتیو در جو
بارش های یخی	فوران آتشفشان
ابرگدازه های آتشفشانی قابل مشاهده	کوههادیده نمی شوند

علائم اختصاری برای شدت پدیده ها		
LIGHT / ملایم	MODERRATE / متوسط	HEAVY / شدید
–	بدون علامت	+
FBL	MOD	HVY

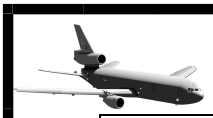
کدها و نمادهای ابرهای ۲۷ گانه

C_H	C_H	شماره	C_M	C_M	شماره	C_L	C_L	شماره
0	0	۰	0	0	۰	0	0	۰
	CI-fil	۱	AS-tra		۱	CU-hum		۱
	CI-den	۲	AS-opa		۲	TCU		۲
	CI-not	۳	AC-tra		۳	CB-cal		۳
	CI-unci	٤	AC-len		٤	SC-ves		٤
	CI<45	٥	AC-und		٥	SC-und		٥
	CI>45	٦	AC-cum		٦	ST		٦
	CS=all	۷	AC-opa		۷	FS/FC		۷
	CS<all	۸	AC-cas		۸	CU&SC		۸
	CC	۹	AC-cha		۹	CB-cap		۹



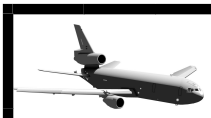
علائم و اختصارات

MI	کم عمق (H<2M)	PR	قسمتی (محدوده ای)
BC	تکه تکه(تکه های مه)	SQ	طوفان شدید و کوتاه مدت در جلوی جبهه سرد
DR	بلند شده توسط باد تا ارتفاع ۲متری از سطح زمین	FC	ابرهای قیفی شکل
BL	بلند شده توسط باد در ارتفاع بیش از۲متراز سطح زمین	SS	طوفان شن
SH	رگبار	DS	طوفان گرد و خاک
FZ	بارشهای منجمد	VV	دید عمودی
DZ	باران ریزه	PO	گرد باد خاک و شن (تنوره دیو)
RA	باران	GS	تگرگ با قطر کمتر از ۵ میلی متر
SN	برف	BR	دمه (MIST با دید بین ۱ تا ۵ کیلومتر)
SG	برف دانه دانه	FG	مه(با رطوبت ۹۵٪ به بالا و دید زیر ۱۰۰۰ متر)
IC	سوزنکهای یخی معلق در هوا	FU	دود
GR	تگرگ با قطر ۵ میلی متر یا بیشتر	VA	خاکستر آتشفشانی
SA	شن و ماسه بلند شده توسط باد (دید زیر ۵۰۰۰ متر)	DU	گرد وخاک با دید زیر ۵۰۰۰ متر
HZ	ذرات خاک و نمک	PL	گلوله یخی
EMBD	متداخل	VFR	پرواز با اتکا به دید بصری
ISOL	جدا جدا (X<50%)	IFR	پرواز با اتکا به دستگاه
FRQ	غالبا (X>75%)	CALM	وقتی سرعت باد کمتر از ۱ نات باشد
OCNL	گاه گاهی (50%<x>75%)	VRB	وقتی تغییرات سمت باد بیش از ۶۰ درجه بوده و تعیین سمت باد مقدور نباشد
ABV	بیش از - بالای	LSQ	تکه تکه
U	دید در حال افزایش	BLW	زیر – کمتر از
D	دید در حال کاهش	AMD	ضمیمه- اصلاحیه
N	دید بدون تغییر	PROB	با احتمال بیش از ۵۰ درصد
SKC	0/8 ○	NSC	عدم وجود ابر قابل ملاحظه
FEW	1-2/8 ◔ ◑	NSW	عدم وجود پدیده قابل ملاحظه
SCT	3-4/8 ◑ ◕	OVC	8/8 ●
BKN	5-7/8 ◐ ◕ ◑	OBSC	نامرئی ⊗



علائم و اختصارات

RWY	باند پرواز	RVR	دید روی باند
MOV	در حال حرکت به سمت	WKN	در حال ضعیف شدن
VC	در اطراف (VC<8KM)	INTSF	در حال تقویت شدن
MB	MILIBARS	Ms , ps	+ , -
QFE	ارتفاع برحسب پا از زمین	CP	COMMAND POST
QFF		GMT	UTC (ZULU)
QNH	ارتفاع بر حسب پا از سطح دریای آزاد	KT	KNOTS
QNE	29.92IN - 1013.25mb	GND	سطح دریا یا سطح زمین
DA	MSL (ALTITUDE)	SR - SS	SUNRISE - SUNSET
DH	HEIGHT (ELEVATION)		
AGL	ABOVE GROUND LEVEL	MSL	MEAN SEA LEVEL
VOLMET	اطلاعات جوی برای هواپیمای در حال پرواز	ALTN	فرودگاه کمکی (ALTERNATE)
AIRMET	هشدار جوی برای هواپیمای در حال پرواز	۱۴۰KM	1.25 DEGREE
GLAZE	یخ شیشه ای	LOW	مرکزکم فشار غیر جبهه ای
ICE PELLET	تگرگ ریز با قطر یک تا ۴ میلیمتر	HIGH	مرکز پر فشار
PVA	گسترش تاوایی مثبت در جلو فرود	RIDGE	فراز – پشته – زبانه ای از پر فشار
NVA	گسترش تاوایی منفی در عقب فرود	TROUGH	فرود- ناوه- زبانه ای از کم فشار
LEE	باد پناه - پناهگاه	CYCLON	مرکز کم فشار جبهه ای
VEER	تغییر تدریجی باد در جهت عقربه های ساعت	ITCZ	منطقه همگرایی حاره
BACK	تغییر تدریجی باد در خلاف جهت عقربه های ساعت	DEW	شبنم (متشکل از قطره آب)
MET	METEROLOGYICAL	HOUR FROST	ژاله- یخبست (متشکل از بلور یخ)
PFJ	جت جبهه قطبی	FIR	فضای هوایی معینی که دستگاههای زیربط اطلاعات پروازی را در اختیار پروازها قرار می دهند
SJS	جت جنب استوایی		
EJ	جت شرقی		
ELR	افت دما با ارتفاع (۶/۵ درجه در هر ۱۰۰۰ متر)		
DALR	افت دمای هوای خشک با ارتفاع(۱۰ درجه در هر ۱۰۰۰ متر)		
SALR	افت دمای هوای اشباع با ارتفاع(۶ درجه در هر ۱۰۰۰ متر)		



(((BECMG-TEMPO-FROM-PROB)))

عبارت BECMG و زمان مربوط به آن می بایست بیان کننده زمانی باشد که، پدیده شاخص مورد نظر را درمی نوردد. همچنین بازه زمانی قید شده در BECMG نباید حداکثر بیش از ۲ ساعت باشد اما در موارد خاص می تواند تا ۴ ساعت نیز افزایش یابد.

عبارت TEMPO و زمان مربوط به آن می بایست بیان کننده نوساناتی در پدیده های جویی باشد که وقوع و در نوردیدن شاخص توسط آنها گاها مورد انتظار است ودر هر دفعه کمتر از یک ساعت بطول می انجامند. و در کل بازه TEMPO نباید بیش از نیمی از زمان پیش بینی را به خود اختصاص دهد. درصورتی که انتظار دارید یک پدیده بیش از یک ساعت بطول انجامد بجای عبارت TEMPO می بایست از BECMG با توجه قواعد مربوطه و زمان اعتبار آن با استفاده از FM (FROM) بیان گردد.

