فصل سوم

اتمسفر و خصوصیات آن

مقدمه — دمای هوا
جوّ زمین — باد و فشار هوا
ترکیب جوّ — رطوبت هوا
ارتفاع و ساختار جوّ — مسائل
عناصر هواشناسی — منابع برای مطالعه بیشتر

۳-۱ مقدمه

بسیاری از عناصر هیدرولوژی از وضعیت هوا سرچشمه می‌گیرند. بخصوص شاخه هیدرومتئورولوژی که درباره مسائل مشترک هواشناسی و هیدرولوژی گفتگو می‌کند. بنابراین یک متخصص هیدرولوژی برای آنکه بتواند از نتایج محاسبات خود نتیجه‌گیری کند لازم است در مورد هواشناسی نیز اطلاعات کلّی داشته باشد. البته نباید انتظار داشت که یک هیدرولوژیست کارشناس هواشناسی نیز باشد اما لازم است تغییرات هوا و علل آن را بشناسد. زیرا در این صورت قادر خواهد بود از داده‌های ثبت شده در دیدبانیهای جوّی بطرز صحیحی استفاده نموده، اقلیم‌های مختلف را شناسایی و طبقه‌بندی کرده و سرانجام در ارتباط با هیدرولوژی اطلاعات هواشناسی را تحلیل کند.

آنچه در این فصل آمده است مختصری در مورد وضعیت عمومی جوّ زمین و عناصر هواشناسی است که بطور مستقیم عناصر هیدرولوژی را تحت تاثیر قرار می‌دهند زیرا وضعیت هوا توسط متغیرهای هواشناسی که از آنها بعنوان **عناصر هواشناسی** یاد می‌شود تعیین می‌گردد. مهمترین عناصر هواشناسی که باعث مشخص شدن وضعیت هوا می‌شوند عبارتند از :**تابش، دما، رطوبت، فشار هوا، باد و مقدار بارندگی** که پدیده‌های هیدرولوژی راتحت تأثیر قرار می‌دهند. دامنه فعالیت عناصر هواشناسی معمولاً در لایه گازی شکل نزدیک به سطح کره زمین که به آن ***اتمسفر پایین یاجوّ پایین*** (lower atmosphere) گفته می‌شود صورت می‌گیرد.

۳-۲ جوّ زمین

۳-۲-۱ ترکیب جوّ

هوا مخلوطی از گازهای مختلف است. گرچه جوّ زمین ظاهراً به دلیل ماهیت گازی شکل خود بی‌وزن به نظر می‌رسد، اما در واقع دارای جرمی به مقدار $۵/۶\times۱۰^{۱۴}$ تُن می‌باشد. به استثنای بخارآب، نسبت اختلاط گازهای تشکیل دهنده جّو تا ارتفاع ۶۰ کیلومتری تقریباً ثابت است. حدود ۹۹ درصد حجم هوای اطراف زمین را دو گاز ازت و اکسیژن تشکیل می‌دهند که ازت با ۷۸ درصد، پیکره اصلی جوّ زمین به شمار می‌رود، بعد از آن اکسیژن قرار داشته و سایر گازها فقط یک درصد را شامل می‌شوند. جدول ۳-۱ گازهای تشکیل دهنده جوّ را در یک هوای خشک (بدون بخارآب و آلاینده‌ها) به صورتهای حجمی و جرمی نشان می‌دهد که معمولاً تقسیم‌بندی حجمی آن متداولتر است. اگر سهم بخارآب موجود در جوّ را نیز در این تقسیم‌بندی دخالت دهیم، این نسبتها ثابت نخواهد بود زیرا دمای طبقات پایین جوّ همیشه در حال تغییر است و با رسیدن دما به نقطه میعان و تبدیل بخار به مایع، درصد حجمی بخار آب در جوّ تغییر خواهد کرد. در مقیاس جهانی، بطور متوسط یک درصد حجم اتمسفر را بخار آب تشکیل می‌دهد، اما عملاً ممکن است در یک مکان، هوا فاقد بخارآب بوده و یا در نقطه دیگر تا ۴ درصد حجمی بخارآب وجود داشته باشد. گرچه وزن مولکولی بخارآب از وزن سایر عناصر تشکیل دهندهٔ جوّ کمتر است، با این وجود بخارآب در لایه‌های پایین جوّ متمرکز می‌باشد. بیشترین مقدار بخارآب در لایه مجاور سطح زمین است و با افزایش ارتفاع، از مقدار آن کاسته می‌شود. وجود بخارآب در نزدیک سطح زمین اولاً به دلیل وجود اقیانوسهاست که منبع اصلی تأمین آن می‌باشد و ثانیاً سرد بودن لایه‌های فوقانی جوّ است که مانع از نفوذ بخار آب به این لایه‌ها می‌شوند.

جدول ۳-۱ ترکیبات حجمی و جرمی هوای خشک*

نوع گاز	درصد حجمی	درصد جرمی
ازت	۷۸/۰۸۴	۷۵/۵۱
اکسیژن	۲۰/۹۴۶	۲۳/۱۵
آرگون	۰/۹۳۴	۱/۲۸
دی‌اکسید کربن	۰/۰۳۳	۰/۰۴۶

* مقادیر بسیار کم و ناچیز از گازهای نئون، هلیوم، متان، کریپتون، اکسید ازت، هیدروژن، اُزُن، گزنون، اکسید نیتریک و رادون نیز به صورت مخلوط با گازهای جدول فوق در هوا وجود دارند که درصد بسیار ناچیزی را تشکیل می‌دهند.

علاوه بر ترکیبات دائمی جوّ که به آن اشاره شد، اتمسفر زمین حاوی موادّ معلق گوناگون مانند ذرات نمک، گرد و غبار و قطرات بسیار کوچک آب نیز می‌باشد که نباید آنها را جزء ترکیبات گازی و ثابت جوّ به حساب آورد. اما نقش این مواد، بخصوص قطرات کوچک آب، را نمی‌توان نادیده گرفت. مثلاً هنگامی که بخارآب - که خود بخشی از جوّ است - از حالت بخار به مایع یا جامد تبدیل می‌شود، این‌ذرات نسبت به‌ترکیب قبلی‌بیگانه‌بوده و به شکلهای مختلفی مانند ابر، مه، باران، برف و غیره ظاهر می‌شوند. بنابراین آب در جوّ، بسته به این که به چه حالت وجود داشته باشد، دارای خصوصیات ویژه بوده و در تعیین وضعیت جوّی نقش بسیار اساسی دارد که در این مورد بعداً بحث خواهد شد.

۳-۲-۲ ارتفاع و ساختار جوّ

جوّ زمین، پوشش عظیم گازی شکلی است که اطراف کرهٔ زمین را فراگرفته و حتی در سطح آن نیز نفوذ نموده است. هر مقدار از سطح زمین دور شویم از غلظت هوا کاسته می‌شود. بطوری که غلظت هوا در لایه‌های انتهایی بقدری کم می‌شود که بالاخره بطور غیرمحسوسی با جوّ خورشیددر هم می‌آمیزد. در ابتدا میزان کاهش غلظت هوا بسیار سریع است بطوری که ۵۰ درصد جرم هوا در لایه کمتر از ۵/۵ کیلومتری سطح زمین قرار داشته و نیمی از آنچه باقی می‌ماند نیز در ۵/۵ کیلومتر دوّم متمرکز است. به عبارت دیگر، سه چهارم جرم هوا در ارتفاع کمتر از ۱۱ کیلومتری سطح زمین متمرکز است. افزایش غلظت هوا در نزدیک سطح زمین، یکی به دلیل جاذبه و دیگری فشار وارده از سطوح بالاتر جوّ است. در وضعیت متعارف چگالی هوا ۱/۳ کیلوگرم بر مترمکعب است.

هرچند اتمسفر در نقاط انتهایی جوّ به قدری رقیق است که حتی ایجاد وضعیت مشابه با آن در آزمایشگاهها نیز امکان‌پذیر نیست اما باز هم در چنین ارتفاعی ذرّات هوا وجود داشته و به صورت غیرمستقیم قابل دیدبانی و اندازه‌گیری است. به همین دلیل، ماهواره‌هایی که در مدارهایی به فاصله صدها کیلومتر از زمین گردش می‌کنند، حرکتشان به علّت اصطکاک با ذرّات هوا کُند شده و به طرف زمین کشیده می‌شوند.

ساختار جوّ را می‌توان از دیدگاههای مختلف مورد بررسی قرار داد. یکی از معیارهایی که براساس آن لایه‌های جوّ طبقه‌بندی می‌شوند دمای هواست. *لایه بندی دمایی یا حرارتی* (thermal stratification) از نظر تغییرات هوا و اثرات مستقیم گرما بسیار با اهمیت می‌باشد. روی این لایه‌بندی، طبقه‌بندی دیگری نیز در ارتباط با *یونیزاسیون* (ionization) عناصر یا وجود ذرّات باردار در جوّ انجام شده است که به نوبهٔ خود دارای اهمیت می‌باشد. اما آنچه در هیدرولوژی به عنوان مبنا پذیرفته شده است، همان لایه‌بندی حرارتی است.

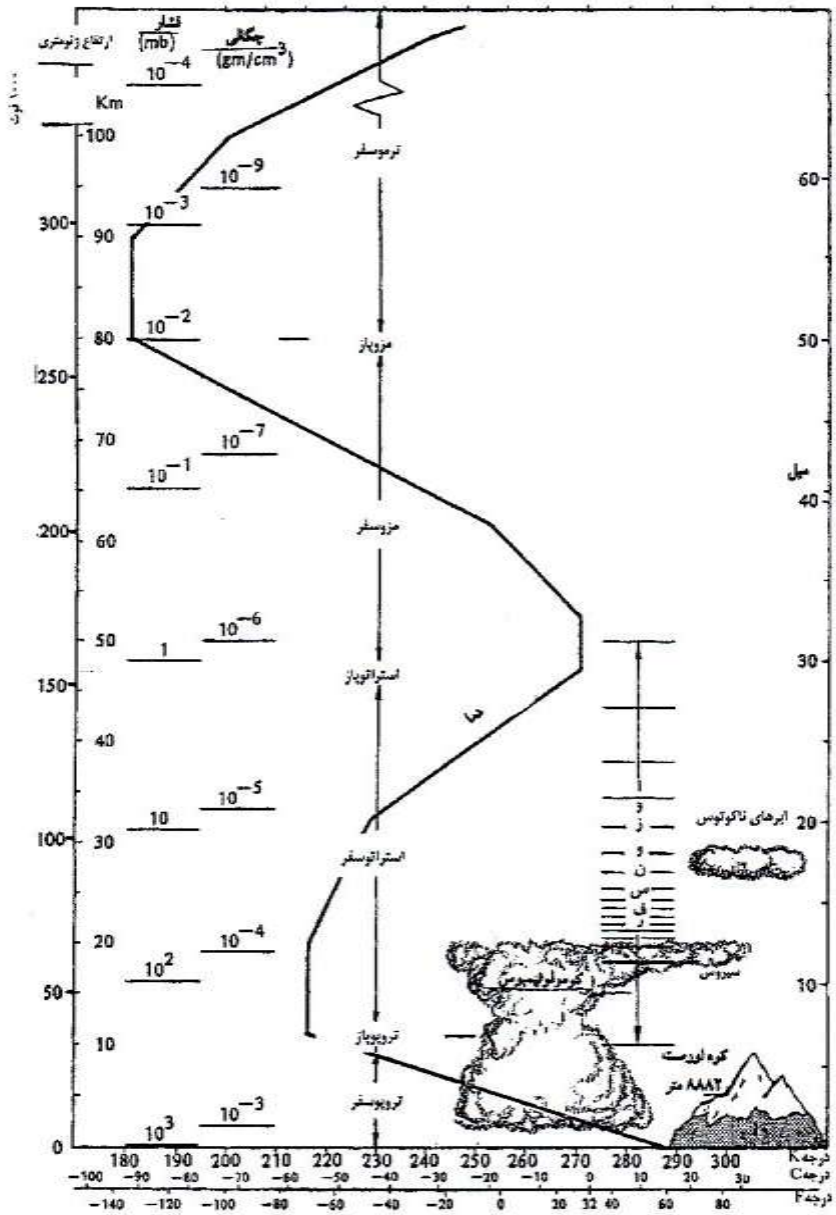
با توجه به محدود بودن اطلاعات ما از خصوصیات جوّ در لایه‌های فوقانی و به این دلیل

که سطوح بالایی جَو هنوز تحت بررسی و تحقیق می‌باشد هیچ‌گونه تعریف و مشخصّه جامعی از ساختار جوّ در این قسمت وجود ندارد. در شکل ۳-۱ ساختار لایه‌بندی جوّ از برخی جنبه‌های فیزیکی نشان داده شده است. پایینترین لایه جوّ که در برگیرنده بیشترین جرم هوا بوده و همچنین بزرگترین ویژگی آن کاهش تدریجی دمای هوا نسبت به ارتفاع می‌باشد لایه **تروپوسفر** (troposphere) نام دارد. بیشترین تغییرات جوّی در این لایه اتفاق می‌افتد. به دلیل وجود همین تغییر و تحولات است که این لایه نام تروپوسفر به خود گرفته است. زیرا تروپوسفر از واژه یونانی tropos گرفته شده است که به معنی *زیرورو شدن* می‌باشد. با وجودی که ضخامت متوسط لایهٔ تروپوسفر فقط حدود ۱۱ کیلومتر می‌باشد، اما ۸۰٪ جرم اتمسفر در این لایه متمرکز است . این لایه در قطب نازک‌تر و در استوا ضخیم‌تر است. روی لایه تروپوسفر، طبقه دیگری بنام *استراتوسفر* (stratosphere) قرار دارد که ضخامت متوسط آن حدود ۲۳ کیلومتر است. در ۳ کیلومتر اول استراتوسفر، دمای هوا ثابت است اما در قسمتهای بالاتر، دمای هوا باارتفاع افزایش می‌یابد. لایه **مزوسفر** (mesosphere) در بالای طبقهٔ استراتوسفر واقع شده و به صورتی است که در آن دمای هوا نسبت به افزایش ارتفاع بطور سریع کاهش پیدا می‌کند. **ترموسفر** (thermosphere) آخرین لایه جوّ می‌باشد که در آن مجدداً دمای هوا با ارتفاع افزایش می‌یابد. این لایه از ارتفاع تقریبی ۸۰ کیلومتری سطح زمین شروع و تا ۱۹۰ کیلومتری سطح زمین ادامه دارد. دمای هوا در قسمت بالای ترموسفر تا ۱۵۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. ولی به دلیل اینکه تعداد مولکول‌های هوا در آن کم است با وجود بالا بودن دما مقدار گرمای موجود در آن اندک می‌باشد. بدین‌ترتیب جوّ زمین از نظر حرارتی به چهار لایه متمایز : تروپوسفر، استراتوسفر، مزوسفر و ترموسفر تقسیم می‌شود. مرز بین لایه‌های اوّل و دوّم، ***تروپوپاز*** (tropopause)؛ مرز لایه‌های دوّم و سوّم، ***استراتوپاز*** (stratopause)؛ و مرز لایه‌های سوّم و چهارم، ***مزوپاز*** (mesopause) نام گرفته است. مزوپاز محلی است که پایینترین دما را دارا می‌باشد. ملاحظه می‌شود که مرز بین دو لایه نام خود را از لایه پایین به اضافه کلمه پاز اخذ می‌کند.

همانطور که گفته شد، برای جوّ زمین نمی‌توان انتهای مشخصی متصور شد، اما ارتفاع ۱۹۰ کیلومتری که به عنوان انتهای لایه ترموسفر ذکر شد حدّی است که در عمل از آن استفاده می‌شود، و گرنه لایه ترموسفر تا هزارها کیلومتر ادامه داشته و سرانجام جوّ زمین و خورشید با یکدیگر مخلوط می‌شوند. بخشی از لایه ترموسفر محتوی ذرّات باردار اتمی است. قسمتهای پایین ترموسفر از نظر وجود ذرّات باردار غنی است، بطوری که یک لایه مشخص یونیزه را در این قسمت تشکیل می‌دهد. ارتباط‌های رادیویی راه‌دور از طریق انعکاسهای یک یا چندگانه تابشهای طول موج کوتاه از لایه‌های یونیزه مذکور امکان‌پذیر می‌گردد. آن قسمت از لایه‌های فوقانی جوّ که محتوی مقدار زیادی ذرّات باردار (یون) است؛ **یونسفر** (ionosphere) نام گرفته است.

ترکیب گازهای هوا تا ارتفاع ۷۰ کیلومتری یکنواخت و همگن است. بالاتر از این ارتفاع،

علاوه بر ساختار فیزیکی که در شکل ۳-۱ نشان داده شده، لایه‌بندی دیگری نیز براساس گازهای موجود در جوّ پذیرفته شده است. بطوریکه براساس نتایج حاصله از ماهواره‌های اکتشافی بعد از لایه همگن سطحی (لایه ازت و اکسیژن) سه لایه متمایز دیگر که در آنها به ترتیب گازهای اکسیژن، هلیوم و هیدروژن غالب می‌باشند وجود دارد.