در صورتی که احتمال وقوع نوساناتی در مقدار عامل یا عواملی از پیش بینی مورد انتظار باشد از عبارت **PROB** به همراه درصد احتمال بلا فاصله پس از آن استفاده می شود.این عبارت می بایست بعد از عنصر یا عناصری مورد پیش بینی و قبل از درصد احتمال مربوطه قرار گیرد.مانند

FROM 1500 PROB30 1214 0800FG

در صورت احتمال وجود نوسانات جوی و ضرورت ذکر آنها با استفاده از عبارت PROB ، این عبارت باید قبل از عبارت TEMPOو زمان مربوطه قرار گیرد مثلا

PROB40 TEMPO 1517 0800FG

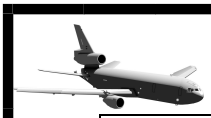
آندسته از نوسانات جوی که احتمال وقوع آنها کمتر از ۳۰٪ است.اهمیت ذکر شدن را ندارند. در هواشناسی هوانوردی برای آندسته از نوسانات جوی که احتمال وقوع آنها ۵۰٪ و یا بیشتر است بجای عبارت PROB از عبارات BECMG و یا TEMPO استفاده می شودو یا برای تقسیمات جزئی تر از فرم خلاصه FM (FROM) استفاده می شود.

گروه $PROBC_2C_2$ نباید بصورت ترکیبی با گروه BECMG بکار برده شود

در جایی که انتظار یک تغییر عمده در شرایط جوی وجود دارد باید با استفاده از **(FROM) FM** زمان اعتبار به بازه های زمانی کوچکتری تقسیم گردد مانند FM12

برای واضح و آشکار بودن هرچه بیشتر پیش بینی می بایست سعی نمود که استفاده از گروههای مبین تغییرات در پیش بینی به حداقل برسد و از هم پوشانی آنها نیز اجتناب گردد (۲ تغییر در یک بازه زمانی درج نگردد)

در هر بازه زمانی اعتبار TAF معمولا فقط می بایست یک تغییر عمده با استفاده از گروههای مبین تغییر بیان شود و نباید با استفاده زیاد از این گروهها پیش بینی را پیچیده نمود.



علائم اختصاری هواهای ۹۹ گانه			
شرح	نماد	کد	شماره
در ساعت گذشته آسمان صاف و بدون ابر بوده	○	-	۰
در ساعت گذشته از مقدار ابرها کاسته شده	◔	-	۱
در ساعت گذشته تغییری در مقدار ابرها مشاهده نشده	◑	-	۲
در ساعت گذشته برمقدار ابرها افزوده شده	●	-	۳
دود	≋	FU	۴
ذرات خاک و نمک معلق در هوا	∞	HZ	۵
گرد وخاک معلق در هوا	S	DU	۶
گرد وخاکی که بوسیله باد به هوا بلند شده	$	SA	۷
گردبادهای کوچک با ارتفاع ۳۰ متر و دوام چند دقیقه (Eddy)	⌀	PO	۸
طوفان شن یا طوفان خاک در ساعت گذشته	(S)	DS	۹
مه رقیق (رطوبت کمتر از ۱۰۰٪ و دید بین ۱۰۰۰ تا ۵۰۰۰ متر	=	BR	۱۰
قطعات مه رقیق در ایستگاه که ضخامت آنها در خشکی از ۲ متر کمتر نیست	≡	MIFG	۱۱
مه کم عمق مداوم در ایستگاه که ضخامت آنها در روی خشکی از ۲ متر کمتر نیست	≡	MIFG	۱۲
برق بدون صدای رعد مشاهده می شود	⟨	LT	۱۳
بارندگی خارج از ایستگاه که به زمین نمی رسد	◡	–	۱۴
بارندگی خارج از ایستگاه که به زمین می رسد	)•(	–	۱۵
بارندگی درنزدیک ایستگاه و نه در ایستگاه (با فاصله ۵ کیلومتراز ایستگاه)	(•)	–	۱۶
مشاهده صدای رعد بدون بارندگی در ایستگاه	⟨	LT	۱۷
وجود اسکوال در ساعت گذشته در ایستگاه	▽	SQ	۱۸
ابرهای قیفی شکل در خارج از ایستگاه در ساعت گذشته	][	FC	۱۹
باران ریزه در ساعت گذشته	•]	REDZ	۲۰
باران در ساعت گذشته	•]	RERA	۲۱
برف در ساعت گذشته	*]	RESN	۲۲
برف و باران در ساعت گذشته	*•]	RERASN	۲۳
بران یخزده یا باران ریزه یخزده در ساعت گذشته	∿]	REFZRA	۲۴

علائم اختصاری هواهای ۹۹ گانه			
شماره	کد	نماد	شرح
۲۵	RESH		رگبار باران در ساعت گذشته
۲۶	RESNSH		رگبار برف در ساعت گذشته
۲۷	REGR		رگبار تگرگ در ساعت گذشته
۲۸	RETS		مه در ساعت گذشته
۲۹	RETS		رعد وبرق با یا بدون باران باران در ساعت گذشته
۳۰	SA		طوفان خاک یا شن سبک یا متوسط در ساعت گذشته که شدت آن کم شده
۳۱	SA		طوفان خاک یا شن سبک یا متوسط در ساعت گذشته بدون تغییر شدت
۳۲	SA		طوفان خاک یا شن سبک یا متوسط در ساعت گذشته که برشدت آن افزوده شده
۳۳	XXSA		طوفان خاک یا شن شدید که در ساعت گذشته که شدت آن کم شده
۳۴	XXSA		طوفان خاک یا شن شدید بدون تغییر شدت در ساعت گذشته
۳۵	XXSA		طوفان خاک یا شن شدید که در ساعت گذشته که شدت آن افزوده شده
۳۶	DRSN		کولاک برف ملایم یا متوسط در سطوح پایین (h<2m)
۳۷	DRSN		کولاک برف شدید در سطوح پایین (h<2m)
۳۸	BLSN		کولاک برف ملایم یا متوسط در سطوح بالاتر (h>2m)
۳۹	BLSN		کولاک برف شدید در سطوح بالاتر (h>2m)
۴۰	BCFG		مه در خارج از ایستگاه در زمان دیدبانی
۴۱	BCFG		مه قطعه قطعه و متصل
۴۲	FG		مه با آسمان مرئی و رقیق شدن نسبت به ساعت قبل
۴۳	FG		مه با آسمان نامرئی و رقیق شدن نسبت به ساعت قبل
۴۴	FG		مه با آسمان مرئی و بدون تغییر نسبت به ساعت قبل
۴۵	FG		مه با آسمان نامرئی و بدون تغییر نسبت به ساعت قبل
۴۶	FG		مه با آسمان مرئی و غلیظ شدن نسبت به ساعت قبل
۴۷	FG		مه با آسمان نامرئی و غلیظ شدن نسبت به ساعت قبل
۴۸	FZFG		مه با آسمان مرئی و و بجا ماندن سوزنکهای یخی از آن
۴۹	FZFG		مه با آسمان نامرئی و و بجا ماندن سوزنکهای یخی از آن
۵۰	DZ		باران ریزه ملایم و منقطع

علائم اختصاری هواهای ۹۹ گانه			
شماره	کد	نماد	شرح
۵۱	DZ		باران ریزه ملایم و مداوم
۵۲	DZ		باران ریزه متوسط ومنقطع
۵۳	DZ		باران ریزه متوسط ومداوم
۵۴	XXDZ		باران ریزه شدید و منقطع
۵۵	XXDZ		باران ریزه شدید و مداوم
۵۶	FZDZ		باران ریزه ملایم یا متوسط منجمد
۵۷	XXFZDZ		باران ریزه شدید منجمد
۵۸	DZRA		مخلوط باران ریزه و باران ملایم
۵۹	DZRA		مخلوط باران ریزه و باران شدید
۶۰	RA		باران ملایم منقطع
۶۱	RA		باران ملایم مداوم
۶۲	RA		باران متوسط منقطع
۶۳	RA		باران متوسط مداوم
۶۴	XXRA		باران شدید منقطع
۶۵	XXRA		باران شدید مداوم
۶۶	FZRA		باران ملایم منجمد
۶۷	XXFZRA		باران متوسط یا شدید منجمد
۶۸	RASN		مخلوط برف و باران ملایم
۶۹	XXRASN		مخلوط برف و باران متوسط یا شدید
۷۰	SN		برف ملایم منقطع
۷۱	SN		برف ملایم مداوم
۷۲	SN		برف متوسط منقطع
۷۳	SN		برف متوسط مداوم
۷۴	XXSN		برف شدید منقطع
۷۵	XXSN		برف شدید مداوم
۷۶	IC		دید زیر ۵ کیلومتر