شکل ۳-۱ ساختار فیزیکی جوّ تا ارتفاع ۱۱۰ کیلومتری

مطلب دیگری که باید به آن اشاره شود وجود یک لایه غنی از اُزُن و با ترکیب مولکولی O_3، در ناحیه بالائی استراتوسفر است. ضخامت لایه اُزُن بین ۱۶ تا ۳۰ کیلومتر است اما مرز مشخصی نمی‌توان برای آن قایل شد. در واقع اوزن در لایه‌ای که از ۵۰ کیلومتری سطح زمین شروع و تا ارتفاع ۱۵۰ کیلومتری ادامه دارد متمرکز است. اما همانطور که اشاره شد بیشترین تراکم اوزن در لایه ۵۰ تا ۸۰ کیلومتری زمین است. لایه‌ای از اتمسفر که حاوی اوزون می‌باشد *اوزونوسفر* (ozonosphere) نام دارد. مقدار اُزُن موجود در جوّ به قدری کم است که اگر کُل اُزُن جوّ را در فشار متعارف روی هم انباشته کنیم ضخامت آن از چند میلی‌متر تجاوز نخواهد کرد. اما با وجود جرم اندک لایه اُزُن، نقش این لایه در جذب پرتوهای *فرابنفش* (ultraviolet) خورشیدی بسیار با اهمیت است. زیرا اُزُن مانند یک جسم سیاه این پرتوها راجذب کرده و از نفوذ این تابشهای زیان‌آور به سطح زمین جلوگیری به عمل می‌آورد. گفته می‌شود کاهش غلظت اُزُن در جوّ زمین در اثر وجود گازهای آلاینده باعث تغییرات اقلیمی در سطح کره زمین شده است که به نوبه خود اثرات هیدرولوژیکی را در پی دارد. بی‌نظمی در وضعیت بارندگیها، خشکسالیها و یا بارانهای بی‌موقع در بعضی از مناطق دنیا با چنین تغییرات اقلیمی ارتباط داده شده است.

۳-۳ عناصر هواشناسی

۳-۳-۱ دمای هوا

دما بعنوان نمایه‌ای از شدت گرما، یکی از عناصر اساسی شناخت هواست. با توجه به دریافت نامنظم انرژی خورشیدی توسط زمین، دمای هوا در سطح زمین دارای تغییرات زیادی است که بنوبه خود سبب تغییرات دیگری در سایر عناصر هواشناسی می‌شود.

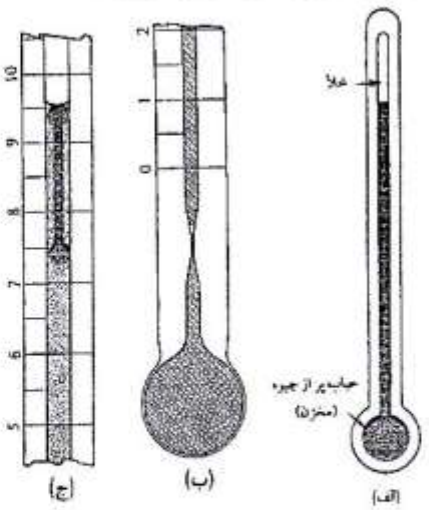
دمای هوا توسط دماسنج اندازه‌گیری می‌شود. دماسنج لوله بسیار باریک شیشه‌ای است که دو طرف آن مسدود بوده و داخل آن از هوا تخلیه شده است در انتهای این لوله، مخزن کوچکی تعبیه و از جیوه یا الکل پُر شده است (شکل ۳-۲ الف). گرم‌شدن هوا باعث گرم‌شدن مخزن و گرم‌شدن مخزن موجب گرم‌شدن جیوه یا الکل و در نهایت انبساط آن می‌گردد که در نتیجه مایع داخل مخزن در طول لوله دماسنج بالا می‌رود. چنانچه دماسنج را در مخلوط آب و یخ قرار دهیم سطح جیوه یا الکل در نقطه‌ای ثابت خواهد ماند که در مقیاس درجه‌بندی سانتی‌گراد آن را صفر می‌نامیم و برعکس اگر دماسنج را در آب جوش قرار داده باشیم سطح جیوه یا الکل در نقطه دیگری ثابت خواهد ماند که آن را درجه ۱۰۰ می‌نامیم. اگر بین صفر و ۱۰۰ را به یکصد قسمت مساوی تقسیم کنیم هر قسمت یک درجه سانتی‌گراد یا سلسیوس خواهد بود. حال می‌توانیم بالا و پائین صفر و ۱۰۰ را نیز بهمین ترتیب درجه بندی کنیم تا بتوان دمای زیر صفر یا بالاتر از ۱۰۰ را نیز اندازه گرفت. سطح مایع داخل دماسنج در هر لحظه نمایه‌ای از درجه حرارت است. در

سیستم درجه‌بندی دیگری که به نام فارنهایت می‌باشد بجای صفر عدد ۳۲ و بجای ۱۰۰ عدد ۲۱۲ گذاشته می‌شود، لذا بین آنها را به ۱۸۰ قسمت تقسیم کرده و هرقسمت را یک درجه فارنهایت می‌نامیم. علاوه بر دماسنج معمولی که دما را در هر لحظه مشخص می‌سازد اغلب نیاز می‌شود که حداکثر و حداقل دما که در طول یک دوره معین مثلاً یک شبانه روز اتفاق افتاده است اندازه‌گیری شود. برای این کار از *دماسنج‌های حداکثر و حداقل* استفاده می‌گردد.

دماسنجهای حداکثر به نام *دماسنجهای ماکزیمم* (maximum) نیز معروفند. این دماسنج، با یک تفاوت جزیی، تقریباً مشابه دماسنجهای معمولی است. به این صورت که لولهٔ مویین آن در محلی که به مخزن منتهی می‌شود بسیار باریک شده است. وقتی دما زیاد می‌شود، جیوه در داخل مخزن منبسط خواهد شد و نیروی حاصل از انبساط حجمی جیوه می‌تواند باعث راندن جیوه از داخل مجرای باریک بالای مخزن به قسمت بالای لوله گردد. بدین وسیله ارتفاع جیوه در داخل لوله بالا می‌رود. اما با کاهش دما که مایع داخل مخزن منقبض می‌شود، باریک بودن مسیر حرکت در لوله، از برگشت مجدّد جیوه به داخل مخزن جلوگیری می‌کند و لذا سطح جیوه در داخل لوله در محلی که بالاترین دما اتفاق افتاده است ثابت باقی می‌ماند. بنابراین سطح بالای ستون جیوه نشان‌دهندهٔ دمای حداکثر خواهد بود (شکل ۳-۲ ب). پس از قرائت دمای حداکثر، دماسنج به شدت بطرف پایین تکان داده می‌شود تا جیوه دوباره به مخزن اولیه خود برگشت نماید.

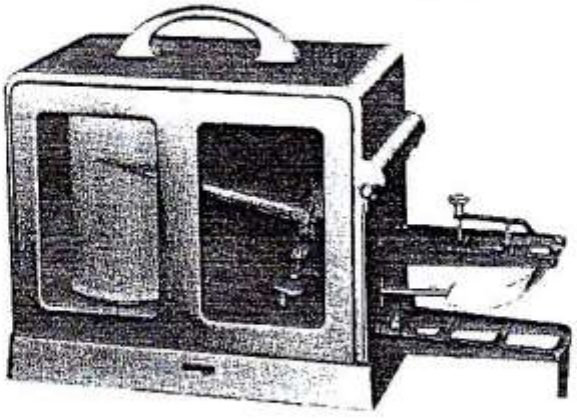
دماسنجهای حداقل، برای ثبت پایینترین دما در یک دوره معین به کار می‌روند. دماسنج حداقل، مشابه دماسنج معمولی می‌باشد و تنها اختلاف آن مایع داخل مخزن است که بجای جیوه از مایعات رقیقتر مانند الکل استفاده می‌شود زیرا نقطهٔ انجماد الکل پایین است و در دمای معمولی منجمد نمی‌شود. در این دماسنجها در داخل الکل موجود در لوله، یک سوزن یا میله‌ای که دوسر آن گرد می‌باشد رها گردیده و به عنوان شاخص از آن استفاده می‌شود (شکل ۳-۲ ج).

هنگامی که دمای هوا کاهش می‌یابد، با انقباض مایع، سطح بالای الکل در داخل لولهٔ مویین به طرف مخزن کشیده می‌شود و با اعمال نیروی کشش سطحی، شاخص سوزنی را نیز به طرف پایین (مخزن) می‌راند، تا سرانجام این که به نقطه‌ای که حداقل دما باشد می‌رسد. با افزایش دما، مجدداً الکل در داخل لولهٔ مویین منبسط شده و به طرف بالا صعود می‌کند؛ اما سوزن در پایین‌ترین محلی که قبلاً در اثر کشش سطحی پایین آمده بود در داخل الکل باقی می‌ماند. بنابراین قسمت بالایی شاخص سوزنی شکل، پایینترین دمایی را که اتفاق افتاده است نشان می‌دهد. پس از قرائت دما با استفاده از یک آهن‌ربا که به جدار لوله دماسنج کشیده می‌شود سوزن فلزی بالا آورده می‌شود تا انتهای سوزن مماس با سطح بالائی الکل قرار گیرد ؛ بدین ترتیب دماسنج برای کار مجدد آماده می‌شود.



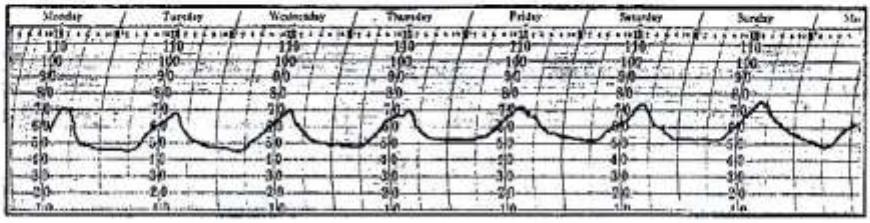
شکل ۳-۲ اصول دماسنج‌های الف) استاندارد ،ب) ماکزیمم و ج) می‌نیمم

برای ثبت پیوسته تغییرات دما از وسیله‌ای بنام **دمانگار** استفاده می‌شود. دمانگار معمولی دستگاهی مکانیکی است که از یک عنصر فلزی که انحنای آن با دما تغییر می‌کند ساخته شده است. یک طرف عنصر فلزی حساس که دارای انحنا می‌باشد به بازوی اهرم طویل و متحرکی بسته شده که این بازو ممکن است مستقیماً دما را روی یک مقیاس سادهٔ درجه‌بندی شده نشان‌دهد و یا این که انتهای بازو به یک قلم ثبات متصل گردد. قلم به نوبه خود روی یک استوانه‌دوّار قرار می‌گیرد که این استوانه به وسیله ساعتی که در داخل آن کار گذاشته شده به دور خود می‌چرخد (شکل ۳-۳) . ورقهٔ کاغذی، دور استوانه پیچیده شده، که خطوط افقی روی کاغذ را به روزها و ساعتها تقسیم کرده است. تقسیم‌بندی دما به صورت عمودی روی کاغذ دمانگار مشخص شده است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۳ تصویر یک دمانگار (ترموگراف)

با تغییر دمای هوا انحنای فلز حساس تغییر می‌کند و این امر با توجه به نحوهٔ تغییرات دما باعث انحراف قلم انتهای بازوی مکانیکی به طرف بالا و پایین می‌گردد. قلم فوق بطور مداوم یک خط جوهری روی کاغذی که دور استوانه ثبات قرار دارد رسم می‌کند. در حالی که رسم خط انجام می‌پذیرد، استوانه نیز به آهستگی می‌چرخد و بدین ترتیب خط رسم شده علاوه بر وضعیت دمای لحظه‌ای، دمای هوا را در هر موقعیت زمانی در طول مدت ثبت شده نشان می‌دهد.



شکل ۳-۴ یک ترموگرام یا کاغذ هفتگی دمانگار (برحسب درجه فارنهایت). بطوری که ملاحظه می‌شود ساعات وقوع حداکثر دمای روزانه معمولاً در بعدازظهر و حداقل دمای روزانه کمی قبل از طلوع آفتاب می‌باشد.

امروزه بجای استفاده از ترمومترهای شیشه‌ای یا فلزی غالباً از انواع حساسه‌های دمائی استفاده می‌شود که در نقطه مشخصی از هوا یا داخل خاک قرار داده شده و در هر لحظه اطلاعات خود را به ثبت کننده‌های کامپیوتری (دیتا لاگر) منتقل می‌کنند. این دماسنج‌ها بصورت خودکار عمل کرده و نیاز به قرائت آنها در زمان و مکان معینی نبوده و حتی‌الامکان دورسنجی اطلاعات نیز وجود دارد. کلیه ایستگاه‌های خودکار هواشناسی بر همین اساس می‌باشند.

مقیاسهای دماسنجی در اندازه‌گیری دما معمولاً چهار مقیاس اندازه‌گیری به کار برده می‌شود که عبارتند از:

- مقیاس اندازه‌گیری **سلسیوس** (سانتی‌گراد) که با علامت °C نشان داده می‌شود.
- مقیاس اندازه‌گیری ***فارنهایت*** که با علامت اختصاری °F مشخص می‌گردد.
- مقیاس اندازه‌گیری **مطلق** (کلوین) که با علامت °K نشان داده می‌شود.
- مقیاس اندازه‌گیری ***رانکین*** که با علامت °R نشان داده می‌شود.

سلسیوس و فارنهایت، واحدهایی هستند که بطور عمومی مورد استفاده قرار می‌گیرند، امّا دمای مطلق منحصراً در مسائل علمی کاربرد دارد. در درجه‌بندی فارنهایت (°F) و سلسیوس (°C) دمای نقطه ذوب یخ و نقطه جوش آب اساس درجه‌بندی می‌باشند، امّا در مقیاس کلوین صفر مطلق یا دمایی که در آن ارتعاش مولکولی اجسام متوقف می‌شود نقطه شروع درجه‌بندی می‌باشد. برای مقایسه این سیستم‌های درجه‌بندی، مجدداً اشاره می‌شود که در درجه‌بندی

فارنهایت برحسب قرارداد نقطه انجماد آب ۳۲ و نقطه جوش آن ۲۱۲ در نظر گرفته می‌شود. بنابراین بین این دو نقطه ۱۸۰ درجه اختلاف وجود دارد (۱۸۰ =۳۲ - ۲۱۲)، حال آنکه در درجه‌بندی سلسیوس نقطه یخبندان آب صفر و نقطه جوش آن ۱۰۰ قرار داده شده است. بدین ترتیب درجات سلسیوس به نسبت $\frac{۹}{۵} = \frac{۱۸۰}{۱۰۰}$ از واحد فارنهایت (°F) بزرگتر است. لذا مقادیر عددی دما در مقیاس سلسیوس (°C) کوچکتر از مقدار معادل آن در مقیاس فارنهایت (°F) خواهد بود. مثلاً اگر دما از ۲۱ به ۲۲ درجه سلسیوس برسد بین آنها یک درجه فاصله است اما به ازای همین تغییر دما در مقیاس فارنهایت، دما به اندازه ۱/۸ درجه تغییر می‌کند و از ۶۹/۸ به ۷۱/۶ می‌رسد.

برای تبدیل یک سیستم به سیستم دیگر و جبران اختلاف اندازه واحدها، با در نظر گرفتن این که نقطه یخبندان آب در سیستم فارنهایت بجای صفر، ۳۲ درجه می‌باشد، بایستی مقادیری به ارقام مورد نظر در یک سیستم اضافه نمود. برای این منظور دو فرمول به کار می‌رود که یکی تبدیل درجه سانتی‌گراد به فارنهایت و دیگری تبدیل فارنهایت به سانتی‌گراد است. فرمول تبدیل درجه فارنهایت به سلسیوس (سانتی‌گراد) عبارت است از:

$$°C = (°F - 32) \times \frac{5}{9} \qquad (۱-۳)$$

و فرمول تبدیل درجه سلسیوس (سانتی‌گراد) به فارنهایت به صورت زیر می‌باشد:

$$°F = \frac{9}{5}\,°C + 32 \qquad (۲-۳)$$

مثلاً اگر بخواهیم دمای معمولی بدن انسان را که ۳۷ درجه سلسیوس است به درجه فارنهایت تبدیل کنیم خواهیم داشت:

$$°F = \frac{9}{5}\,°C + 32$$

$$°F = \frac{9}{5}\,(37) + 32 = 98.6$$

اکنون با انجام عمل عکس می‌توان ۹۸/۶ درجه فارنهایت را به سانتی‌گراد تبدیل نمود:

$$°C = \frac{(°F - 32) \times 5}{9} = \frac{(98.6 - 35) \times 5}{9} = 37$$

مقیاس اندازه‌گیری مطلق با صفر شروع شده و مقادیر آن همیشه مثبت است. در مقیاس کلوین، صفر مطلق °C ۲۷۳ پایینتر از نقطه یخبندان آب قرار دارد (°C ۲۷۳-). از این‌رو نقطه انجماد آب برابر ۲۷۳ درجه کلوین می‌باشد. پس از مرگ فیزیکدان انگلیسی کلوین (Kelvin) حرف °K برای نشان دادن درجه‌بندی مطلق به کار گرفته شد. درجه‌بندی دیگری که برای اندازه‌گیری دما بکار می‌رود مقیاس رانکین (Rankin) است که با علامت °R نشان داده می‌شود. رانکین از نظر عددی برابر است با درجه فارنهایت به اضافه ۴۵۹/۶۷ و یا ۱/۸ ضربدر درجه کلوین. بطور کلی روابط بین این مقیاسها عبارتند از:

$$°F = 1.8\,°C + 32 \quad (۳-۳)$$

$$°C = 0.56\,°F - 17.78 \quad (۳-۴)$$

$$°K = °C + 273 \quad (۳-۵)$$

$$°R = °F + 459.67 \quad (۳-۶)$$

$$°R = 1.8\,°K \quad (۳-۷)$$

که با استفاده از این روابط می‌توان هر یک از واحدهای اندازه‌گیری را به دیگری تبدیل کرد.