علائم اختصاری هواهای ۹۹ گانه			
شماره	کد	نماد	شرح
۷۷	SG		برف دانه دانه(گوی مانند) با یا بدون مه
۷۸	IP		سنجاقک یخی (ذرات منفصل برف به شکل ستاره)
۷۹	PE		برف تاوه مانند (دیسک مانند)
۸۰	RASH		رگبار باران ملایم
۸۱	XXSH		رگبار باران شدید
۸۲	XXSH		رگبار باران خیلی شدید
۸۳	RASN		رگبار برف و باران ملایم
۸۴	XXRASN		رگبار برف و باران متوسط یا شدید
۸۵	SNSH		رگبار برف ملایم
۸۶	XXSNSH		رگبار برف متوسط یا شدید
۸۷	GR		رگبار تگرگ نرم ملایم
۸۸	GR		رگبار تگرگ نرم متوسط یا شدید
۸۹	GR		رگبار تگرگ ملایم
۹۰	XXGR		رگبار تگرگ شدید
۹۱	RA		طوفان رعد وبرق در ساعت گذشته و باران ملایم در زمان دیدبانی
۹۲	XXRA		طوفان رعد وبرق در ساعت گذشته و باران متوسط یا شدید در زمان دیدبانی
۹۳			طوفان رعد وبرق در ساعت گذشته و برف یا تگرگ ملایم در زمان دیدبانی
۹۴	XXGR		طوفان رعد و برق در ساعت گذشته و برف یا تگرگ متوسط یا شدید در زمان دید بانی
۹۵	TSRA		طوفان رعد و برق ملایم یا متوسط همراه با برف یا باران و بدون تگرگ
۹۶	TSGR		طوفان رعد و برق ملایم یا متوسط همراه با تگرگ
۹۷	XXTS		طوفان رعد و برق شدید همراه با برف و باران و بدون تگرگ
۹۸	TSSA		طوفان طوفان رعد وبرق همراه با گرد و خاک و
۹۹	XXTSGR		طوفان رعد و برق شدید همراه با تگرگ

WXP Symbol Legend

Fronts
- Cold
- Warm
- Stationary
- Occluded
- Trough

Radar
Intensities
Light — Heavy

Watch Boxes
T307 to 5Z — Tornado (T) #307 expires at 5 GMT
Severe is (S)

Winds
- Calm
- < 3 knots
- 3–7 knots
- 8–12 knots
- 13–17 knots
- 18–22 knots
- 28–32 knots
- 48–52 knots
- 58–62 knots
- 98–102 knots

Barb points in direction wind is coming from

Cloud Coverage
- Clear
- 1/8ths
- Scattered
- 3/8ths
- 4/8ths
- 5/8ths
- Broken
- 7/8ths
- Overcast
- Obscured
- Missing

Surface Station Plot
Temp (F) 31 987 Pressure
Weather xx Clouds
Dewpoint 26 Winds

Data at surface station:
Temp 31F, Dewpoint 26F,
Overcast, Wind from SE at
15 knots, Weather light
snow, Pressure 998.7 mb

Upper Air Station Plot
Temp (C) 5 1543 Height
Dewpoint −3 Winds

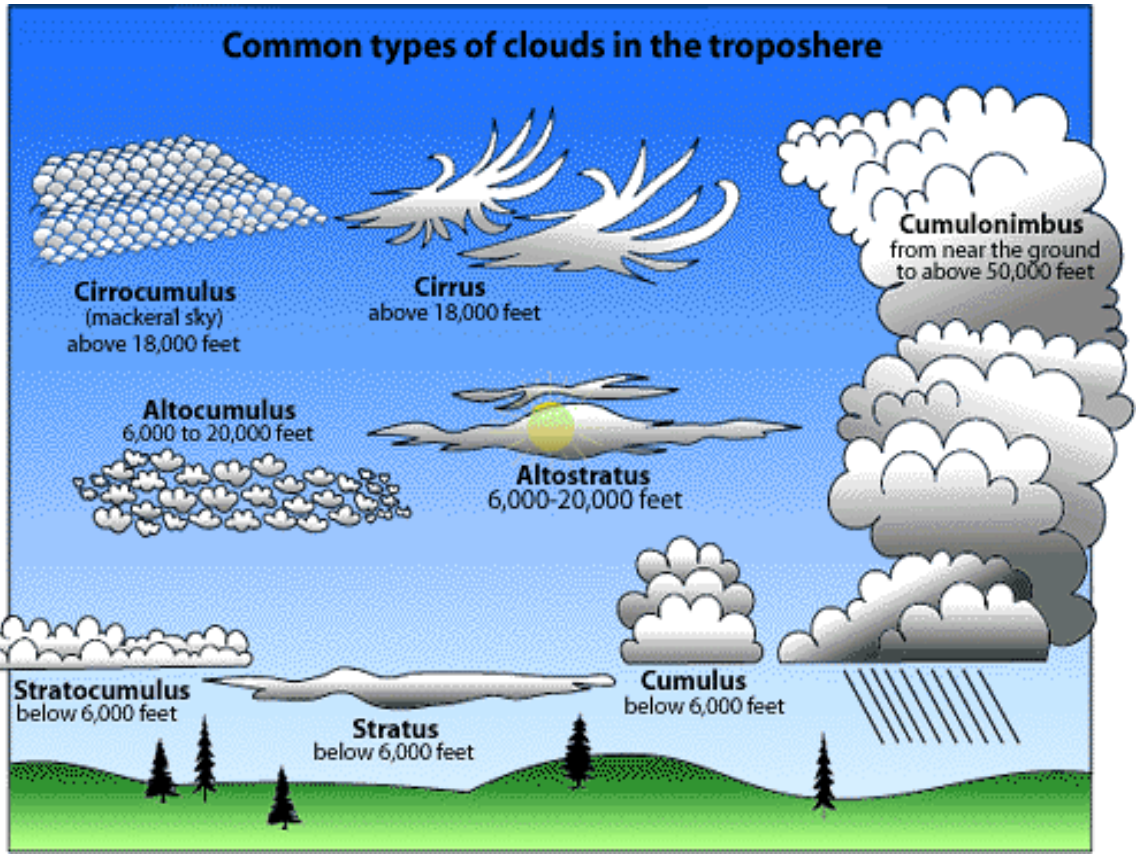
Data at pressure level:
Temp 5C, Dewpoint −3C,
Wind from E at 75 knots
Height of level 1543m

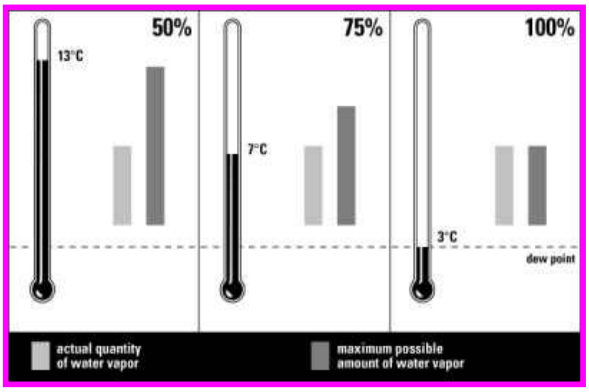
MOS Station Plot
Temp (F) 81 65 POP
Weather Clouds
Dewpoint 66 Winds

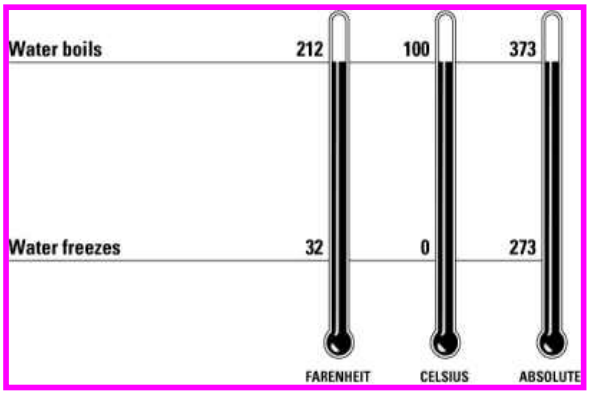
Forecast at valid time:
Temp 81F, Dewpoint 66F,
Clouds scattered, Wind from
SE at 5 knots, Probability
of Precip, 65%, with
Thunderstorms