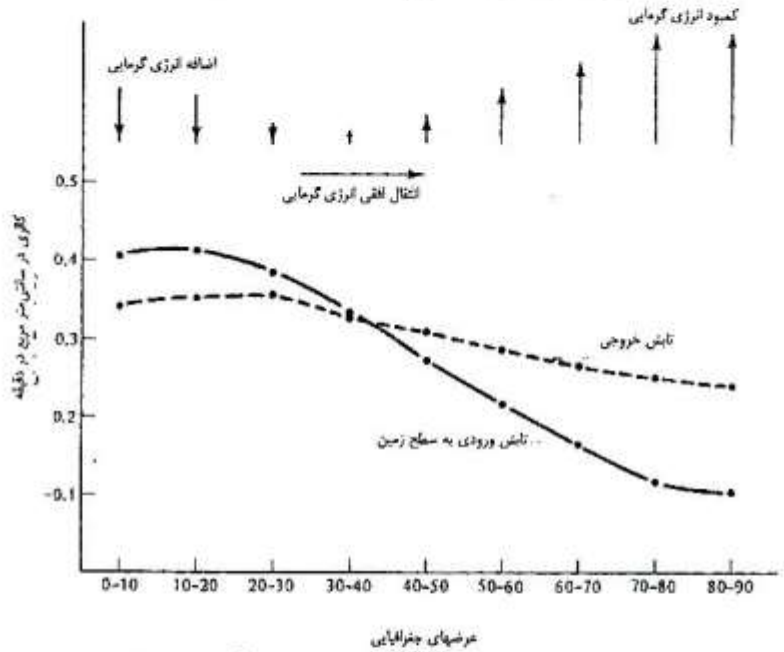
تغییرات روزانه و فصلی دما در مطالعات هیدرولوژی اطلاع از مقادیر مطلق دماهای بالا و پائین و یا نوسانات روزانه و فصلی دما الزامی است. در شکل ۳-۴ با بررسی نمودار حاصل از دستگاه دمانگار، ملاحظه می‌شود که تغییرات دما در طول یک شبانه روز تقریباً دوره‌ای است. بطوری که حداکثر دما در اوایل بعدازظهر و حداقل آن قبل از طلوع خورشید اتفاق می‌افتد. زمان وقوع دمای حداقل، با تغییرات تابش هماهنگی دارد. در خلال شب سطح زمین و جوّ هر دو در اثر واتابی سرد شده و پایینترین دما تقریباً همزمان با طلوع خورشید اتفاق می‌افتد که بعد از آن، زمین به وسیلهٔ خورشید گرم می‌شود. یادآوری می‌شود که ابتدا خورشید زمین را گرم می‌کند سپس زمین گرمای خود را به هوا پس می‌دهد. همچنین هرچه زمین گرمتر باشد تابش گرمایی بیشتری دارد. بنابراین دمای هوا نتیجه تعادل انرژی حرارتی است که بین زمین و خورشید وجود دارد. همچنین اغتشاشات کوچک هوا، گرمای نهان تبخیر و از دست دادن گرمای هوا به بیرون در تعادل دما دخالت دارند.

تغییرات فصلی دمای هوا، مانند تغییرات روزانه می‌باشد. روی خشکیها حداکثر دما بین یک یا دو ماه بعد از وقوع انقلاب تابستانی (اوّل تیرماه) و حداقل دما یک یا دو ماه بعد از انقلاب زمستانی (اوّل دی‌ماه) رخ می‌دهد. در مناطقی که آب و هوا تحت تأثیر دریا قرار دارند به علّت تفاوت در بیلان گرمایی آب و خشکی، متوسط تغییرات دما کمتر خواهد بود.

تغییرات افقی دما اساسی‌ترین تأثیر دما در سطح زمین، ایجاد گرادیان (شیب) دما بین استوا و قطبین می‌باشد. این اختلاف که هرچه به عرضهای بالاتر می‌رویم بیشتر می‌شود به دلیل کاهش زاویه تابش خورشید نسبت به سطح زمین است. به علّت کروی بودن زمین، پرتوهای خورشیدی در عرضهای پایین عمود بر سطح زمین می‌باشند. در عرضهای پایین و نزدیک خط استوا گرمای رسیده به سطح بیشتر از گرمای خارج شده از همان سطح می‌باشد و بالعکس در عرضهای بالا، تابش بازتابی زمین نسبت به تابش دریافتی از خورشید بیشتر است. بنابراین عرضهای پایین گرمای بیشتر و عرضهای بالائی گرمای کمتری دریافت می‌کنند و در طبیعت برای رسیدن به تعادل، گرما از عرضهای پایین به سمت عرضهای بالا حرکت می‌کند. در شکل

۳-۵ موازنه گرما برای عرضهای جغرافیایی مختلف (برای هر ده درجه) نشان داده شده است.

در این شکل مشاهده می‌شود که در عرضهای پایین منحنی تابش دریافتی در بالای منحنی تابش بازتابی زمین قرار دارد و در عرضهای بالا این منحنی در پایین منحنی بازتاب قرار می‌گیرد. نقطهٔ تلاقی دو منحنی عرض ۳۸° می‌باشد. بنابراین مدار ۳۸ درجه در کره زمین جائی است که در آن مقدار تابش دریافتی و خروجی از سطح زمین با یکدیگر برابرند.



شکل ۳-۵ بیلان حرارتی زمین بین قطبین و استوا. انرژی گرمایی دریافتی بین استوا وعرض ۳۸ بیش از انرژی خروجی و انرژی گرمایی دریافتی بین عرضهای ۳۸ تا ۹۰ درجه کمتر از انرژی خروجی است. بیشتر فرایندهای جوّی و ایجاد باد به دلیل توزیع نامساوی انرژی در سطح کرهٔ زمین است.

در بالای شکل انرژی دریافتی و انرژی بازتابی به صورت پیکانهایی که طول متفاوت دارند نشان داده شده است. ملاحظه می‌شود که پیکانهای نشان دهندهٔ کمبود انرژی، از نظر تعداد و اندازه، بیشتر از پیکانهای انرژی اضافی می‌باشند. حال این سؤال پیش می‌آید که پس علّت این که در کره زمین کمبود انرژی وجود ندارد چیست؟ پاسخ در مساحت دریافت کننده تابش نهفته است. مثلاً مساحتی از کره زمین که بین عرض جغرافیایی صفر تا ۱۰ قرار گرفته است بیشتر از سطح محصور بین عرضهای جغرافیایی ۱۰ تا ۲۰ درجه و یا بمراتب بیشتر از مساحت بین عرضهای جغرافیایی بالاتر (فرضاً ۷۰ تا ۸۰ درجه) است. لذا انرژی اضافی در عرضهای جغرافیایی صفر تا ۳۸ درجه برابر کمبود انرژی در عرضهای جغرافیایی ۳۸ تا ۹۰ درجه خواهد بود و علی‌رغم این

که عرضهای پایین بطور خالص انرژی بیشتری دریافت می‌کنند و انرژی خالص رسیده به عرضهای بالا و نزدیک قطب کمتر است تقریباً گرمای جذب شده و گرمای از دست رفته در سطح کره زمین مساوی است. حال سوال دیگری مطرح می‌شود که، پس چرا استوای زمین سال به سال گرمتر نمی‌شود و چرا قطبها رو به سردی دایمی نمی‌روند؟ پاسخ این است که گرمای اضافی از عرضهای پایین تحت مکانیزم‌های پیچیدهٔ فیزیکی به عرضهای بالاتر که کمبود انرژی دارند منتقل می‌شود تاموازنه گرما در زمین حاصل گردد. به همین دلیل فرایند انتقال گرما از عرضهای پایین به بالا تحت سیستم‌های جوّی و بادهای دایمی به وجود می‌آید.

از بحث فوق مشخص می‌گردد چنانچه سطح زمین در همه جا از نظر جنس و ترکیب یکسان بود (بطور مثال تمام کره زمین از آب پوشیده شده بود)، دمای هوا در امتداد یک عرض جغرافیایی در محیط کره زمین یکسان گزارش می‌شد. ولی کاملاً بدیهی است که دمای هوا در امتداد یک عرض جغرافیایی، یکسان و یکنواخت نبوده و در هر نقطه نسبت به نقاط دیگر آن متفاوت است.

در فصل تابستان مسلماً خشکی از دریای مجاور خود در همان عرض جغرافیایی گرمتر می‌باشد و در زمستان خشکیها خیلی سریعتر از دریا سرد می‌شود لذا در یک عرض جغرافیایی معین، زمین نسبت به دریا بسیار سردتر خواهد بود. علاوه بر این، به علّت انتقال توده‌های عظیم آبهای گرم و سرد در جریانهای دریایی، توزیع دما در روی دریاها نیز یکنواخت و یکسان نمی‌باشد. گفته می‌شود که یکی از دلایل پیدایش تغییر اقلیم گرم‌شدن آب در سطح اقیانوس آرام و نوسانات ناهنجار آن است که بنام پدیده اِل‌نینو (El-Nino) معروف است. مشخصه این پدیده ایجاد آبهای گرم اقیانوسی در قسمت شرقی منطقه استوایی اقیانوس آرام، تضعیف یا معکوس شدن بادهای تجاری و تضعیف و حتی معکوس شدن جریان‌های آب اقیانوسی استواست. پدیده اِل‌نینو بطور ادواری روی می‌دهد و از طریق پمپاژ انرژی به اتمسفر بر دمای کره زمین و اتمسفر اثر می‌گذارد.

رویدادهای اِل‌نینو در سال ۸۳ - ۱۹۸۲ میلادی بسیار قوی بود. تصور می‌شود که این پدیده عامل رویدادهای اقلیمی از قبیل خشکسالی و سیل بوده است. رویدادهای اِل‌نینو احتمالاً الگوی قسمتهای بالای تروپوسفر (جریانهای جت) را تغییر می‌دهد و موجب می‌شود در بعضی نقاط جهان زمستان‌ها مرطوب‌تر و تابستانها خشکتر و همراه با طوفان باشد. شرایط اِل‌نینو در سالهای ۹۲ - ۱۹۹۱ نیز پیش آمد و گرچه شدت آن به اندازه سالهای ۸۳ - ۱۹۸۲ نبود اما اندکی بر گرمایش جهانی افزود.

برای نشان دادن توزیع افقی دما از *خطوط همدما* (isotherms) استفاده می‌شود. *ایزوترم* یا خطوط همدما خطوطی هستند که کلیه نقاط با دمای یکسان را به هم وصل می‌کنند. اگر جنس زمین در همه جا یکسان می‌بود این خطوط به صورت مستقیم در جهت شرقی - غربی و به

موازات عرضهای جغرافیایی قرار می‌گرفتند و خط همدمایی که بیشترین دما را نشان دهد در نزدیک استوا قرار می‌گرفت. امّا خطوط همدما به ندرت به صورت شرقی - غربی و مستقیم می‌باشند و توزیع آنها روی یک نقشه کاملاً نامرتب بوده و از زمستان به تابستان فرق می‌کند.

اطلاعات مربوط به دمای هوا از اساسی‌ترین نیازها برای تجزیه و تحلیل‌های هیدرولوژیکی است. زیرا متوسط دما، حداقل و یا حداکثر آن در طول سال یا طول دوره آماری معیاری از ثبات و یا عدم ثبات وضعیت هوا می‌باشد.

در اینجا مناسب است که بعضی از آمار ثبت شده حداکثر و حداقل دما در مناطق مختلف کره زمین را ذکر کنیم: کمترین دمایی که تاکنون در ایستگاههای هواشناسی معتبر دنیا ثبت شده است ۸۸/۳- درجه سلسیوس در ایستگاه **وستوک** (Vostok) در قطب جنوب بوده است. پایینترین دمای متوسط ماهانه به مقدار ۵۳/۳- درجه سلسیوس متعلق به **ورخویانسک** (Verkhoyansk) در سیبری می‌باشد. بالاترین دمای ثبت شده در دنیا نیز مربوط به لیبی در **ایستگاه عزیزیه** (Al-Azizia) و به مقدار ۵۷/۷ درجه سلسیوس می‌باشد. بالاترین دما در **درهٔ مرگ** (Death valley) واقع در آمریکا نیز همین حدود بوده است (۵۶/۶ درجه سلسیوس). تصور می‌شود در ایران بالاترین مقدار درجه حرارت سالانه در کویر شهداد باشد ولی از مقدار آن اطلاعی در دست نمی‌باشد.

تغییرات قائم دما هنگامی که از سطح زمین به طرف بالا صعود می‌کنیم هرچه بالاتر برویم دمای هوا کاهش پیدا می‌کند. نسبت کاهش دما به افزایش ارتفاع را، ***گرادیان قائم دما*** گویند. کاهش دما در ارتفاعات بالاتر به سه دلیل عمده زیر است:

(۱)- چون منبع اصلی گرما برای هوا، سطح زمین می‌باشد بدیهی است با دورشدن از منبع گرما، دمای هوا کاهش می‌یابد.

(۲)- مقدار بخارآب به تدریج که ارتفاع افزایش می‌یابد کم می‌شود، لذا در ارتفاعات بالاتر هوا نمی‌تواند گرمای زیادی در خود نگه دارد.

(۳)- هوا در نتیجه گرم شدن زمین به طرف بالا صعود می‌کند و در هنگام صعود منبسط شده و دمای آن کم می‌شود.

گرچه دمای هوا با ارتفاع کاهش می‌یابد ولی هیچ آهنگ ثابتی برای کاهش دمای هوا وجود ندارد. در واقع تنها مورد ثابت این است که بگوییم آهنگ کاهش دما متغیر است. مقدار کاهش دما نسبت به ارتفاع را در صورتی که هوا هیچ‌گونه حرکات عمودی به سمت بالا یا پایین نداشته باشد ***افتاهنگ*** یا ***لاپس‌ریت*** (lapse rate) ***نرمال*** گویند. بنابراین افتاهنگ یعنی گرادیان دما نسبت به ارتفاع در وضعیتی که هوا بدون حرکت عمودی باشد مقدار ثابتی نبوده و در یک نقطه فقط از روی اندازه‌گیری دما در ارتفاعات مختلف می‌توان مقدار متوسطی برای آن بدست آورد. مقدار

متوسط افتاهنگ در یک نقطه از سطح زمین را **لاپس ریت نرمال** یا ***افتاهنگ نرمال*** (normal lapse rate) گویند. هرچند مقدار افتاهنگ نرمال در یک نقطه را باید از روی اندازه‌گیری بدست آورد، امّا بطور کلی مقدار متوسط آن برای جوّ آزاد حدود ۶- تا ۶/۵- درجه‌سلسیوس به ازای هر کیلومتر ارتفاع در نظر گرفته می‌شود. یعنی هر ۱۰۰ متر که از سطح زمین به بالا صعود کنیم بطور نرمال ۰/۶۵ درجه سلسیوس از دمای هوا کاسته می‌شود. بار دیگر توجه داده می‌شود که افتاهنگ نرمال مربوط به وضعیت دما در یک ستون از هوای ثابت در روی یک منطقه در یک محل مشخص و یک زمان معین است و این ستون هوا نباید هیچ‌گونه حرکت عمودی به طرف بالا یا پایین داشته باشد در غیر اینصورت نمی‌توان به آن افتاهنگ نرمال اطلاق کرد. مسلماً مقدار افتاهنگ نرمال با افتاهنگ واقعی که در آن هوا ممکن است دارای حرکات عمودی باشد متفاوت خواهد بود.