Weather Symbols

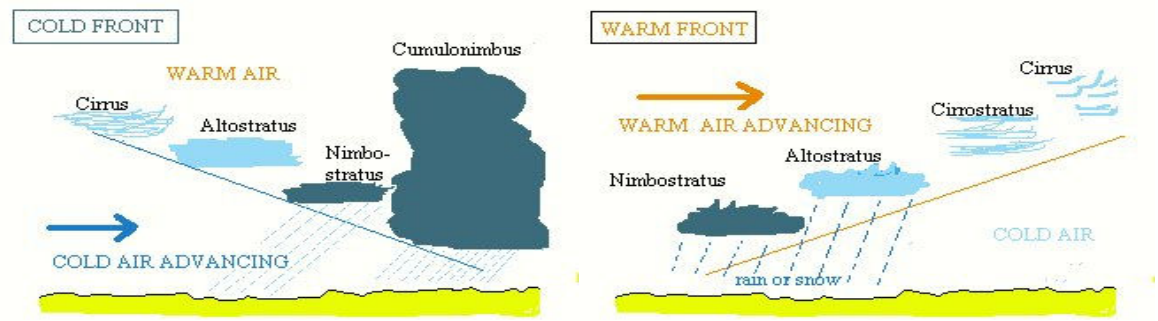
Rain	Drizzle	Snow	Freezing Rain	Miscellaneous
Light	Light	Light	Light	Ice Pellets
Moderate	Moderate	Moderate	Moderate	Ice Crystals
Heavy	Heavy	Heavy	Freezing Drizzle	Snow Grains
Rain Showers	Thunderstorm	Snow Showers	Light	Blowing Snow
Light	Light	Light	Moderate	Fog
Moderate	Heavy	Moderate	Tropical	Haze
	Lightning		Hurricane	Smoke
			Storm	Dust

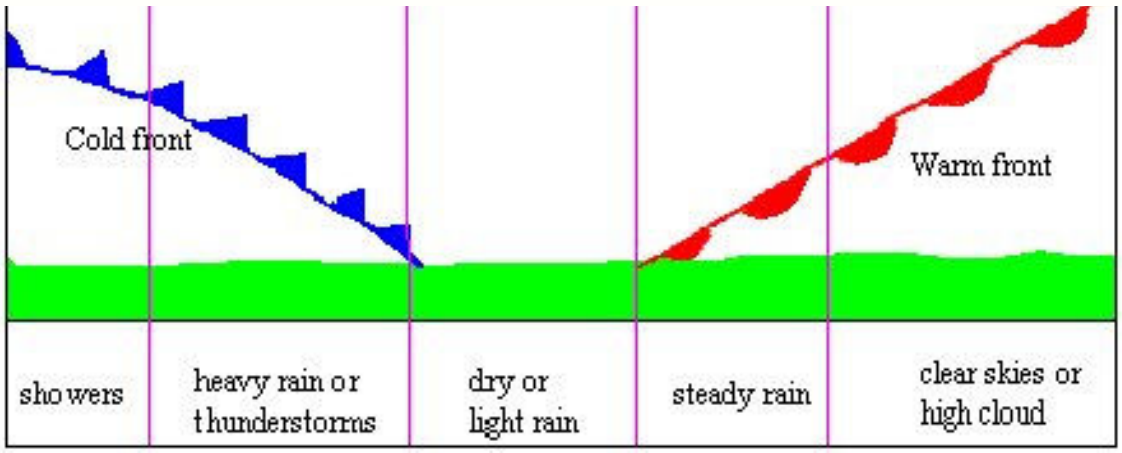

Common types of clouds in the troposhere
Cirrocumulus
(mackeral sky)
above 18,000 feet
Cirrus
above 18,000 feet
Cumulonimbus
from near the ground
to above 50,000 feet
Altocumulus
6,000 to 20,000 feet
Altostratus
6,000-20,000 feet
Stratocumulus
below 6,000 feet
Stratus
below 6,000 feet
Cumulus
below 6,000 feet

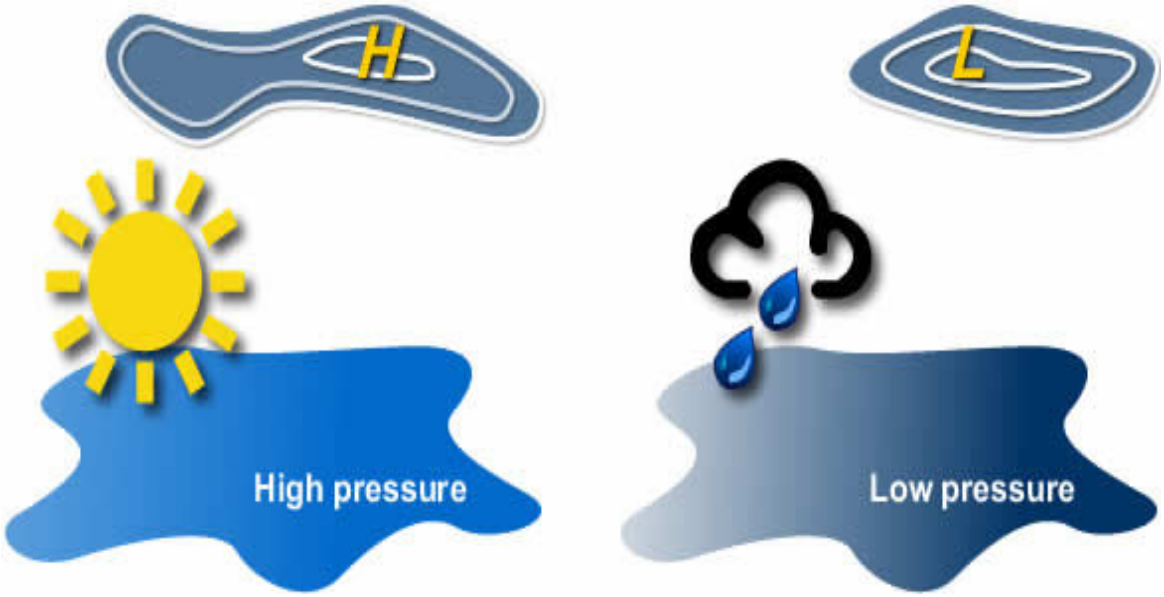

50%
75%
100%
13°C
7°C
3°C
dew point
actual quantity of water vapor
maximum possible amount of water vapor