وارونگی دما با وجودیکه انتظار این است که با افزایش ارتفاع دمای هوا کاهش یابد اما گاهی اوقات در یک ارتفاع مشخّص و یا در بخشی از هوا، بجای این که دما با ارتفاع کاهش پیدا کند، افزایش نشان می‌دهد. این حالت زمانی رخ می‌دهد که یک لایه هوای گرم روی یک لایه هوای سرد قرار گرفته باشد. دما در لایه سرد با ارتفاع کاهش نشان می‌دهد، امّا به محض رسیدن به لایه گرمتر بطور ناگهانی افزایش دما مشاهده می‌شود. شرایطی که در آن بجای کاهش دما، با ارتفاع افزایش ناگهانی در دمای هوا مشاهده می‌شود ***وارونگی*** (inversion) نام دارد. وارونگی دما ممکن است به دلایل زیر صورت پذیرد:

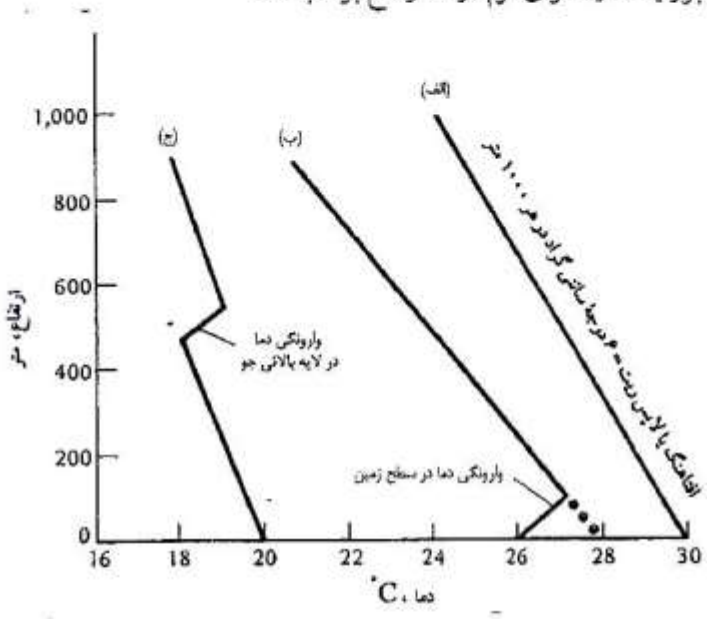
(۱)- هنگامی که هوای نزدیک سطح زمین خیلی سریعتر از هوای قسمت بالایی سرد می‌شود. معمولاً هوای مجاور زمین سرد به سرعت گرمای خود را از دست می‌دهد. در حالی که هوای بالاتر هنوز این فرصت را پیدا نکرده است.

(۲)- هنگامی که یک لایه هوای گرم از روی زمین سرد عبور می‌کند.

(۳)- گرم‌شدن هوا به علّت فرونشینی یا پایین افتادن توده‌های هوا.

تا زمانی که منحنی تغییر دما نسبت به ارتفاع رسم نشده است نمی‌توان در مورد چگونگی کاهش دما یا وارونگی دما اظهار نظر کرد. لذا تنها پس از رسم این منحنی است که می‌توان آهنگ کاهش دما نسبت به ارتفاع یا افتاهنگ را تعریف و تفسیر نمود. در شکل ۳-۶ سه نوع معمول افتاهنگ در هوا نشان داده شده است. منحنی الف افتاهنگ نرمال با کاهش حدود ۶ درجه سانتی‌گراد به ازای هر ۱۰۰۰ متر ارتفاع را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر در این شرایط اگر یک دماسنج را همراه یک بالون به سطوح بالاتر هوا بفرستیم دماسنج در هر ۱۰۰۰ متر ارتفاع ۶ درجه سانتی‌گراد کاهش خواهد داشت. منحنی ب افتاهنگ را با یک وضعیت وارونگی در سطح زمین نشان می‌دهد. این نوع وارونگی معمولاً در شبهای صاف و آرام دیده می‌شود. زیرا در چنین شبهایی سطح زمین به سرعت دمای خود را از دست داده و سرد می‌شود و متعاقب آن، لایه نازک

چسبیده به سطح زمین نیز سرد می‌شود، امّا برای لایه‌های بالاتر هنوز فرصت سردشدن بوجود نیامده است. تأثیر مستقیم سردشدن زمین حداکثر تا ۱۰۰ متر محسوس است، بنابراین ارتفاع لایه وارونگی در این وضعیت از یکصدمتر متجاوز نیست و اغلب از آن نیز کمتر است. منحنی ج مربوط به وضعیتی است که در آن، لایه وارونگی در ارتفاع ۵۰۰ متری اتفاق افتاده و عامل آن ممکن است عبور یک لایه هوای گرم در آن ارتفاع بوده باشد.



شکل ۳-۶ سه نوع لاپس ریت (افتاهنگ) در هوا: (الف) افتاهنگ نرمال؛ (ب) افتاهنگ همراه با وارونگی دما در سطح زمین که به علّت تابش و سردشدن شبانه زمین در هوای صاف ایجاد شده است؛ (ج) افتاهنگ همراه با وارونگی سطوح فوقانی هوا که ممکن است به علّت عبور یک لایه هوای گرم ایجاد شده باشد.

تغییرات بی‌دررو تحت شرایطی ممکن است یک توده هوا در داخل جوّ دارای حرکات عمودی بوده و به طرف بالا صعود کرده و یا به طرف زمین نزول کند و این در حالی است که بخش اصلی جوّ در اطراف این توده هوا تقریباً آرام و بی‌حرکت در جای خود ساکن است.

حال اگر یک توده محلی هوا را روی سطح زمین در نظر بگیریم و فرض کنیم این توده هوا تحت تأثیر یک عامل در حال صعود باشد، وقتی این توده هوا صعود می‌کند فشار وارده بر آن کم شده و باعث انبساط توده هوا می‌گردد. از طرف دیگر وقتی گازی منبسط شد اگر با اطراف خود مبادله انرژی نداشته باشد انرژی مورد نیاز برای عمل انبساط را از داخل خود تامین می‌کند. بنابراین اگر منبع خارجی برای جبران انرژی مصرف شده وجود نداشته باشد گاز در حال انبساط بایستی به تدریج سرد شود. در عمل نیز مبادله گرما بین توده در حال صعود با هوای اطراف و زمین انجام نمی‌شود زیرا هوا تقریباً عایق خوبی است و نمی‌تواند گرما را هدایت نماید. چنین

فرایندی که طی آن هوا منبسط می‌شود و در عین حال تبادل حرارتی بین توده هوا و محیط خارج صورت نمی‌پذیرد *تغییرات آدیاباتیک* یا *بی‌دررو* (adiabatic) نام دارد و کاهش دما طی این فرایند را افتاهنگ بی دررو گویند. مثال ساده و خوبی که در مورد این فرایند می‌توان گفت، وضعیتی است که در لاستیک اتومبیل یا دوچرخه اتفاق می‌افتد. وقتی مجرای خروج هوا گشوده می‌شود هوای فشرده از داخل لاستیک خارج می‌گردد، با خروج هوای فشرده به بیرون، هوا منبسط و سرد می‌شود. شما می‌توانید با دست زدن به محل خروج هوا از لاستیک سرد شدن را احساس کنید. این سردشدن مشابه انبساط هوا در جوّ است. مثال ساده دیگر در مورد سردشدن بی‌دررو، مکانیزم معمولی ساختمان سرد کننده یخچالهاست. یخچال از یک واحد کمپرسور و اتاق سرد کنندهٔ تشکیل می‌گردد. وقتی گاز فشرده شده موجود در یخچال وارد لوله‌های باریک تعبیه شده در اتاقک یخچال می‌شود در آنجا انبساط به سرعت اتفاق می‌افتد و لوله‌های سرد شده (به علت انبساط گاز داخل آن) گرمای داخل یخچال را که موادغذایی در آن قرار دارند به خود جذب می‌کنند. هوا نیز به صورتی مشابه وقتی به بالا صعود می‌کند منبسط شده و به تدریج سرد می‌گردد، زیرا فشار وارد بر آن به تدریج کمتر می‌شود. بنابراین اگر هوا با آهنگ ثابتی منبسط گردد دمای آن نیز با یک آهنگ ثابت و یکنواخت کاهش می‌یابد. برعکس هوایی که در حال فرونشینی است، فشاری که از اطراف به آن وارد می‌شود به تدریج زیاد شده و تودهٔ هوا فشرده‌تر خواهد شد. هر وقت گازی تحت فشار قرار گیرد و فشرده شود کاری که بر روی گاز انجام شده باعث افزایش دمای آن می‌گردد. مثلاً وقتی هوا را با فشار وارد لاستیک دوچرخه می‌کنیم در اثر فشردگی هوا در داخل لاستیک درجه حرارت آن زیاد می‌شود. همین طور وقتی هوا فرو می‌نشیند و در جوّ پایین می‌آید به تدریج گرمتر می‌شود و میزان گرم‌شدن هوا مساوی میزان کاهش دما در فاصله‌ای که قبلاً صعود کرده است می‌باشد. این تغییر دمای هوا که فقط به علّت کاهش یا افزایش فشار بر روی آن صورت گرفته به عنوان *تغییرات بی‌دررو* نامیده می‌شود. میزان تغییر دما در هنگامی که هوا دارای حرکات صعودی یا نزولی می‌باشد *لاپس ریت آدیاباتیک* یا *افتاهنگ بی‌دررو* (adiabatic lapse rate) خوانده می‌شود. میزان افتاهنگ بی‌دررو برای هوای خشک ثابت است. اگر دمای اولیه هوا و همچنین فاصله‌ای که هوا صعود کرده یا پایین آمده معلوم باشد دمای هوا در هر ارتفاع به وسیله افتاهنگ بی‌دررو محاسبه می‌شود. میزان افتاهنگ بی دررو در هوای خشک حدود ۱۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر ارتفاع است. بطوری که ملاحظه می‌شود افتاهنگ بی دررو حدوداً ۲ برابر افتاهنگ نرمال است.

اگر تودهٔ هوا یک کیلومتر به صورت عمودی صعود کند و یا تحت زاویه‌ای روی شیب زمین یا شیب یک جبهه هوا بالا رود ۱۰ درجه سانتی‌گراد سردتر خواهد شد. البته اگر توده هوا تحت زاویه‌ای به صورت مایل صعود نماید سرعت سردشدن آن کمتر از صعود عمودی خواهد بود.

افتاهنگ بی‌دررو به مقدار ۱۰ درجه سانتی‌گراد به ازای هر ۱۰۰۰ متر ارتفاع مربوط به هوای

خشک است که در جهت عمودی به سمت بالا حرکت نماید. منظور از هوای خشک هوایی است که رطوبت نسبی آن کمتر از ۱۰۰ درصد باشد. چنانچه هوا مرطوب ویا مثلاً از بخار آب اشباع باشد مقدار افتاهنگ بی دررو بسته به دما، فشار، ارتفاع و مقدار مطلق رطوبت، متغیّر و از ۱۰ درجه به ازاء هر کیلومتر کمتر خواهد بود که دلیل آن در زیر توضیح داده شده است . لازم به ذکر است که هوای اشباع را هوای مرطوب یا نمدار نیز می‌گوییم.

فرض کنید یک توده هوای اشباع بطور عمودی به حرکت واداشته شود. با صعود هوای مرطوب، انبساط آن باعث سردشدن می‌شود و سردشدن هوای اشباع موجب تراکم بخارآب می‌گردد. امّا در فرایند تراکم، گرمای نهان تبخیر نیز آزاد می‌شود. در نتیجه با صعود هوای اشباع، از یک طرف بصورت بی‌دررو خنک می‌شود و از طرف دیگر بسته به مقدار تراکم بخارآب گرمای نهان آزاده شده و باعث گرم‌شدن آن می‌گردد. یعنی سردشدن به میزان ۱۰ درجه سانتی‌گراد در هر ۱۰۰۰ متر و گرم‌شدن در اثر آزادشدن گرمای نهان به مقدار حدود ۴ درجه سانتی‌گراد در هر ۱۰۰۰ متر ارتفاع است که در نتیجه عملاً هوای اشباع به میزان ۶ درجه به ازای هر کیلومتر خنک می‌شود.

افتاهنگ بی دررو در وضعیت اشباع را گاهی‌اوقات ***افتاهنگ بی‌دررو اشباع*** یا ***مجازی*** (pseudo - adiabatic lapse rate) نیز می‌گویند که مقدار آن همانطور که گفته شد شدیداً متغیر است. مثلاً در قسمت فوقانی تروپوسفر مقدار بخارآب به قدری کم است که گرمای نهان آزاد شده تقریباً صفر است. در دماهای بسیار پایین مانند عرضهای جغرافیایی بالا نیز گرمای نهان در حدّ بسیار کمی است. بنابراین در ارتفاعات بالا و دماهای کم، افتاهنگ بی‌دررو خشک و اشباع تقریباً برابر است.

هنگامی که هوای مرطوب، از ارتفاع بالاتر به پایین سقوط می‌کند (مانند نزول یک توده هوا از قله کوه به سمت پایین) بصورت بی‌دررو گرم می‌شود. اگر قطرات آبی که همراه هوا به پایین سقوط می‌کنند تبخیر نشوند، هوا به صورت بی‌دررو خشک و گرم می‌شود، امّا اگر تبخیر نیز صورت گیرد گرما از هوا گرفته شده و آهنگ افزایش دما متناسب با میزان تبخیر خواهد بود. بنابراین یک توده هوا در طول مسیر حرکت خود ممکن است قسمتی از مسیر را با آهنگ بی‌دررو خشک، و قسمتی دیگر از آن را با آهنگ بی‌دررو اشباع خنک شود. مثلاً اگر هوا قبل از صعود خشک باشد، هوای صعود کننده به صورت بی‌دررو خشک سرد می‌شود و اگر صعود ادامه داشته باشد سرانجام به نقطه شبنم رسیده و به حالت اشباع در می‌آید. از این به بعد صعود هوا باعث سردشدن آن به صورت بی‌دررو اشباع می‌گردد. لذا صعود هوا در ابرها نشانگر شرایط بی‌دررو اشباع است.

سرد شدن بی دررو (آدیاباتیکی) نقش فراوانی در تولید بارندگی بخصوص در هوائی که به سرعت به بالا رانده می‌شود دارد. بارندگی‌های شدیدی که در گردبادهای سهمگین اتفاق می‌افتد

به دلیل بالا رفتن سریع هوا و سرد شدن آدیاباتیکی آن و تراکم بخار آب موجود در هوا و تبدیل آنها به قطرات باران یا تگرگ است. بسیاری از بارندگی‌ها به دلیل ناپایداری هوا صورت می‌گیرند. لذا بی‌مناسبت نخواهد بود اگر پایداری و ناپایداری هوا به اختصار شرح داده شود.

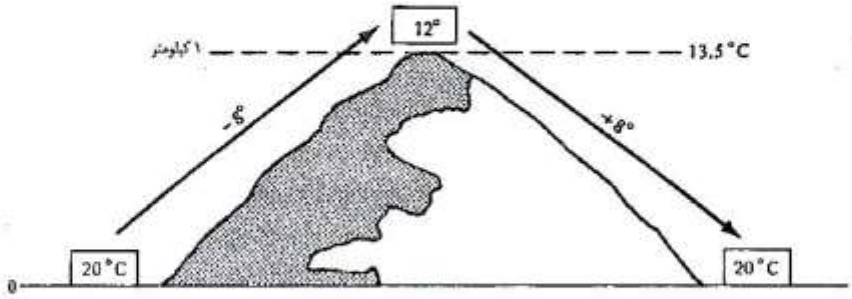
هوای پایدار و ناپایدار هوایی را پایدار گوییم که نتواند در جهت عمودی حرکت داشته باشد. اما هوا به دلایل مختلف ممکن است دارای حرکات عمودی باشد. سرعت و مقدار حرکات عمودی هوا بستگی زیاد به نوع تعادلی دارد که بر وضعیت هوا حکمفرما می‌باشد. گرچه تعادل، موازنهٔ فیزیکی نیروهاست، ولی ماهیت توازن به وسیله وضعیت گرمایی جوّ و بخصوص رابطهٔ بین افتاهنگ نرمال و افتاهنگ بی‌دررو تعیین می‌گردد. برای درک بهتر مسأله به ذکر یک مثال می‌پردازیم:

دو تکّه گچ تحریر را در نظر بگیرید که روی میز قرار دارند. یکی از گچها به صورت افقی و تکّه دیگر به صورت عمودی و روی سطح قاعده کوچک خود ایستاده است. در هر دو وضعیت، تکّه‌های گچ در حالت تعادل با نیروهای وارده هستند. چنانچه یک گوشه از گچی را که به صورت افقی است بلند کرده و سپس رها کنیم فوراً به حالت اولیه خود بر می‌گردد. امّا اگر گچی را که به صورت عمودی ایستاده است کج کرده و رها کنیم بدون برگشت به حالت عمودی، می‌افتد و به حالت افقی در می‌آید. وضعیت گچ ایستاده را هرچند در حال سکون باشد *ناپایدار*، و وضعیت گچ خوابیده را *پایدار* می‌نامیم. حال ببینیم وضعیت در مورد جوّ چگونه است.

فرض کنید دمای هوا در سطح زمین ۲۰ درجه سانتی‌گراد و مقدار افتاهنگ بی‌دررو برابر ۸ درجه سانتی‌گراد به ازای هر کیلومتر باشد (LAR = 8). حال اگر یک بسته هوای ۲۰ درجه به دلایلی مجبور شود به سمت بالا صعود کند، هنگامی که به قلّه کوه که ارتفاع آن یک کیلومتر است برسد دمای آن ۱۲ درجه (۱۲ = ۸ - ۲۰) خواهد بود (شکل ۳-۷). امّا می‌دانیم که افتاهنگ نرمال حدود ۶/۵ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر است (LR = 6.5)، یعنی هوای اطراف آن بسته هوا در قلّه کوه دارای دمایی معادل ۱۳/۵ درجه سانتی‌گراد (۱۳/۵=۶/۵-۲۰) است. بنابراین هوایی که به بالا صعود نموده است در قلّه کوه سردتر و لذا سنگین‌تر از هوای اطراف خود خواهد بود (۱۳/۵ > ۱۲) و تمایل خواهد داشت آن قدر به پایین سقوط نماید تا هم دما و هم چگالی آن معادل هوای محیط گردد. این ارتفاع کجاست؟ مسلماً در سطح زمین است. یعنی جایی که حرکت آغاز شد، از لحاظ نظری این هوا هرگز دوباره صعود نمی‌کند مگر این که مجبور شود. زیرا کوچکترین صعود باعث سرد و سنگین شدن آن شده و دوباره به سطح زمین بر می‌گردد. چنین هوایی، با توجه به رابطه بین افتاهنگ نرمال و افتاهنگ بی‌دررو در مقابل جابه‌جا شدن مقاومت نموده و لذا پایدار خواهد بود.