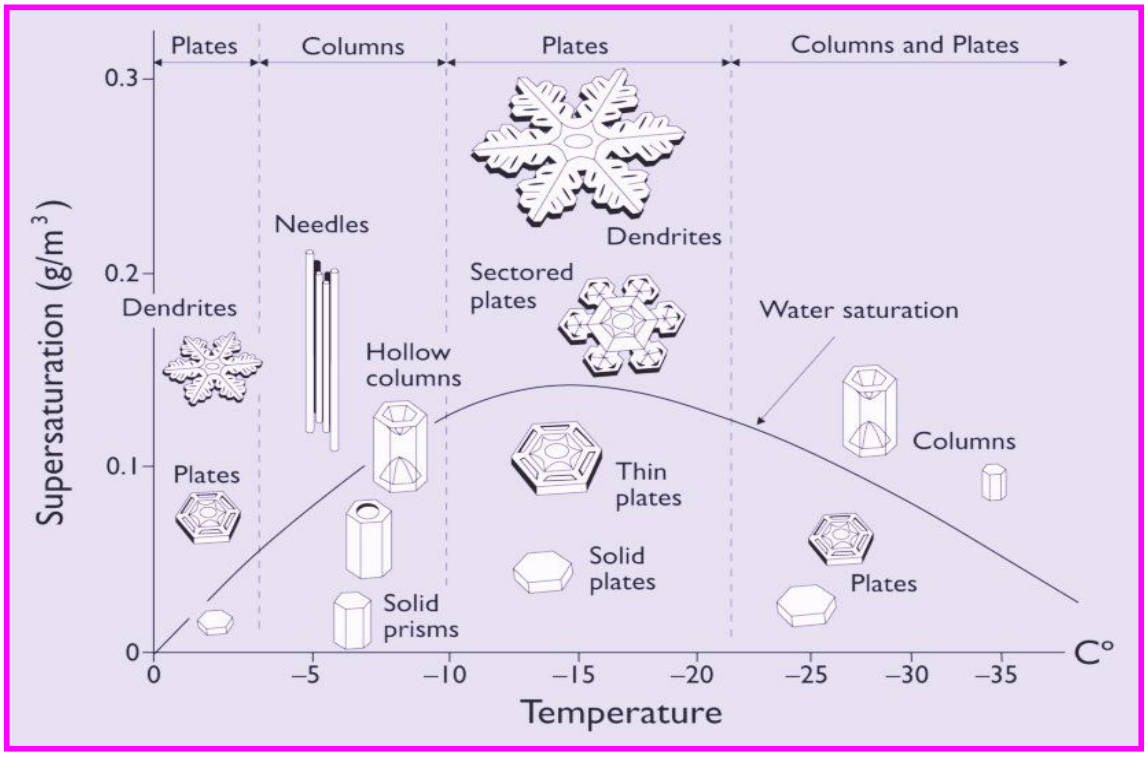

Water boils
212
100
373
Water freezes
32
0
273
FARENHEIT
CELSIUS
ABSOLUTE

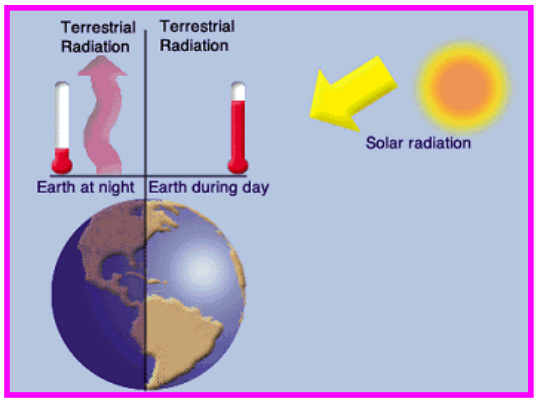
ض

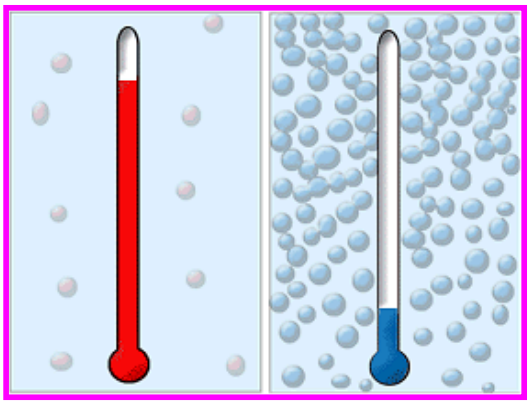

COLD FRONT
WARM AIR
Cirrus
Altostratus
Nimbo-
stratus
Cumulonimbus
COLD AIR ADVANCING
WARM FRONT
WARM AIR ADVANCING
Cirrus
Cirrostratus
Altostratus
Nimbostratus
COLD AIR
rain or snow

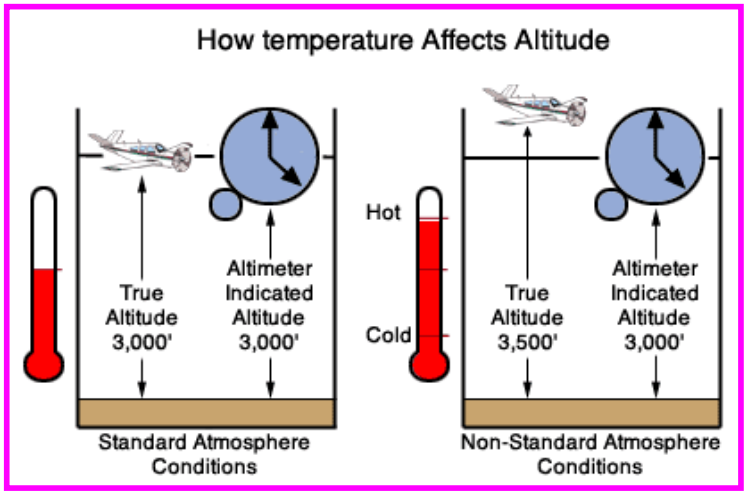

Cold front
Warm front
showers
heavy rain or
thunderstorms
dry or
light rain
steady rain
clear skies or
high cloud