حالت دیگری را در نظر بگیرید: اگر در یک روز گرم تابستان که دمای هوا در سطح زمین ۲۵ درجه سانتی‌گراد است فرضاً یک بسته هوا گرم شده و دمای آن به ۳۵ درجه سانتی‌گراد برسد.

چنانچه افتاهنگ بی دررو (واقعی) در این موقعیت ۱۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر باشد واضح است که هوای گرم صعود نموده و دمای آن به صورت بی‌دررو سرد می‌شود، در حالی که هوای ساکن مجاورش با افتاهنگ نرمال مثلاً ۵ °C در هر کیلومتر سرد می‌شود. بنابراین هوایی



شکل ۳-۷ هوا به صعود از تلّه کوه واداشته شده است. امّا هوای صعود یافته، از هوای اطراف سردتر بوده و در طرف دیگر کوه به پایین سقوط می‌کند.

که صعود می‌کند سریعتر از هوای مجاورش سرد می‌شود. در یک ارتفاع مشخص، هوای صعودکننده ۱۰ درجه تفاوت اولیه را جبران نموده و از صعود باز می‌ماند. توجه کنید که تفاوت دمای هوای صعودکننده با هوای اطراف به تدریج کم شده و در ارتفاع ۲ کیلومتری به صفر می‌رسد. این وضعیت نیز شرایطی را مجسم می‌کند که در آن پایداری هوا حکمفرما می‌باشد. اگرچه بسته هوا در اثر جذب گرما از مکان اولیه خود جدا و به بالا صعود نمود، امّا در موقعیت جدید به حالت تعادل مجدّد می‌رسد. در صورتی که اگر هوا در موقعیت تعادل ناپایدار باشد چنین مسأله‌ای رخ نخواهد داد.

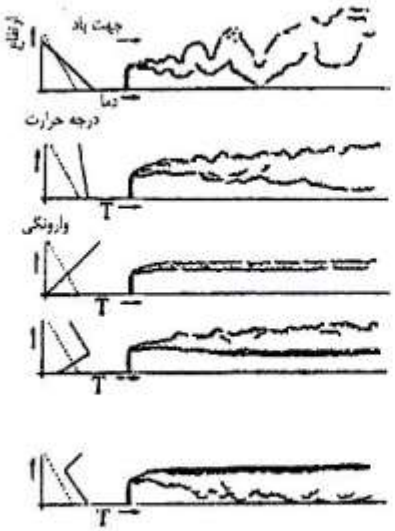
از این مثالها نتیجه می‌گیریم که هر زمان افتاهنگ واقعی از افتاهنگ نرمال بیشتر نرمال باشد هوا نیز پایدار است (LR < ALR). یعنی هوایی که به دلایلی مانند وجودکوه یا جبهه‌ها مجبور به بالا رفتن شود در برابر این جابجایی مقاومت کرده و به موقعیت اولیه خود برگشت می‌کند. هوایی که در اثر اختلاف دما مجبور به صعود شده است بزودی به دمای محیط می‌رسد و در ارتفاع جدید به حالت آرام و سکون در می‌آید.

هوای ناپایدار هوای ناپایدار را هم می‌توانیم به همان روش قبلی تشریح کنیم. حالتی را در نظر بگیرید که در آن مقدار افتاهنگ نرمال بیشتر از افتاهنگ واقعی باشد. فرض کنید افتاهنگ نرمال ۱۲ درجه سانتی‌گراد به ازای هر کیلومتر و افتاهنگ واقعی ۱۰ درجه سانتی‌گراد به ازای هر کیلومتر بوده و دمای هوا در سطح زمین نیز ۲۵°C باشد. حال اگر هوایی که دمای آن ۲۵ درجه سانتی‌گراد است به صعود واداشته شود تا به صورت بی‌دررو سرد شود، چون افتاهنگ نرمال بیشتر از مقدار خنک‌شدن بی‌دررو است هر چه به طرف بالا صعودکند دمای محیط، ازدمای

هوایی که صعود می‌کند، کمتر خواهد بود و بنابراین هوا به صعود خود ادامه می‌دهد و هیچ وقت به پایداری نمی‌رسد.

حالت دیگری را مجسم کنید که در آن که بین دمای بسته هوا و محیط بیرون آن تفاوت اولیه وجود داشته باشد. چنانچه فرضاً دمای هوای محیط ۲۵ درجه و دمای بسته هوائی که به صعود واداشته می‌شود ۳۵ درجه سانتی‌گراد باشد. در این وضعیت چون افتاهنگ نرمال ۱۲ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر است هرچه توده هوا به بالا صعود کند تفاوت دو دما زیادتر شده و سرعت صعود توده هوا نیز زیادتر می‌شود. بنابراین هر زمان که افتاهنگ نرمال بیشتر از افتاهنگ بی‌دررو باشد هوا ناپایدار است (LR > ALR). در این وضعیت، هوایی که صعود یا نزول می‌کند با هوای محیط خود دارای تفاوت دماست و این اختلاف در ارتفاعات بالاتر زیادتر می‌شود، مگر این که با افتاهنگ جدیدی مواجه گردد.

پایداری و عدم پایداری هوا را بخوبی می‌توان در نحوه مخلوط شدن دود حاصله از دودکش کارخانجات یا کوره‌ها مشاهده کرد. با توجه به شکل ۳-۸ در روزهای تابستانی که افتاهنگ نرمال (خط سیاه) بیشتر از افتاهنگ بی‌دررو است (خط نقطه چین) هوا ناپایدار بوده و دود خروجی از لولهٔ دودکش اگر باد ملایمی بوزد بخوبی با هوا مخلوط می‌شود (شکل ۳-۸ الف). اما اگر افتاهنگ نرمال کوچکتر از افتاهنگ بی‌دررو باشد تلاطم به صورت فوق وجود نخواهد داشت و مشاهده می‌شود که دود به صورت مخروطی از دودکش فاصله می‌گیرد که در شکل ۳-۸ ب نشان داده شده است. چنانچه گرادیان واقعی دما مثبت باشد یعنی دود خروجی از دودکش در لایه وارونگی دما قرار گیرد، دود با هوای اطراف مخلوط



الف ـ کاهش شدید درجهٔ حرارت نسبت به ارتفاع

ب ـ کاهش ملایم درجهٔ حرارت نسبت به ارتفاع

ج ـ وارونگی درجهٔ حرارت

د ـ وارونگی درجهٔ حرارت در زیر و کاهش درجهٔ حرارت در بالا

هـ ـ کاهش درجهٔ حرارت در زیر و وارونگی درجهٔ حرارت در بالا

شکل ۳-۸ حالات مختلف پایداری و ناپایداری هوا.

نمی‌شود و ممکن است طول مسیر حرکت دود تا حدود ۵۰ کیلومتر هم برسد. این وضع معمولاً در شبها اتفاق می‌افتد که لایه‌وارونهٔ شدید دما ایجاد می‌شود (شکل ۳-۸ ج). چنانچه لایه وارونه دما فقط تا ارتفاع دودکش باشد و از آن به بالا گرادیان دما منفی باشد دود در قسمت پایین به صورت خط باقی مانده اما در قسمت بالا عمل اختلاط صورت می‌گیرد (شکل ۳-۸ د)، بدترین حالت زمانی است که تا ارتفاع دهانه دودکش وضعیت ناپایدار و بالاتر از دودکش هوا پایدار باشد، در این صورت تمام دود و آلودگیها به قسمت پایین یعنی نزدیک سطح زمین رانده می‌شود (شکل ۳-۸ ه).

پارامتر دما در بسیاری از عملیات و محاسبات هیدرولوژی بکار گرفته می‌شود، برای این منظور نمایه‌های خاصی از دما محاسبه و مورد استفاده قرار می‌گیرد که برخی از آنها به شرح زیر می‌باشند:

(۱) متوسط دمای روزانه (T_{mean})، متوسط دمای ماهانه (T_{month})،متوسط دمای سالانه (T_{year})، متوسط حداکثر دما (T_{max}) و متوسط حداقل دمای (T_{min})

(۲) حداکثر و حد اقل دمای مشاهده شده در طول ماه، سال یا دوره آماری.

(۳) دامنه تغییرات دما در سال (تفاوت بین متوسط حداکثر و متوسط حداقل دما در سال)

(۴) دمای نرمال که میانگین ۳۰ ساله دما در طی سالهای گذشته می‌باشد. در این موردمعمولاً براساس سالهای میلادی مقدار نرمال دما در سه دهه گذشته محاسبه و مورد استفاده قرار می‌گیرد. مثلاً متوسط دما در ۳۰ ساله ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ محاسبه و بمدت ۱۰ سال از سال ۱۹۹۱ تا ۲۰۰۰ به‌عنوان دمای نرمال ملاک خواهد بود. در سال ۲۰۰۱ محاسبات تجدید شده و متوسط دمای سالهای ۱۹۷۱ تا ۲۰۰۰ به عنوان دمای نرمال در نظر گرفته می‌شود که تا سال ۲۰۱۰ بعنوان دمای نرمال معتبر می‌باشد.

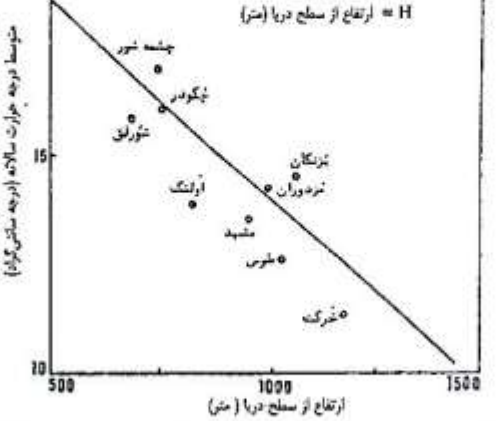
(۵) درجه-روز، اکثر تحولات بیولوژیک مانند رشد گیاهان و برخی پدیده‌های هیدرولوژی مانند ذوب برف تابع توان حرارتی محیط می‌باشند. برای این منظور از نمایه‌درجه-روز(degree-day) بعنوان شاخص گرما استفاده می‌شود. هر فرایند از آستانه دمایی معینی فعال می‌شود. مثلا آستانه فعالیت برای ذوب برف صفر درجه سانتی‌گراد و آستانه رشد برای گندم ۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. یعنی روزهایی که متوسط دما بیش‌از ۵ درجه باشد گندم رشد خواهد کرد و مقدار رشد بستگی به تعداد درجه روز بالای ۵ درجه دارد. چنانچه تعداد درجه-روز صفر یا منفی باشد آن روز در رشد تاثیری نخواهد داشت. بدین ترتیب تعداد درجه-روز برای هر کدام از روزها عبارت است از متوسط دمای آن روز منهای دمای آستانه. هر گیاه برای آنکه بتواند در یک منطقه رشد کند از زمان بذرکاری تا زمان برداشت نیاز به تعداد مشخصی‌درجه-روز دارد که آن منطقه باید قادر به تامین آن در طول دوره رشد باشد. در غیر آن صورت ولو در محل آب وجود داشته باشد نباید چنان گیاهی را

برای کشت درطرح‌های کشاورزی توصیه نمود. دمای آستانه و نیاز حرارتی برای برخی از گیاهان عبارتند از:

گندم	آستانه رشد ۵ درجه سلسیوس	تعداد درجه-روز مورد نیاز ۱۱۳۳
ذرت	آستانه رشد ۱۰ درجه سلسیوس	تعداد درجه-روز مورد نیاز ۸۴۰
گوجه‌فرنگی	آستانه رشد ۶ درجه سلسیوس	تعداد درجه-روز مورد نیاز ۲۲۶۰

در هر منطقه فصل رشد طولانی‌ترین دوره ممتدی است که در آن تعداد درجه-روز مورد نیاز گیاه تامین گردد. بنابراین اگر بخواهیم بدانیم که آیا می‌توان مثلاً کشت گوجه فرنگی را در برنامه کشت قرار داد یا نه لازم است از تاریخی که برای کشت در نظر می‌گیریم (مثلاً ۱۵ اردیبهشت) تاتاریخی که برای برداشت متصور است (مثلاً ۱۵ شهریور) برای هر کدام از روزها متوسط درجه حرارت روزانه را از ۶ کسر نموده سپس اعداد بدست آمده را با هم جمع کنیم چنانچه مجموع حاصله از ۲۲۶۰ بیشتر شد مشخص می‌شود که منطقه برای کشت گوجه فرنگی مناسب خواهد بود.

در عملیات هیدرولوژی برای تخمین دما و یا رسم خطوط همدما در نقاطی که فاقد ایستگاه اندازه‌گیری است از معادله یا منحنی گرادیان دما استفاده می‌شود. برای این منظور معمولاً متوسط دمای سالانه در ایستگاههای موجود در منطقه نسبت به ارتفاع آنها (از سطح آزاد دریا) در یک دستگاه محور مختصات قائم رسم و بهترین خط مستقیمی که با نقاط حاصله برازش داشته باشد رسم می‌شود و یا در صورت امکان معادله تغییرات دما نسبت به ارتفاع محاسبه می‌شود. ضریب زاویه این معادله یا شیب خط برابر گرادیان دما خواهد بود. به عنوان مثال در شکل ۳-۹ گرادیان دمای سالانه برای ایستگاههای موجود در حوضه کشف رود در خراسان رسم شده است.



شکل ۳-۹ تغییرات درجه حرارت نسبت به ارتفاع در حوضه رودخانه کشف رود

برطبق این شکل گرادیان دمای سالانه ۸/۵ °C- به ازای هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع‌است. با داشتن این خط چنانچه در نقطه‌ای از حوضه مورد نظر فقط ارتفاع آن را داشته باشیم خواهیم توانست دمای سالانه آن نقطه را تخمین بزنیم. مثلاً اگر نقطه مورد نظر دارای ارتفاعی معادل ۱۲۵۰ متر از سطح دریا باشد متوسط دمای سالانه آن از روی نمودار برابر ۱۲ درجه سلسیوس تخمین زده می‌شود. معادله خط گرادیان دما را می‌توان با انتخاب دو نقطه روی خط و به روش ریاضی محاسبه کرد. همچنین می‌توان با استفاده از روش رگرسیون خطی که در اکثر کتابهای آمار مقدماتی تشریح شده است معادله خط مذکور را محاسبه نمود. روش اخیر این مزیت را دارا می‌باشد که علاوه بر محاسبه معادله خط، ضریب رگرسیون نیز محاسبه می‌شود. این ضریب که بین ۰ تا ۱ متغیر است نشان دهندهٔ چگونگی همبستگی بین متغیرهاست. اگر بین ارتفاع از سطح دریا و دما همبستگی کامل وجود داشته باشد ضریب مذکور ۱ و اگر هیچ‌گونه همبستگی وجود نداشته باشد این ضریب صفر خواهد بود. در شکل ۳-۹ معادله گرادیان دما نسبت به ارتفاع $t = 22 - 0.0085H$ می‌باشد که t دما برحسب درجه سانتی‌گراد و H ارتفاع از سطح دریا برحسب متر است و فرضاً برای ارتفاع ۱۲۵۰ متر از سطح دریا مقدار متوسط دمای سالانه ۱۱/۴ درجه بدست می‌آید.

۳-۳-۲ باد و فشار هوا

اتمسفر زمین به دلیل وزنی که دارا می‌باشد فشاری را بر سطح زمین اعمال می‌کند. فشار اتمسفر در وضعیت متعارف ۱۰۱۳/۲ میلی‌بار می‌باشد. هر میلی‌بار معادل ۱۰۰ نیوتن بر مترمربع است. یک نیوتن بر مترمربع نیز معادل یک پاسکال است. از واحدهای دیگری که برای توصیف فشار هوا بکار می‌رود عبارتند از: میلی‌متر جیوه، باری (دین بر سانتیمترمربع) و کیلوگرم بر سانتیمترمربع. یک میلی‌بار معادل یک باری یا ۱۰۰۰ دین بر سانتیمترمربع بوده و برابر ۰/۷۵ میلی‌متر جیوه و یا ۱۰۰ پاسکال است. هر دین نیز برابر ۰/۰۰۰۰۱ نیوتن می‌باشد.

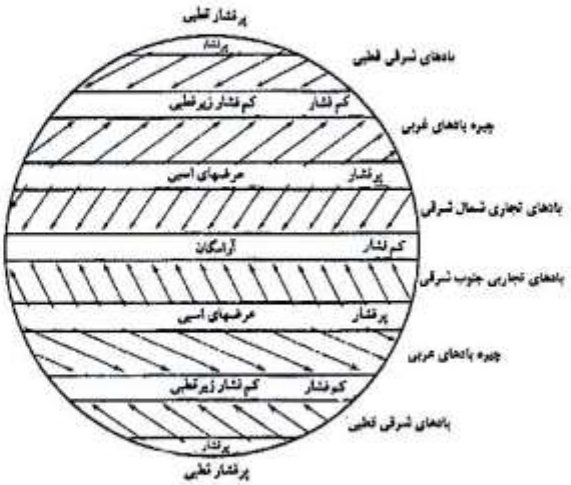
بنظر می‌رسد سیستم فشار در کره زمین بصورت سلول‌هایی در مدارات مشخص توزیع شده باشند. بدین ترتیب که در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی در مدارات متوسط (۲۵ تا ۳۵ درجه) مراکز پرفشار وجود داشته و بین این دو باند پرفشار یک نوار کم فشار در حوالی استوا وجود دارد. نوارهای کم فشار دیگری نیز در نواحی زیرقطبی وجود دارد. تغییر فشار در سطح کره زمین تنها به دلیل دما نبوده بلکه عوامل دیگری مانند توزیع خشکیها و دریاها در سطح کره زمین نیز در آن دخالت دارند.

مقدار واقعی فشار اتمسفر در قطب هنوز بخوبی شناخته شده نیست اما قطبین نیز بعنوان مراکز پرفشار معروف می‌باشند. بدین ترتیب نوارهای کم‌فشار و پرفشار در کره زمین که بصورت تصویری در شکل ۳-۱۰ نشان داده شده است عبارتند از:

- کمربند کم‌فشار استوایی (equitorial low pressure) یا آرامگان
- کمربندهای پرفشار نیمه حاره‌ای یا جنب حاره‌ای (sub-tropical high pressure) (در نیمکره شمالی و جنوبی) در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه یا مدارات اسب.
- کمربندهای کم‌فشار زیرقطبی (sub-polar low pressure) در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه در هر دو نیمکره
- ناحیه پرفشار قطب (polar high pressure) در هر دو نیمکره

به‌دلیل وجود کمربندهای فشاری در سطح کره زمین الگویی از حرکت هوا بصورت باد بوجود می‌آید که باعث جریان هوا یا باد از مراکز پرفشار به سمت مراکز کم‌فشار می‌شود. بادهای کلی در سطح کره زمین که جهت آنها در شکل ۳-۱۰ نشان داده شده است عبارتند از:

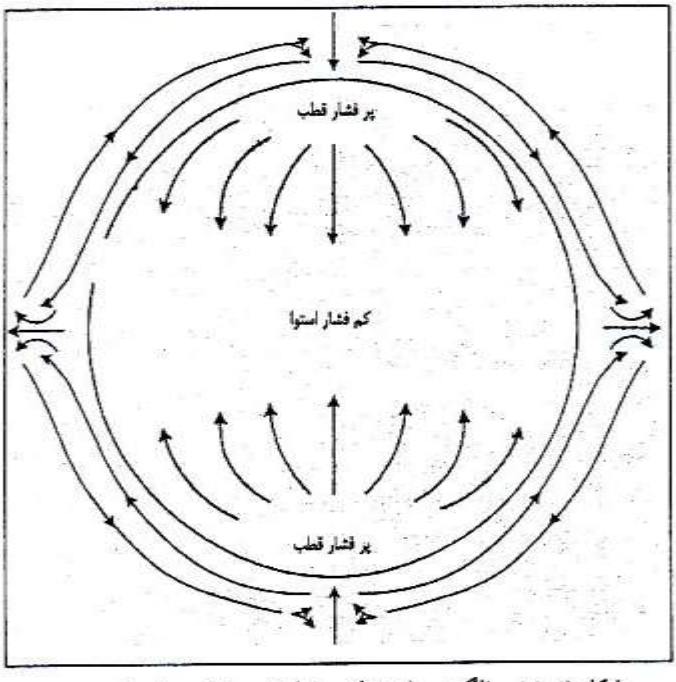
- بادهای تجاری (Irade) که از کمربندهای جنب حاره‌ای به سمت استوا می‌وزند و شامل بادهای تجاری جنوب شرقی درنیمکره جنوبی (چون از سمت جنوب-شرق می‌وزند) و بادهای تجاری شمال شرقی در نیمکره شمالی می‌باشد (چون از طرف شمال-شرق می‌وزند).
- چیره بادهای غربی که از کمربندهای جنب حاره‌ای به سمت مراکز کم‌فشار زیرقطبی می‌وزند و شامل بادهای غربی جنوب (South Westerlies) در نیمکره شمالی و بادهای غربی شمال (North Westerlies) در نیمکره جنوبی می‌باشند.
- بادهای قطبی که از قطب شمال و جنوب به سمت کمربندهای کم‌فشار نواحی زیرقطبی می‌وزند و عبارتند از بادهای قطبی شمال شرقی (North - East polar winds) در نیمکره شمالی و بادهای قطبی جنوب شرقی (South - East polar winds) در نیمکره جنوبی.



شکل ۳-۱۰ کمربندهای فشاری و جهت عمومی بادها

تغییر جهتی که در بادها در دو نیمکره شمالی و جنوبی مشاهده می‌شود به دلیل چرخش کره زمین بدور خود می‌باشد.

می‌دانیم سطح کره زمین در استوا به دلیل عمود بودن بر تابشهای خورشیدی بیش از سایر نقاط آن گرما دریافت می‌دارد. گرم‌شدن سطح زمین در این قسمت باعث گرم‌شدن هوای اطراف می‌گردد و هوای گرم نیز به دلیل سبک بودن به طرف بالا صعود نموده و مرکزی با فشار کم را ایجاد می‌کند که ناگزیر باید جای آن را هوای دیگری که سرد است بگیرد. چنانچه زمین بدون چرخش بود تنها راه جایگزینی، انتقال هوای سرد قطبی به طرف این منطقه بود. در نتیجه در هر نیمکره الگویی از چرخش هوا مطابق شکل ۳-۱۱ وجود می‌داشت. در این صورت همواره در سطح زمین جریانی از هوای سرد از قطب به طرف استوا برقرار بود و در بالا جریانی از هوای گرم از استوا به طرف قطب. ولی می‌دانیم که زمین ثابت نبوده بلکه دارای حرکت وضعی است و نقطه‌ای از سطح زمین که در استوا قرار گرفته است با سرعتی معادل ۱۶۷۰ کیلومتر در ساعت از غرب به سمت شرق در چرخش است و این سرعت هرچه به طرف قطب پیش برویم کم می‌شود بطوری که در قطب به صفر می‌رسد. نقطه‌ای که در مدار ۶۰ درجه واقع شده باشد سرعتی در حدود نصف مقدار فوق یعنی ۸۳۵ کیلومتر در ساعت را دارا می‌باشد و هرچه عرض جغرافیایی افزایش یابد این سرعت کاهش پیدا می‌کند.



شکل ۳-۱۱ الگوی ساده (تک سلولی) چرخش هوا در کره زمین

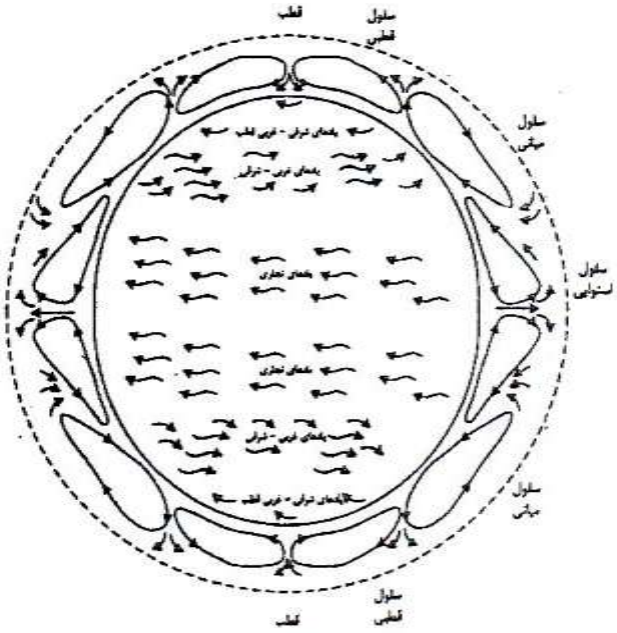
همراه با چرخش زمین، اتمسفر اطراف آن نیز در چرخش می‌باشد. نیروی حاصل از چرخش زمین باعث می‌شود که توده‌های هوایی که از استوا به طرف قطب در حرکت می‌باشند ظاهراً از مسیر خود منحرف شوند. اگر توده‌ای از هوا که در استوا نسبت به سطح زمین ساکن بوده است به طرف قطب حرکت نماید در مدار ۶۰ درجه سرعتی معادل ۲۵۰۵ کیلومتر در ساعت به طرف شرق را پیدا خواهد کرد (۲۵۰۵=۸۳۵+۱۶۷۰) و برعکس چنانچه یک توده هوا از قطب به طرف استوا حرکت کند در مدار ۶۰ درجه سرعتی برابر ۸۳۵ کیلومتر در ساعت به طرف غرب خواهد یافت (۸۳۵=۸۳۵+۰). البته به دلیل وجود اصطکاک هیچگاه در طبیعت چنین سرعتهایی مشاهده نشده است. نیرویی که باعث می‌شود چنین تغییراتی در سرعت بوجود آید نیروی کوریولیس (Coriolis) نام دارد. این نیروی ظاهری در نیمکره شمالی به طرف راست و در نیمکره جنوبی به طرف چپ عمل می‌کند.

چرخش کلی هوا که در شکل ۳-۱۱ بنام الگوی تک‌سلولی معروف است مدتها مورد قبول دانشمندان بود تا اینکه الگوی به اصطلاح سه سلولی چرخش هوا (شکل ۳-۱۲) جایگزین آن گردید. بموجب این تفسیر هوای گرم و مرطوب استوا به سمت بالا و بطرف قطب حرکت کرده و در مسیر خود با انجام ریزش‌های جوی، بتدریج خشک و سنگین و سرد می‌شود بطوریکه در حوالی مدارات ۳۰ درجه سقوط می‌کند. بخشی از هوای سقوط کرده به سمت استوا بر می‌گردند (ایجاد اولین سلول) و بخشی دیگر در سطح زمین بطرف قطب جریان می‌یابد تا سرانجام بتدریج دوباره گرم و مرطوب شده و در نواحی مدار ۶۰ درجه به اندازه کافی سبک شده و دوباره به بالا صعود می‌کند و راه خود را بطرف قطب می‌پیمایند و بخشی از آن نیز در قسمت بالای جوّ بطرف استوا بر می‌گردد و یک سلول چرخشی دیگر را بین مدار ۳۰ تا ۶۰ درجه بوجود می‌آورد. بدین ترتیب مانند شکل ۳-۱۲ در هر نیمکره سه سلول چرخشی، یکی بین مدار صفر تا ۳۰ درجه، دیگری بین ۳۰ تا ۶۰ درجه و سومی بین مدار ۶۰ درجه تا نواحی قطبی بوجود می‌آید. در همین جا می‌توان گفت که مناطقی که در حوالی مدار ۳۰ درجه قرار دارند به دلیل پائین افتادن هوای خشک فاقد بارندگی هستند زیرا هوایی که به این مناطق می‌رسد قبلاً در طی مسیر خود از استوا رطوبت خود رااز دست داده و خشک شده‌اند. ایران و از جمله بسیاری ازکشورهای کویری دنیا در همین کمربند خشکی قرار دارند.

علاوه بر بادهای کلی که در سطح دنیا وجود دارد وضعیت هیدرولوژیکی بسیاری از مناطق تحت تأثیر بادهای موضعی است که گرچه عامل اصلی آنها نیز تفاوت دما و فشار است اما این تفاوت در مقیاس کوچک بوده و بهمین دلیل فقط در بعضی نقاط خاّص می‌توان آنها را مشاهده کرد. از جمله این بادها عبارتند از:

نسیم دریا و خشکی مناطق ساحلی و کنار دریا غالباً بادهایی دارند که جهت آنها از روز به شب

معکوس می‌شود. چنین بادهایی را می‌توان به عنوان یک باد موسمی روزانه در نظر گرفت، چرا که مبنای پیدایش آنها شبیه بادهای موسمی است. فقط فرق آنها در این است که بادهای موسمی نتیجه تغییر فشارهای فصلی است در حالی که نسیمهای دریا و خشکی نتیجه تغییرات بسیار کوچکتر روزانه فشار است. در هر حال تغییر دما باعث ایجاد چنین بادهایی است.



شکل ۳-۱۲ الگوی سه سلولی چرخش هوا در اطراف کرهٔ زمین

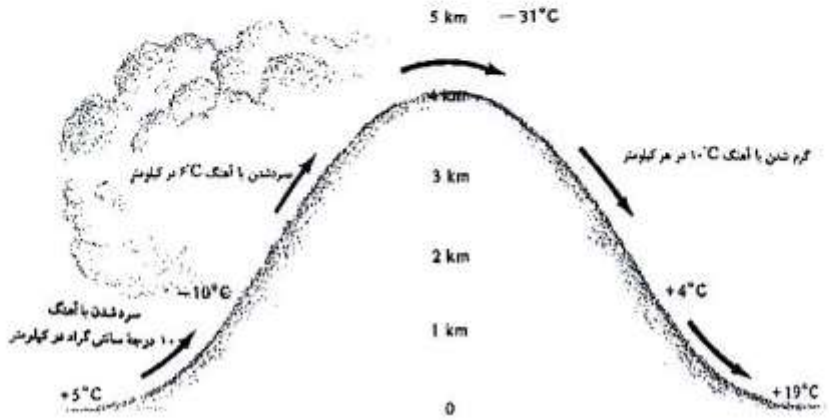
در مناطق حارّه تقریباً در همه فصلها و در عرضهای میانی تنها در فصل تابستان، در طی روز تفاوت بین گرم‌شدن خشکی و دریا باعث ایجاد اختلاف دما می‌شود. انبساط هوا و صعود آن روی خشکی که نسبةً گرمتر از دریاست و ریزش هوای فوقانی روی دریا باعث ایجاد یک سلول کوچک همرفتی هوا از روی دریا به خشکی می‌شود (نسیم دریا). نسیم دریا که حدوداً در ساعت ۹ محلی آشکار می‌شود تا اواخر بعدازظهر شدت می‌یابد. در طی این مدت، جبهه هوا یا حاشیه نسیم دریا به سمت خشکی قادر است چندین کیلومتر در داخل خشکی نفوذ نماید. از آن جا که جبهه هوا بیشترین حرکت رو به بالا را در خشکی دارد اغلب یک توده ابر کومولوس را ایجاد می‌کند که مرتباً در طی ساعاتی که نسیم دریا وجود دارد رشد می‌کند (مخصوصاً در مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری). وقتی که این ابرها به شکل کومولونیمبوس در آیند بارندگی شدیدی بوجود خواهد آمد. چنین مناطقی غالباً در بعدازظهرها بارندگی دارند.

نسیم خشکی، بادهایی است که از خشکی به طرف دریا در طول شب می‌وزد و ناشی از

سردشدن زمین به خاطر بازتابش در طول شب است که زمین خیلی زودتر از آب، سرد می‌شود. بنابراین، زمین که در طول روز گرمتر شده است در طول شب از آبهای مجاور خود زودتر سرد می‌شود و هوای روی خشکی نیز سردتر و سنگین‌تر می‌گردد. لذا گرادیان فشار در این حالت برعکس می‌شود و منطقه‌ای با فشار بالا روی خشکی قرار می‌گیرد که در نتیجه از طرف خشکی به طرف دریا جریان هوا شروع می‌شود. نسیم خشکی تنها چند کیلومتر در روی دریا پیش می‌رود. نسیم دریا و خشکی، اغلب خاص مناطق حاره است، از قبیل نسیمهای جزایر اقیانوس آرام و هند غربی، که ناشی از اختلاف دمای مشخص بین این جزایر و آبهای مجاور آنها در طول روزهای آفتابی است و عکس آن در شبها اتفاق می‌افتد. نسیم دریا هنگام غروب آفتاب با کم شدن اثر گرمایی آفتاب از بین می‌رود.