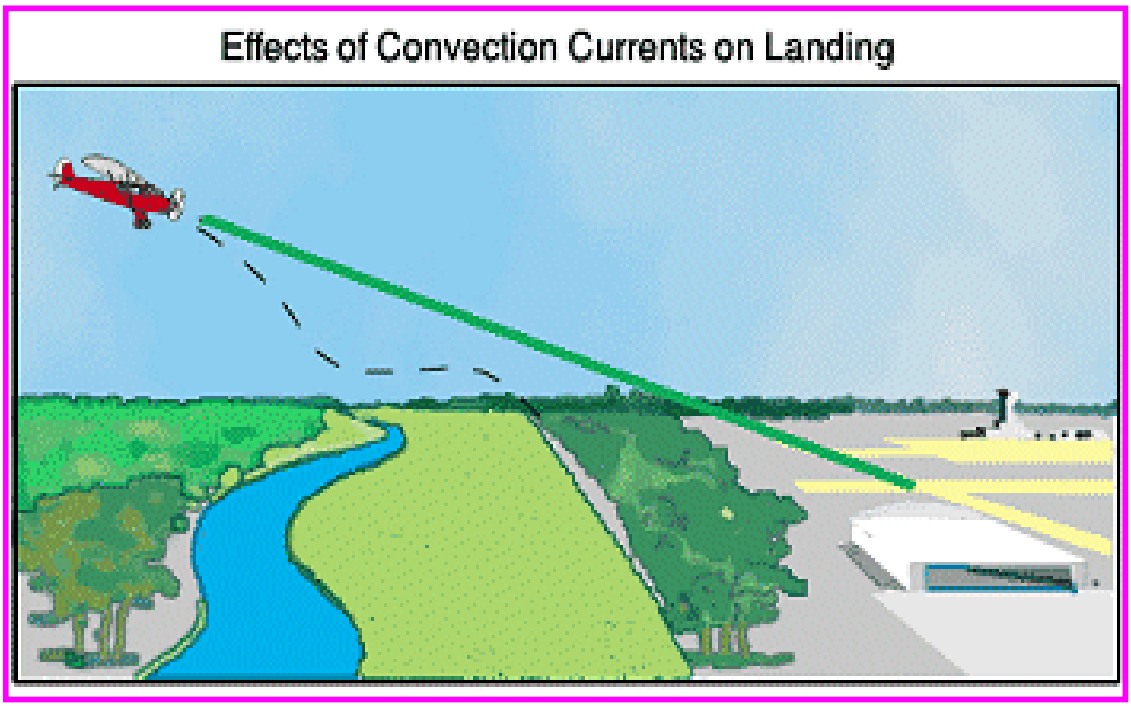

H
L
High pressure
Low pressure

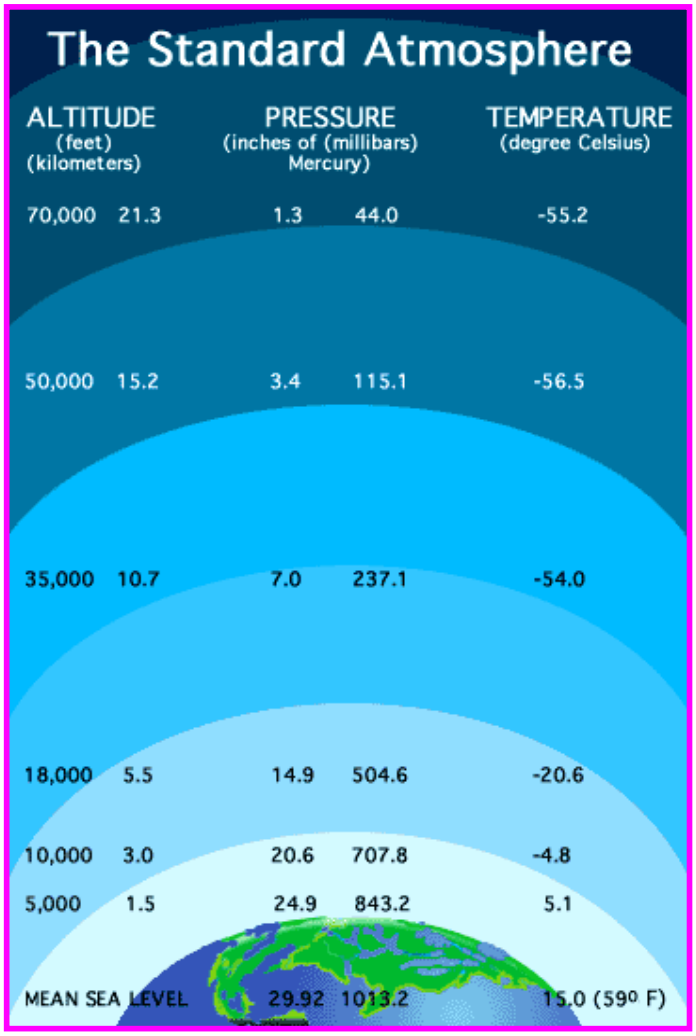

Plates
Columns
Plates
Columns and Plates
0.3
0.2
0.1
0
Supersaturation (g/m³)
Needles
Dendrites
Sectored plates
Dendrites
Water saturation
Hollow columns
Columns
Plates
Thin plates
Solid plates
Plates
Solid prisms
C°
0
–5
–10
–15
–20
–25
–30
–35
Temperature

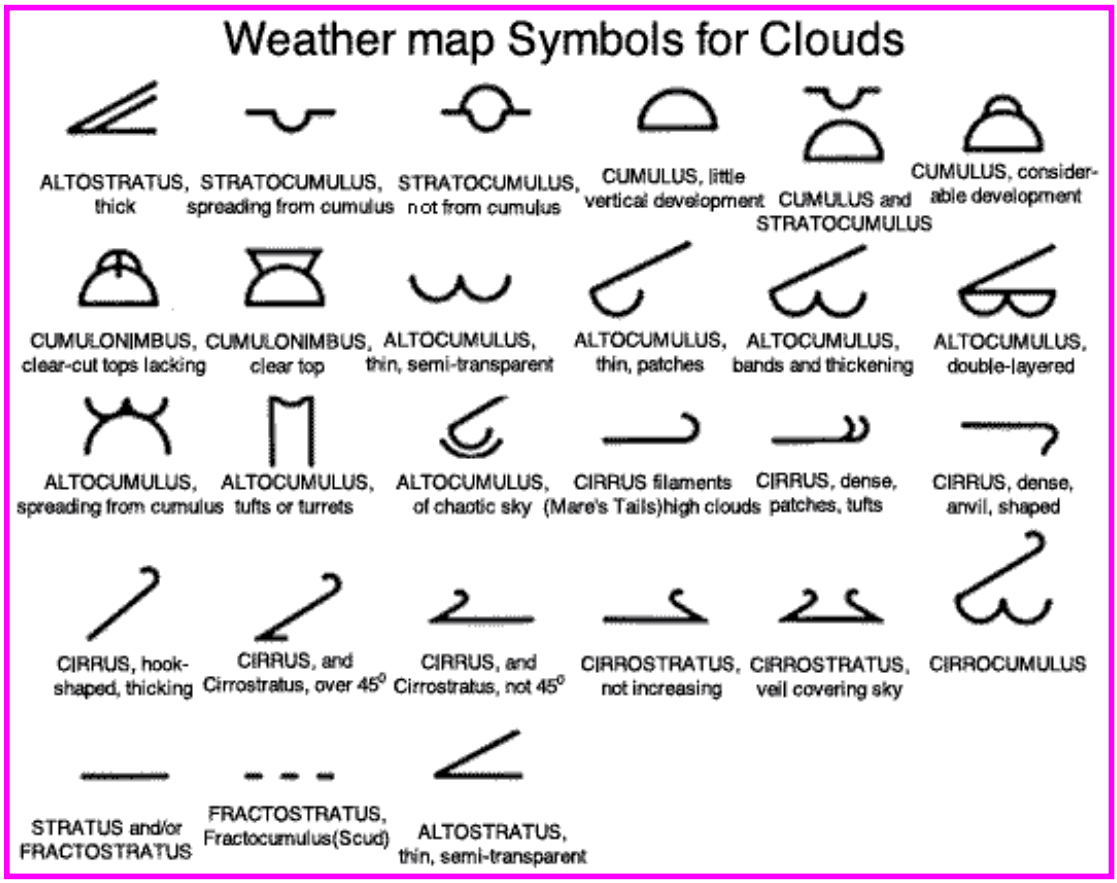

Terrestrial Radiation
Terrestrial Radiation
Solar radiation
Earth at night
Earth during day

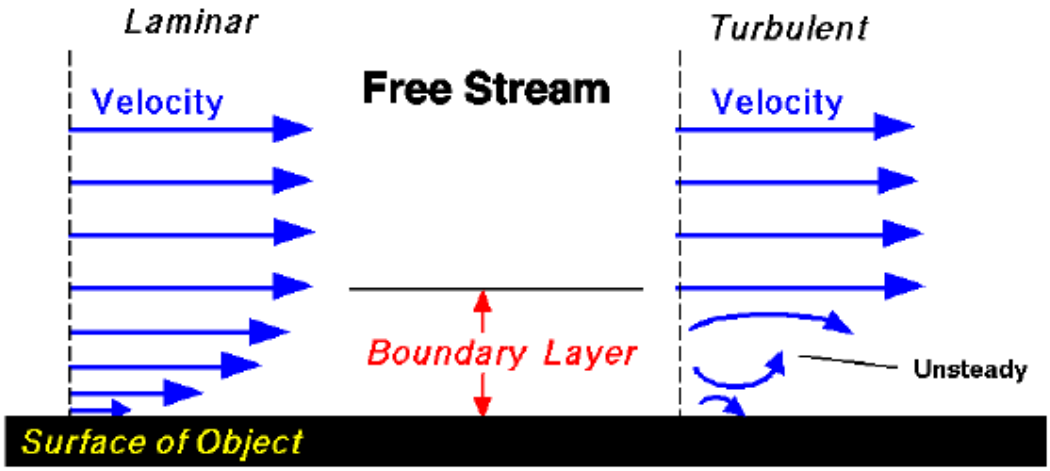



How temperature Affects Altitude
True Altitude 3,000'
Altimeter Indicated Altitude 3,000'
Standard Atmosphere Conditions
Hot
Cold
True Altitude 3,500'
Altimeter Indicated Altitude 3,000'
Non-Standard Atmosphere Conditions