بادهای فون و چینوک این بادها در اثر ریزش هوای گرم در شیب پشت به باد کوهها ایجاد می‌شوند، و هوای گرم پس از آن که به صورت بی دررو به قله کوهها صعود کرده و از آن می‌گذرد به طرف ته دره یا دشت در پشت کوه سقوط می‌کند. بنابراین اگر کوه چند هزار متر ارتفاع داشته باشد هوای نزولی، گرمتر و خشکتر از هوایی خواهد بود که در آن مناطق وجود دارد. در زمستان و اوایل بهار این بادهای گرم و خشک باعث ذوب برفها شده و خاک را برای کشت بهاره آماده می کنند. مثلاً در شکل ۳-۱۳ فرض می‌شود دمای هوا در پای کوه در سمت چپ برابر ۵ درجه سانتی‌گراد است. این هوا با رطوبتی که در خود دارد تا ۱۵۰۰ متر را با افتاهنگ بی‌دررو خشک ۱۰ درجه کاهش به ازاء هر ۱۰۰۰ متر خنک شده و دمای آن در ارتفاع ۱۵۰۰ متری به ۱۰- درجه می‌رسد (۱۰-=۱۵-۵). در این ارتفاع هوا از رطوبت اشباع بوده و از آن به بعد با افتاهنگ ۶ درجه کاهش دما به ازاء هر ۱۰۰۰ متر خنک می‌شود. لذا پس از طی ۳۵۰۰ متر و رسیدن به ارتفاع ۵۰۰۰ متری ۲۱ درجه دیگر خنک شده (۲۱=۳/۵×۶) و در این ارتفاع دمای آن ۳۱- درجه خواهد بود (۳۱-=۲۱-۱۰-). حال‌در هنگام سقوط درطرف دیگر کوه با گرادیان ۱۰ درجه افزایش دما به ازاء هر ۱۰۰۰ متر سقوط، پس از طی ۳۵۰۰ متر دمای هوا ۳۵ درجه افزایش یافته و در این ارتفاع به ۴ درجه می‌رسد (۴+= ۳۵ + ۳۱-) . حال آنکه در هنگام بالا رفتن در همین ارتفاع دمای آن ۱۰- درجه بود. با سقوط بیشتر و رسیدن به پای کوتاه هوا ۱۵ درجه دیگر گرم شده (۱۵= ۱۰ × ۱/۵) و دمای هوا در پای کوه به ۱۹ درجه خواهد رسید (۱۹=۴ + ۱۵) که نسبت به طرف چپ ۱۴ درجه گرمتر است. پیدایش این وضعیت برای زارعینی که پس از سپری کردن زمستان با هوای گرم مواجه می‌شوند یکی از مزیت‌های اقلیمی به شمار می‌رود. در اروپا به این بادها **فون** (Foehn) اطلاق می‌شود، در حالی که در ایالات متحده و کانادا از واژه سرخپوستی **چینوک** (Shinook) برای نامیدن این بادها استفاده می‌شود. زارعین و چوپان‌های محلی معمولاً چنین بادهایی را در محل خود بسیار تجربه کرده و آنها را به اسامی مختلف می‌شناسند. لازم

است هیدرولوژیست‌ها در هنگام تهیه گزارشات خود با مراجعه به محل و گفتگو با مردم محلی از وجود چنین بادهایی آگاهی حاصل کنند. در شمال ایران بادهای فون با نام گرمیج معروفند که جهت آنها جنوبی است . این بادها هر سال ۵ الی ۶ مرتبه در زمستان و یکی دو مرتبه در بهار می‌وزند. حداکثر مدت وزش بادهای گرمیج ۲ تا ۳ روز و سرعت آنها ۲۰ تا ۲۵ متر در ثانیه است که طی این مدت دمای هوا را ۱۰ الی ۱۹ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌دهند.



شکل ۳-۱۳ چگونگی پیدایش بادهای فون و چینوک

نسیم کوهستان و درّه این نوع بادها در مناطق کوهستانی و یا جاهایی که دارای پستیها و بلندیهای زیادی می‌باشد وجود دارد. در طی گرم‌شدن روزانه، هوای مناطق درّه‌ای نسبةً بیشتر از کوهها گرم می‌شوند، بنابراین هوای گرم درّه‌ها در ساعات آفتابی از طرف درّه بر روی شیب کوهها صعود می‌کند. این بادها بسته به وضعیت پستی و بلندی ممکن است ضعیف یا قوی باشند. چنین حرکتی از هوا که از کف درّه‌ها شروع می‌شود به عنوان نسیم درّه شناخته می‌شود. در همین مناطق و در طول شب هوای روی دامنه کوهستان به علت تماس با شیب سرد، سریعتر از هوای اطراف و مشخصاً هوای درّه خنک شده و بنابراین هوا در امتداد شیب کوهستان به طرف درّه ریزش می‌کند و به عنوان نسیم کوهستان شناخته می‌شود. بهمین دلیل چوپانها در طول شب برای جلوگیری از سرمازدگی از خوابانیدن گوسفندها در ته دره جلوگیری می‌کنند. نسیم کوه از نسیم دره شدیدتر است و پستی و بلندی محل ممکن است بر آنها مؤثر باشد.

علاوه بر بادهایی که در بالا تشریح شد بادهای محلی دیگری نیز وجود دارد که در محل وقوعشان با اسامی خاصی نامیده می‌شوند. از جمله این بادها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- **بورا** (Bora) باد سرد دریای آدریاتیک شمالی که از فلاتهای بلند در شمال می‌وزد.

- **چوباسکو** (Chubasco) باد شدید سواحل غربی مناطق حارّه و جنب حارّه‌ای شمال آمریکا.
- **کوردو نازو** (Cordo nazo) تندبادهای دریایی در قسمت جنوب سواحل مکزیک.
- **اتیشن** (Etecians) بادهای شمالی که در فصل تابستان روی منطقه شرقی مدیترانه می‌وزد.
- **گرگال** (Gregale) باد توفانی محلی در شمال شرقی مدیترانه.
- **هارماتان** (Harmattan) باد همراه با گرد و غبار خشک که در کویر صحرا در افریقا می‌وزد.
- **کاتاباتیک** (Katabatic) باد سرد و بسیار تندی که از روی کلاهکهای قطبی در نتیجه سردشدن شدید هوا و ریزش آن می‌وزد.
- **خمسین** (Khamsin) باد گرم و خشک که در فصل بهار از مناطق جنوبی کشور مصر می‌وزد.
- **لست** (Leste) باد داغ و خشکی که از شرق روی جزایر قناری می‌وزد.
- **لوانتر** (Levanter) باد قوی توأم با رطوبت که از شرق به طرف تنگه جبل‌الطارق می‌وزد.
- **میسترال** (Mistral) باد شمالی، سرد و توفانی که از کوههای سواحل مدیترانه می‌وزد.
- **پامیرو** (Pamero) بادهای شمال غربی در سواحل آرژانتین از ماه ژوئیه تا سپتامبر.
- **شمال** (Shamal) بادی که از شمال شرقی بین‌النهرین و خلیج فارس می‌وزد.
- **سیمون** (Simoon) بادهای بسیار داغ و خشک صحرای آفریقا و آسیا.
- **سیروکو** (Sirocco) بادهای گرم مناطق مدیترانه.
- **بادهای ۱۲۰ روزه** بادهای موسمی منطقه سیستان و بلوچستان در جنوب شرقی ایران.

دیوباد و دیوباد دریایی دیوباد اصطلاحاً به گردبادهای سهمگین سواحل جنوبی امریکا، هندوستان و پاره‌ای نقاط دیگر اطلاق می‌شود. *دیوباد* (tornado) و *دیوباد دریایی* (water spout) دو پدیده نزدیک به هم هستند. هنگامی که یک دیوباد در مسیر حرکت خود به دریا می‌رسد دیوباد دریایی نامیده می‌شود. هرچند تمامی دیوبادهای دریایی در واقع دیوباد نیستند و ممکن است عوامل دیگری در شکل‌گیری آنها مؤثر باشد امّا مجزّا کردن این دو بسیار مشکل است.

دیوباد یا گردباد عظیم، تجلّی شدیدترین و مخربترین نیروی طبیعت است. هیچ بلای دیگری به خشم و طغیان آن نمی‌رسد. خوشبختانه عرض مسیر حرکت این هبولای جوّی بقدری باریک است که خسارت ناشی از آن به بزرگی توفانهای ملایم و وسیع نیست. وقوع دیوباد در عرضهای میانی پایینتر در هر دو نیمکره رایج است. این توفان به شکل یک قیف غول‌پیکر چرخان متشکل از ابرهای متراکم و سیاه کومولونیمبوس است، که دهانه باریک قیف در طرف زمین و دهانه گشاد آن در بالاست. حرکت هوا توسط یک مارپیچ چرخندی به طرف بالا رانده می‌شود. این امر باعث سردشدن و تراکم بخارآب و نهایةً ایجاد ابرهای سیاه می‌شود. ریزش باران و تگرگ شدید قبل و بعد از عبور دیوباد امری عادی است. امّا رعد و برقی که همراه با دیوباد است در ارتباط با ابرهای آکنده از بار الکتریکی کومولونیمبوس بوده و به خود دیوباد

مربوط نیست. پهنای دیوباد در سطح زمین بطور متوسط حدود ۳۰۰ متر است و سرعت حرکت آن بین ۴۰ تا ۷۰ کیلومتر در ساعت تغییر می‌کند. مسیر آن پرپیچ و خم و نامشخص است، فشار و سرعت دیوباد مستقیماً قابل اندازه‌گیری نیست، امّا از طریق مشاهده می‌توان آن را تخمین زد. سرعت فوق‌العاده زیاد چرخشی هوا در دیوباد موجب کاهش فشار در مرکز آن می‌شود. نتیجه این کار یک گرادیان شدید فشار است که در طول یک مسافت کوتاه اتفاق می‌افتد. بنابراین در بسیاری از حالات، اثر تخریبی دیوباد همانند قدرت انفجاری است که در یک ساختمان رخ می‌دهد، چراکه با عبور توفان، فشار هوای بیرون ساختمان، خیلی سریع کاهش می‌یابد و آنچه در داخل ساختمان است به بیرون بلعیده می‌شود. در دیوباد سرعت باد نه تنها در راستای افقی بلکه در جهت عمودی نیز زیاد است. بنابراین وسایل بسیار سنگین را به آرامی از جا بلند کرده و تا مسافتهای طولانی آنها را حمل می‌کند، یا بالا رفتن هوا آنها را به ارتفاعات می‌برد و سپس بطور آهسته پایین می‌آورد. این حالتها ما را به این نتیجه هدایت می‌کند که سرعت صعود هوا در دیوباد باید حدود ۳۰۰ کیلومتر در ساعت باشد. در نیمکره شمالی دیوبادها در هوای گرم نیمه جنوبی چرخندها (در نیمکره جنوبی در قسمت شمالی) اتفاق می‌افتند. البته در فصل بهار و اوایل تابستان بیش از سایر ایام رخ می‌دهد. دیوبادها پس از تشکیل، در جهت شرق به شمال شرق و یا هماهنگ با جهت حرکت مناطق کم‌فشار حرکت می‌کنند. اینکه دیوباد معمولاً در چه زمانی و در کجا شکل می‌گیرد اتفاقی نیست، بلکه تشکیل آن تابع زمان و مکان است. گرچه در کشور ما دیوباد به آن معنی که در بالا تشریح شد وجود ندارد اما بعضی مناطق کشور به سختی تحت تأثیر گردبادهای موسمی قرار می‌گیرند که از نظر خسارت به محصولات کشاورزی حائز اهمیت می‌باشند.

مشاهدات و اندازه‌گیری باد باد یک کمیّت بُرداری است که دارای دو مشخصه می‌باشد: یکی **سمت** و دیگری **سرعت**. سمت باد، جهتی است که باد از آن سمت می‌وزد. مثلاً اگر سمت باد جنوب شرقی باشد به این معنی است که باد از جنوب شرقی به طرف شمال غربی می‌وزد. سمت و سرعت باد یا از طریق مشاهده تخمین زده می‌شود و یا با استفاده از ابزارهای ویژه اندازه‌گیری می‌گردد. داشتن داده‌های سمت و سرعت باد در مطالعات هیدرولوژی بخصوص طراحی مخزن و سد و محاسبه ارتفاع موج حاصله از وزش باد اهمیت دارد.

سمت باد توسط وسیلهٔ ساده‌ای به نام *بادنما* (wind vane) اندازه‌گیری می‌شود. برخی بادنماها طوری ساخته شده‌اند که تغییرات سمت باد را توسط رابطهای الکتریکی به یک دستگاه ثبت کننده انتقال می‌دهند. در ایستگاههای معمولی هواشناسی، تعیین سمت باد با هر وسیله یا علامت ساده‌ای مانند نگاه کردن به جهت حرکت دود یا خم‌شدن درختها و امثال آن قابل اندازه‌گیری است مگر این که بخواهیم سمت باد بطور بسیار دقیق اندازه‌گیری شود. جهت

حرکت ابرها بهترین راهنما برای سمت باد است. ابرهای لایهٔ پایین جوّ با مختصر تغییری با باد سطح زمین هماهنگی دارند امّا ابرهای بالا ممکن است تحت تأثیر جریانهای مختلف باشند. سرعت باد با وسیله‌ای به نام **بادسنج** (anemometer) اندازه‌گیری می‌شود. معمول‌ترین نوعی که در ایستگاههای هواشناسی از آن استفاده می‌شود ***بادسنج فنجانی*** است که شامل سه عدد فنجان نیمکره‌ای است که به صورت افقی توسط بازوهایی روی محور قایم قابل چرخش نصب شده است. هرچه سرعت باد افزایش یابد فنجانها سریعتر می‌چرخند. با استفاده از یک مولد مغناطیسی یا یک سیستم دنده‌ای با اتصالهای الکتریکی خاص این حرکت چرخشی به یک ابزار حساس منتقل شده و با تبدیلهایی که صورت می‌گیرد سرعت باد نشان داده می‌شود.

در ایستگاههایی که فاقد بادسنج می‌باشند تخمین سرعت باد به سادگی اندازه‌گیری سمت باد نیست، بلکه می‌توان از روشی نسبةً ساده استفاده کرد و آن عکس‌العمل اشیای قابل انعطاف در مقابل باد است. مثلاً اگر صفحه‌ای را در مقابل باد قرار دهیم که بتواند حول محور خود حرکت کند، سرعت باد آن را از وضعیت عمودی خارج کرده و کج می‌کند. درجه تمایل این صفحه متناسب با سرعت باد است. نیرویی که باد بر یک سطح وارد می‌کند (F) متناسب با مساحت آن سطح (A) و توان دوم سرعت باد (v) است.

$$F = KAv^2 \qquad (۸-۳)$$

در فرمول فوق، اگر مساحت A برحسب مترمربع و v سرعت باد برحسب کیلومتر در ساعت باشد و بخواهیم مقدار نیرو برحسب کیلوگرم نیرو محاسبه شود ضریب تناسب K برابر ۰/۰۰۷۵ می‌باشد. جهت استفاده از این فرمول لازم است صفحه عمود بر جهت باد در نظر گرفته شود. در غیر این صورت باید با اعمال ضریب دیگری آن را تصحیح نمود.

فرض کنید بخواهیم فرمول مذکور را در مورد یک آدم معمولی با قد ۱۷۴ سانتی‌متر و وزن ۶۸ کیلوگرم که در مقابل باد ایستاده است به‌کار ببریم. سطح مقطع بدن چنین آدمی که به صورت عمودی در مقابل باد قرار دارد حدود ۰/۷ مترمربع است. برای این که باد نیرویی برابر وزن وی داشته باشد لازم است سرعتی معادل ۱۱۳ کیلومتر در ساعت داشته باشد. زیرا:

$$F = KAv^2$$

$$v^2 = \frac{F}{KA}$$

$$v^2 = \frac{68}{0.0075 \times 0.7}$$

$$v = 113 \quad \text{کیلومتر در ساعت}$$

اگر خلأیی را که در اثر وزیدن باد در پشت این آدم ایجاد می‌شود در نظر نگیریم، وی فقط می‌تواند تا سرعت باد ۱۱۳ کیلومتر در ساعت تعادل خود را حفظ کند و چنانچه باد با سرعتی بیشتر از ۱۱۳ کیلومتر در ساعت بوزد، او را با خود خواهد برد. برای محاسبهٔ فشار وارده بر یک سطح که عمود بر جهت باد قرار گرفته است، از فرمول زیر استفاده می‌شود:

$$P = \frac{F}{A} \qquad (۹-۳ \text{ الف})$$

که P مقدار فشار می‌باشد. چنانچه بجای F مقدار KAv^2 را قرار دهیم خواهیم داشت:

$$P = \frac{KAv^2}{A} \qquad (۹-۳ \text{ ب})$$

$$P = Kv^2 \qquad (۹-۳ \text{ ج})$$

$$P = 0.0075\ v^2 \qquad (۱۰-۳ \text{ الف})$$

در این فرمول P فشار وارده بر سطح برحسب کیلوگرم بر مترمربع و v سرعت باد برحسب کیلومتر در ساعت می‌باشد. برای یک باد با سرعت ۳۱ کیلومتر در ساعت، مقدار فشار معادل ۷/۲ کیلوگرم بر مترمربع است و اگر سطحی با ابعاد ۱۰ در ۱۰ متر (۱۰۰ مترمربع) را در نظر بگیریم فشار کلّی وارده بر آن ۷۲۰ کیلوگرم خواهد بود. در صورتی که جسم نسبت به جهت باد تمایل داشته باشد مقدار نیروی وارده بر سطح جسم متناسب با سینوس زاویهٔ تمایل خواهد بود، یعنی :

$$P = 0.0075\ v^2 \sin\alpha \qquad (۱۰-۳ \text{ ب})$$

که α زاویه بین سطح و جهت باد است. در مثال فوق، چنانچه سطح با زاویه ۳۰ درجه در مقابل باد قرار گرفته باشد فشار کلّی وارده بر آن ۳۶۰ کیلوگرم خواهد بود، زیرا :

فشار کلّی وارده بر سطح $= 0.0075\ (v^2)\ (\sin\alpha)(A)$

$$= 0.0075\ (31)^2\ (\sin 30)(100)$$

$$= 0.0075\ (961)(0.5)(100) = 360\ \text{kg}$$

واحدها و مقیاسهای اندازه‌گیری سرعت باد را می‌توان با واحدهایی مانند متر بر ثانیه، کیلومتر بر ساعت، کیلومتر در روز و نات (گره‌دریایی) توصیف کرد. هر گره معادل ۱/۸۵۲ کیلومتر در ساعت است. در اواخر قرن نوزدهم میلادی، **بیوفورت** (Beaufort) فرمانده ناوگان نیروی دریایی انگلیس مقیاسی برای سرعت باد ارائه داد که به نام وی به ثبت رسیده است. در مقیاس بیوفورت (بوفور) یک سری اعداد از صفر تا ۱۷ در نظر گرفته شده است که هر عدد معرف یک بازه معین از سرعتهای باد (برحسب میل در ساعت) می‌باشد. در جدول ۳-۲ مقیاس طبقه‌بندی بیوفورت در مقایسه با واحدهای معمولی سرعت باد، نشان داده شده است. ملاکهای تعیین نیروی بیوفورت برای استفاده در خشکی نیز در جدول ۳-۳ آورده شده است.