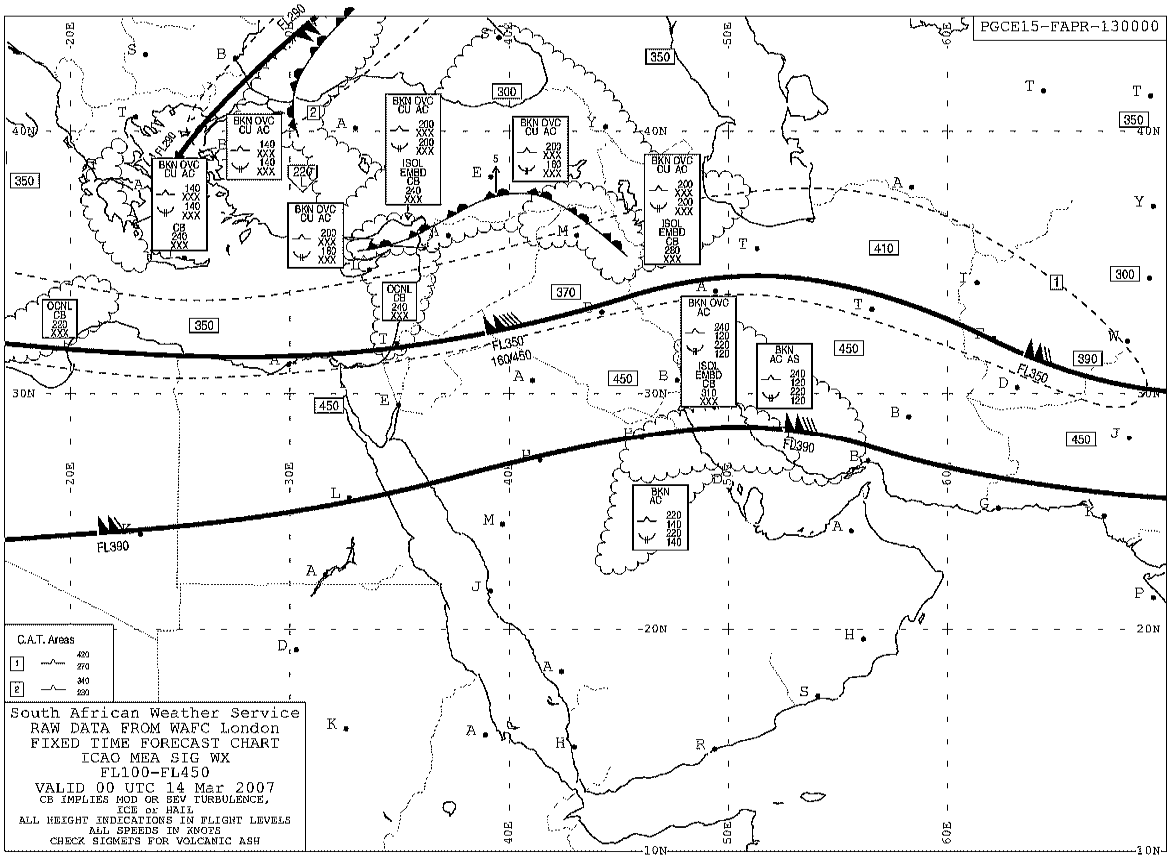

Effects of Convection Currents on Landing

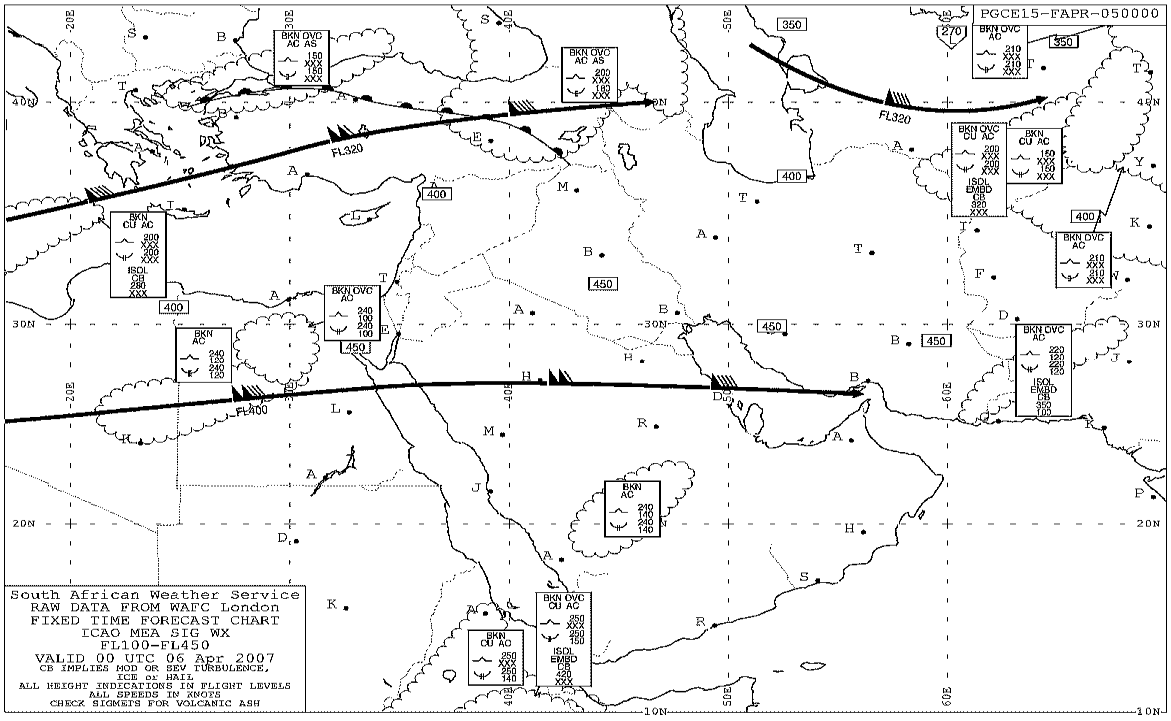

The Standard Atmosphere
ALTITUDE (feet) (kilometers)
PRESSURE (inches of Mercury) (millibars)
TEMPERATURE (degree Celsius)
70,000 21.3 1.3 44.0 -55.2
50,000 15.2 3.4 115.1 -56.5
35,000 10.7 7.0 237.1 -54.0
18,000 5.5 14.9 504.6 -20.6
10,000 3.0 20.6 707.8 -4.8
5,000 1.5 24.9 843.2 5.1
MEAN SEA LEVEL 29.92 1013.2 15.0 (59° F)

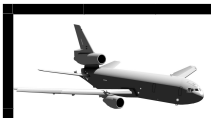




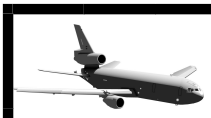
Velocity is zero at the surface (no-slip)


PGCE15-FAPR-130000
South African Weather Service
RAW DATA FROM WAFC London
FIXED TIME FORECAST CHART
ICAO MEA SIG WX
FL100-FL450
VALID 00 UTC 14 Mar 2007
CB IMPLIES MOD OR SEV TURBULENCE, ICE or HAIL
ALL HEIGHT INDICATIONS IN FLIGHT LEVELS
ALL SPEEDS IN KNOTS
CHECK SIGMETS FOR VOLCANIC ASH
C.A.T. Areas


PGCE15-FAPR-050000
South African Weather Service
RAW DATA FROM WAFC London
FIXED TIME FORECAST CHART
ICAO MEA SIG WX
FL100-FL450
VALID 00 UTC 06 Apr 2007
CB IMPLIES MOD OR SEV TURBULENCE, ICE or HAIL
ALL HEIGHT INDICATIONS IN FLIGHT LEVELS
ALL SPEEDS IN KNOTS
CHECK SIGMETS FOR VOLCANIC ASH

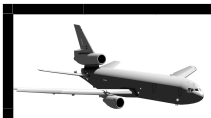


مقادیر متناظر سطوح فشاری ، سطوح پروازی و ارتفاع			
جدول رابطه بین سطوح فشاری و ارتفاع		جدول رابطه بین سطوح پروازی و سطوح فشاری	
سطح فشاری استاندارد(mb)	ارتفاع (feet)	سطح فشاری (mb)	سطح پروازی
۱۰۱۳/۲	۰	۸۵۰	۵۰
۹۴۸/۱	۲۰۰۰	۷۰۰	۱۰۰
۸۷۵/۱	۴۰۰۰	۶۰۰	۱۴۰
۸۱۲/۰	۶۰۰۰	۵۰۰	۱۸۰
۷۵۲/۶	۸۰۰۰	۴۰۰	۲۴۰
۶۹۶/۸	۱۰۰۰۰	۳۰۰	۳۰۰
۶۴۴/۴	۱۲۰۰۰	۲۵۰	۳۴۰
۵۹۵/۲	۱۴۰۰۰	۲۰۰	۳۹۰
۵۰۶/۰	۱۸۰۰۰	۱۵۰	۴۵۰
۴۶۵/۶	۲۰۰۰۰	۱۰۰	۵۳۰
۳۷۰/۰	۲۵۰۰۰	۷۰	۶۰۰
۳۰۰/۹	۳۰۰۰۰		
۲۳۸/۴	۳۵۰۰۰		
۱۸۷/۶	۴۰۰۰۰		
۱۴۷/۵	۴۵۰۰۰		



نوع ابر	ارتفاع	نام	پایداری توده هوا	جهت حرکت قائم	درصد رطوبت موجود در ابر	درجه حرارت	صعود در جبهه	صعود در اثر ناهمواریها	نوع بارش
پشته ای	بالا	کومولوس با رشد عمودی زیاد (TCU)	UUU	+++	زیاد	+	سرد	بله	رگبار
	متوسط	کومولوس برآمده (در حال رشد)	UU	++	متوسط	+	–	بله	–
	پایین	کومولوس هوای خوب	U	+	کم	+	–	–	–
لایه ای	بالا	سیرو استراتوس	S	0	کم	-	–	–	–
	متوسط	آلتو استراتوس	S	0	متوسط	+	گرم	–	باران
	پایین	استراتوس (مه)	SS	0(-)	کم	+	–	–	مه رقیق
پشته ای و لایه ای	بالا	سیرو کومولوس	U	+	کم	-	–	–	
	متوسط	آلتوکومولوس	U	+	متوسط	+	–	–	
	پایین	استراتوکومولوس	U	+	متوسط	+	–	–	
بارش	بالا	سیروس	N	0	کم	-	–	–	رگبار و ویرگا
	متوسط	کومولونیمبوس	UUUU	++++	بسیار زیاد	- +	سرد	بله	رگبار بسیار شدید
	پایین	نیمبواستراتوس	U	+	متوسط تا زیاد	+	مخلوط و گرم	–	باران بسیار شدید

درجه حرارت		جهت حرکت		پایداری	
بالای صفر	+	بالاسو	+	پایدار	S
زیر صفر	–	پایین سو	-	خنثی	N
-------	--------	-------	-------	ناپایدار	U



اصطلاحات مورد استفاده در مورد خطوط هم مقدار			
معنی	کمیت مربوطه	تلفظ	اصطلاح
هم فشار	PRESSURE	ایزوبار	ISOBAR
هم دما	TEMPERATURE	ایزوترم	ISOTHERM
هم سرعت	WIND SPEED	ایزوتاخ	ISOTACH
هم جهت	WIND DIRECTION	ایزوگان	ISOGON
دارای برش باد یکسان	WIND SHEAR	ایزوشیر	ISOSHEAR
دارای نقطه شبنم یکسان	DEW POINT	ایزودراسوترم	ISODROSOTHERM
دارای مقدار بارندگی یکسان	PRECIPITATION ACCUMULATION	ایزوهایت	ISOHYET
دارای چگالی یکسان	DENSITY	ایزوپک نیک	ISOPYCNIC
دارای رطوبت یکسان	HUMIDITY	ایزوهیوم	ISOHUME
دارای ابر ناکی یکسان	CLOUDINESS	ایزونف	ISONEPH
دارای ساعات آفتابی یکسان	SUNSHINE	ایزوهل	ISOHEL

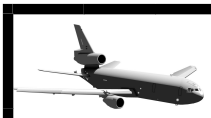
چون نمی داند ! دل داننده ای هست با هر گردنده، گرداننده ای

تو قیاس از گردش کیهان بگیر گردش از کیست؟ از عقل منیر

جمله اطباق زمین و آسمان همچو خاشاکی در آن بحر روان

گردش هر باد از معنی اوست همچو چرخی کو اسیر آب جوست

مولانا جلال الدین بلخی معروف به مولوی



منابع

منابع و ماخذ:

(۱)- منابع فارسی:

کلام ا... مجید قرآن کریم آیه ۴۸ سوره روم

۱- کلیات هواشناسی نوشته آر،اف، ساتن.

۲- هواشناسی فیزیکی،نوشته بی،جی، رتالاک.

۳- پدیده های جوی نوشته فرانسیس، ویلسون.

۴- مبانی آب و هواشناسی، نوشته ،محمد رضا کاویانی ؛ بهلول علیجانی.

۵- هواشناسی هوانوردی نوشته وارطان مسیحی زاکاریان.

۶- هواشناسی هوانوردی نوشته محسن نجفی .

۷- ژئو استراتژی نوشته دکتر عزت ا... عزتی

(۲)- منابع انگلیسی

1- B,j,retallack. Aeronautical meteorology.geneva:1978.

2- jepson,sanderson,instruction rating manual,newyork:training product,1992.

3- Kaplan,g,w. handbook of aviation meterology.third edition, London:hmso,1997.

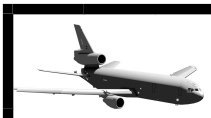
4- Malcon,lagle. A pilot meteorology. Third edition,newyork: training product, 1995.

5- - norman,b,chester.weather report,forcast & flight planning,genva:1999.

6- peter,f,lester. Aviation weather, newyork:training product,2002.
7- ANNEX-3 FOURTEENTH EDITION
8- MANUAL ON CODES VOLUME I-1 WMO NO 306 FM51,53,54

(۳)-منابع اینتر نتی:

1-www.aviationweather.gov
2-www.senmerv.com
3-www.weather.ir
4- www.ngdir.com
5- www.cloudysky.ir
6- wwwweather.unisys.com
7-www.mountainflying.com
8-www.hupaa.com
9-WWW.HKO.GOV.HK
10-www.uea.ac.uk
11-www.topirantravel.com
12-www.whittsflying.com
13-WWW.HKO.GOV.HK
14- WWW.WEATHER.HC.COM
15-WWW.WIKIPEDIA.ORG
16-www.parstimes.com
17-www.weather.cod
18-www.techstudies.org
19-www.fast5sites.com
20-www.airliners.net
21-www.weather-photography.com
22-www.islandnet.com
23-kwikreply.com
24-www.encyclopedia.com
25-www. amasci.com
26-www.newscientist.com
http://www.fast5sites.com/accident/nt/aircraft_accident.htm
http://www.airliners.net/open.file?id=1024173
http://www.weather-photography.com/album.php?cat
http://www.islandnet.com/~see/weather/elements/stelmo.htm
http://kwikreply.com/Elmo/
http://www.encyclopedia.com/doc/1E1-StElmosf.html
http://amasci.com/tesla/ballgtn.html



تفسیری از شیخ فرید الدین عطار بر آیه(والسماء رفعها و وضع المیزان) از سوره الرحمن	
مگر میکرد درویشی نگاهی	در این دریای پر در الهی
کواکب دید چون در شب افروز	که شب از نور ایشان بود چون روز
تو گفتی اختران استانده ندی	زبان با خاکیان بگشاده اندی
که هان ای غافلان هشیار باشید	بر این درگه شبی بیدار باشید
رخ درویش بیدل زان نظاره	ز چشمش در فشان شد چون ستاره
خوشش آمد سپهر گوژ رفتار	زبان بگشاد چون بلبل به گفتار
که یا رب بام زندانت چنین است	که گویی چون نگارستان چین است
ندانم بام ایوانت چسان است	که زندان بام، همچون بوستان است
که داندکاین کله داران افلاک	کمر بسته چرا گردند بر خاک
که داند کاین هزاران مهر زرین	چرا گردند در نه قبه چندین
در این دریا چرا غواص گشتند	سماعی نیست،چون رقاص گشتند
هزاران بار برگشتند بر هم	یکی افزون نمی گردد یکی کم
طریقی مشکل و کاری شگفت است	دلم ز اندیشه این،خون گرفته است
دمی زیشان یکی از پای ننشست	که تا خود کی دهد مقصودشان دست
دلی پر شوق می گردند عاجز	ز گردش می نیاسایند هرگز
خموشانند سر در ره نهاده	زبان ببریده و در ره فتاده
همه هستند سرگردان چو پرگار	پدید آرنده خود را طلبکار
شبانروزی از آن در جست و جویند	که تا محشر بجان جویای اویند
تو شب خوش خفته و ایشان در ره او	همی بوسند خاک درگه او

به تاریخ هفدهم فروردین ماه یک هزارو سیصد و هشتاد و شش هجری شمسی مطابق با هفدهم ربیع الاول سال یک هزار و چهارصد و بیست و هشت هجری قمری سالروز ولادت با سعادت پیامبر گرامی اسلام حضرت محمد بن عبدا... صلی ا... علیه و وآله و بنیانگذار فقه جعفری حضرت امام جعفر صادق علیه السلام.