اثر باد در سطح خشکی یا دریا علاوه بر سرعت به عوامل دیگری نیز بستگی دارد که از جمله فاصله‌ای است که باد روی مسیر معینی طی می‌کند (موجگاه). مثلاً در محاسبه تبخیر از یک تشت وسعت و نوع سطحی که باد قبل از رسیدن به آن طی می‌کند از اهمیت زیاد برخوردار بوده و مقدار ضریب تشت بستگی به آن نیز دارد. هم چنین ارتفاع موجی که در دریاچه و مخازن سدّها در اثر باد ایجاد می‌شود علاوه بر سرعت باد به موجگاه (fetch) یعنی طول مسیری که باد روی آب طی می‌کند نیز بستگی دارد. در جدول ۳-۴ ارتفاع موج حاصله در مخازن سدها با

توجه به این دو عامل داده شده است که در عملیات طراحی هیدرولوژی می‌توان از آن استفاده نمود. در صورتی که طول مسیر حرکت باد کمتر از ۱/۵ کیلومتر و حداکثر سرعت باد نیز کمتر از ۸۰ کیلومتر در ساعت باشد در محاسبه *ارتفاع آزاد* (free board) سدها برای ارتفاع موج حداقل ۰/۸ متر در نظر گرفته می‌شود.

جدول ۳-۲ مقایسه واژه‌های مصطلح در مورد مقیاس سرعت باد

نیروی بیوفورت	سرعت		شرح	
	mile/hr	knots		
0	1	1	calm	وضعیت آرام
1	1-3	1-3	light air	هوای سبک
2	4-7	4-6	light breeze	نسیم ملایم
3	8-12	7-10	gentle breeze	نسیم خفیف
4	13-18	11-16	moderate breeze	نسیم خنک
5	19-24	17-21	fresh breeze	باد تند
6	25-31	22-27	strong breeze	باد نسبتاً شدید
7	32-38	28-33	moderate gale	باد شدید
8	39-46	34-40	fresh gale	تند باد ملایم
9	47-54	41-47	strong gale	تندباد شدید
10	55-63	48-55	whole gale	تندباد مهیب
11	64-72	56-63	hurricane storm	توفند (توفان قاره‌ای)

جدول ۳-۳ ملاکهای تعیین نیروی بیوفورت باد در خشکی

نیروی بیوفورت	مشخصات استفاده شده در خشکی
0	آرام، دود بطور قائم به طرف بالا حرکت می‌کند.
1	جهت باد توسط انحراف دود مشخص می‌شود، در حالی که توسط بادنما این امر ممکن نیست.
2	بادروی‌صورت‌احساس‌می‌شود،صدای‌خش‌خش‌برگهارامی‌توان شنید،معمولاً بادنمانوسط‌بادحرکت‌می‌کند.
3	حرکت یکنواخت شاخه‌های کوچک درختان، تکان خوردن پرچمها.
4	بلندشدن ذرّات گردوغبار، تکان خوردن شاخه‌های درختان.
5	حرکت درختان کوچک، ایجاد امواج روی آب.
6	شاخه‌های بزرگ درختان تکان می‌خورند. شنیدن صدای سوت در سیمهای برق.
7	خم‌شدن شدید درختان، فرد در حرکت رو به باد با مقاومت شدید روبرو می‌شود.
8	شاخه‌های کوچک گیاهان کنده می‌شود و حرکت رو به جلو بسیار سخت است.
9	انهدام ساختمانهای ضعیف.
10	درختان ریشه کن می‌شوند، ساختمانهای کوچک متعددی تخریب می‌شوند.
11	وقوع آن بسیار نادر است، خسارات آن در مقیاس بسیار وسیعی است.
12-17	شدیدترین خسارات را در مقیاس قارّه‌ای وارد می‌کند.

جدول ۳-۴ ارتفاع موج نسبت به سرعت باد و طول موجگاه (fetch)

طول مسیر حرکت باد روی آب، موجگاه (km)	سرعت باد (km/hr)	حداکثر ارتفاع موج ایجاد شده (m)
1.5	80	0.8
1.5	120	0.9
4.0	80	1.0
4.0	120	1.1
4.0	150	1.2
8.0	80	1.2
8.0	120	1.3
8.0	150	1.5
15.0	80	1.4
15.0	120	1.6
15.0	150	1.8

در هیدرولوژی برای نشان دادن وضعیت متوسط باد از نظر سرعت و جهت در یک محل از **گلباد** (wind rose) استفاده می‌شود. برای این منظور روشهای مختلفی به کارگرفته می‌شود. امّا در تمام این روشها ابتدا سمت و سرعت تمام داده‌های باد تعیین می‌شود. از نظر سمت، بادها در ۸ گروه به شرح زیر قرار می‌گیرند.

- جهت شمالی(N) زاویه بین ۳۳۷/۵ تا ۲۲/۵ درجه نسبت به خط شمال (یعنی کلیه بادهایی که جهت وزش آنها بین این دو زاویه باشد به نام باد شمالی طبقه‌بندی می‌شوند).
- جهت شمال شرقی(NE) زاویه بین ۲۲/۵ تا ۶۷/۵
- جهت شرقی(E) زاویه بین ۶۷/۵ تا ۱۱۲/۵
- جهت جنوب شرقی(SE) زاویه بین ۱۱۲/۵ تا ۱۵۷/۵
- جهت جنوبی(S) زاویه بین ۱۵۷/۵ تا ۲۰۲/۵
- جهت جنوب غربی(SW) زاویه بین ۲۰۲/۵ تا ۲۴۷/۵
- جهت غربی(W) زاویه بین ۲۴۷/۵ تا ۲۹۲/۵
- جهت شمال غربی(NW) زاویه بین ۲۹۲/۵ تا ۳۳۷/۵

از نظر سرعت نیز یکی از روشهای معمول مانند روش نیروی بیوفورت و یا روش سازمان هواشناسی جهانی انتخاب و سرعت بادها طبقه‌بندی می‌شود. در روش سازمان هواشناسی جهانی ۸ گروه سرعت به شرح زیر وجود دارند:

- گروه ۱ سرعت کمتر از ۱ نات (این حالت را وضعیت آرام گویند).
- گروه ۲ سرعت بین ۱ تا ۳ نات

- گروه ۳ سرعت بین ۴ تا ۶ نات
- گروه ۴ سرعت بین ۷ تا ۱۰ نات
- گروه ۵ سرعت بین ۱۱ تا ۱۶ نات
- گروه ۶ سرعت بین ۱۷ تا ۲۱ نات
- گروه ۷ سرعت بین ۲۲ تا ۲۷ نات
- گروه ۸ سرعت بزرگتر از ۲۷ نات

بنابراین هر زمان که قرائت سرعت و سمت باد انجام می‌شود گروههای مربوط به آن مشخص و ثبت می‌گردند. مثلاً اگر در هنگام دیدبانی و اندازه‌گیری باد زاویه سمت باد ۱۵۲ درجه و مقدار سرعت ۷/۵ نات قرائت گردد این باد از نظر سرعت در گروه ۴ و از نظر سمت در گروه SE (جنوب شرقی) قرار می‌گیرد. حال اگر بخواهیم متوسط طولانی مدت وضعیت باد را مثلاً در فصل تابستان بررسی کنیم ابتدا تمام قرائتهای انجام شده در تابستان را در طول دوره آمار برداری از نظر سمت و سرعت مشخص نموده و فراوانی وقوع هر مورد را محاسبه می‌کنیم. فرضاً اگر در طول مدت ۱۰ سال در یک ایستگاه هر روز یک بار سمت و سرعت باد اندازه‌گیری شده باشد می‌توان داده‌ها را در جدولی مانند ۳-۵ که بعنوان مثال آورده شده است طبقه‌بندی نمود. در این جدول جمع کل قرائتهای انجام شده در طی دوره آماری ۳۶۵۰ مورد می‌باشد. مثلاً رقم ۲۱۰ در مقابل E و در ستون مربوط به سرعت ۴تا ۶ نات (۶-۴) نشان دهندهٔ این است که طی مدت ۱۰ سال آماربرداری در ۲۱۰ مورد، سرعت باد بین ۴ تا ۶ نات و سمت آن شرقی (E) بوده است و یا عدد ۱۲۵ در مقابل N نشان می‌دهد که در ۱۲۵ مورد از اندازه‌گیریها بادها شمالی و با سرعت ۱ تا ۳ نات بوده‌اند.

جدول ۳-۵ تعداد مشاهدات سرعت و جهت باد در هر وضعیت از ۳۶۵۰ موردی که طی دوره آماری ثبت شده‌اند.

سرعت / جهت	سرعت برحسب نات			
	باد آرام	۱-۳	۴-۶	≥ ۷
N	۱۱۹	۱۲۵	۱۲۸	۵۴
NE	۱۰۶	۲۲۰	۱۳۰	۴۲
E	۴۰	۱۲۰	۲۱۰	–
SE	۴۷	۱۸۲	۲۱۷	۲۱
S	۳۱	۱۰۲	۲۱۵	۸۰
SW	۷	۹۰	۲۵۶	۲۹
W	۴۱	۱۴۰	۲۲۰	۴۷
NW	۳۹	۲۶۷	۲۷۷	۴۸

چنانچه تمام بادهای آرام را صرف‌نظر از جهت آنها مشابه همدیگر در نظر گرفته و نیز فراوانی وقوع هر مورد را حساب کنیم از روی اعداد جدول ۳-۵ می‌توان جدول ۳-۶ را تنظیم کرد. در این جدول تمام مواردی که به عنوان وضعیت باد آرام گزارش شده است جمعاً ۴۳۸ مورد یا ۱۲ درصد [۱۲ = ۱۰۰ × (۳۶۵۰ : ۴۳۸)] می‌باشد.

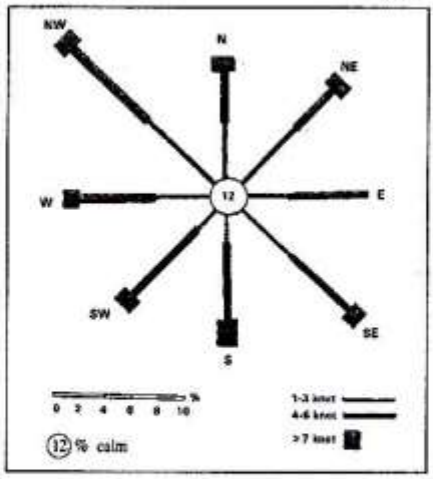
با توجه به این ارقام، گلباد متوسط سالانه این محل قابل رسم است. در گلباد ابتدا جهت‌های ۸گانه رسم و روی هر یک از جهات متناسب با احتمال وقوع هر یک از گروههای سرعت خطی را با ضخامت و یا رنگ خاص مشخص می‌نماییم. مثلاً در شکل ۳-۱۴ که گلباد براساس ارقام جداول ۳-۶ یا ۳-۵ فوق رسم شده است خط نازک مربوط به گروه سرعت ۱ تا ۳، خط درشت نماینده گروه سرعت ۴ تا ۶ و خط بسیار درشت نشان دهندهٔ گروه سرعت یا بیشتر از ۷ نات می‌باشد. طول هر خط متناسب با مقدار احتمال وقوع آن در نظر گرفته می‌شود. در مرکز گلباد دایره کوچکی وجود دارد که رقم نوشته شده در آن درصد وضعیت آرام است. در شکل ۳-۱۴ عدد ۱۲ که در داخل دایره نوشته شده است نشان می‌دهد که در اندازه‌گیری‌های انجام شده در ۱۲ درصد موارد وضعیت آرام (سرعت کمتر از ۱ نات) بوده است.

علاوه بر رسم گلباد به روش مذکور بادها توسط سمت و سرعتشان توصیف و یا روی نقشه‌های وضعیت هوا توسط نمودارهای استاندارد دیگر نیز رسم می‌شوند. در این نقشه‌ها هر

جدول ۳-۶ مقادیر فراوانی وقوع (٪) باد در بازه‌های مختلف سرعت

سرعت / جهت	سرعت (نات)				مجموع
	آرام	۱-۳	۴-۶	≥ ۷	
N		۲	۲	۱	۹
NE		۶	۴	۱	۱۱
E		۳	۶	–	۹
SE		۵	۶	۱	۱۲
S	۱۲	۲	۶	۲	۱۰
SW		۲	۷	۱	۱۰
W		۴	۶	۱	۱۱
NW		۷	۸	۱	۱۶

ایستگاه با یک دایره کوچک مشخص شده و در محل آن یک پیکان که معرف سمت باد است رسم می‌شود. میزان سرعت باد در هر ایستگاه توسط تعداد خطوطی که به انتهای پیکان مزبور وصل می‌گردد، برحسب نات نشان داده می‌شود. هر خط معادل ۱۰ نات و یک نیمه خط مبین ۵ نات سرعت می‌باشد. مثلاً شکل ۳-۱۵ معرف وضعیتی از باد است که سمت آن، جنوب شرقی و سرعتش ۲۵ نات می‌باشد. دایرهٔ کوچک که به سه قطعه خط متصل است معرف ایستگاهی می‌باشد که دیدبانی در آن صورت گرفته است.

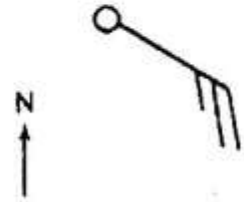


شکل ۳-۱۴ گلباد

گلباد روش بسیار ساده و در عین حال مفیدی برای تفسیر وضعیت باد در یک منطقه است اما در صورتی که بخواهیم به لحاظ عددی میانگین سرعت باد را در یک ایستگاه بدست آوریم با توجه به این که باد یک کمیّت برداری است می‌بایست از روش میانگین‌گیری برداری استفاده نمود. برای این منظور لازم است پس از آن که متوسط سرعت باد با توجه به تعداد دفعات مشاهده شده برای هر یک از جهات ۸گانه بدست آمد آنها را روی دو محور افقی و عمودی تصویر نموده و میانگین برداری را از فرمول زیر بدست آورد.

میانگین برداری = $\sqrt{[\text{مجموع تصویر سرعتهاروی محورافقی})^2+(\text{مجموع تصویر سرعتهاروی محورعمودی})^2]}$

اگر به جدول ۳-۷ توجه شود در ستون سمت چپ در مقابل هر یک از جهات ۸گانه متوسط سرعت مشاهده شده در طی یک شبانه‌روز نوشته شده است. مثلاً عدد ۱۳ در مقابل SE نشان دهنده آن است که در طی شبانه‌روز متوسط سرعت‌های باد در جهت جنوب شرقی برابر ۱۳ متر در ثانیه بوده است حال چنانچه بخواهیم در این ایستگاه میانگین سرعت باد را بدست آوریم میانگین ریاضی این اعداد ۱۱/۷ متر در ثانیه خواهد بود ولی اگر اعداد مذکور روی محورهای عمودی (شمالی) و افقی (شرقی) تصویر شوند جمع مؤلفه‌ها به ترتیب ۸/۵۳۵- و ۷/۵۳۵ می‌شود که میانگین برداری آنها ۱۱/۴ متر در ثانیه است.



شکل ۳-۱۵ نمایش تصویری یک باد جنوب شرقی با سرعت ۲۵ نات

سرعت باد معمولاً در ایستگاههای هواشناسی در ارتفاع‌های ۰/۵، ۲، ۶، ۸ و یا ۱۰ متری از سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. البته در هر ایستگاه ممکن است در یک یا دو ارتفاع مشخص اندازه‌گیری گردد اما از روی فرمول تجربی زیر می‌توان سرعت باد در ارتفاعات مختلف را به یکدیگر تبدیل کرد.

$$\frac{U}{U_0} = \left(\frac{Z}{Z_0}\right)^{0.15} \qquad (۱۱-۳)$$

که در آن :

U_0 = سرعت باد در ارتفاع Z_0 از سطح زمین.

U = سرعت باد در ارتفاع Z از سطح زمین.

ارتفاع استاندارد برای اندازه‌گیری سرعت باد ارتفاع ۲ متری از سطح زمین است که در صورت عدم اندازه‌گیری در این ارتفاع مقدار تقریبی آن از فرمول فوق قابل محاسبه است. بنابراین در گزارشات هیدرولوژی باید به این نکته توجه داشته و ضمن محاسبه جهت و سرعت باد، ارتفاعی که باد اندازه‌گیری شده است نیز مشخص گردد.

جدول ۳-۷

جهت باد و متوسط سرعت اندازه‌گیری شده (m/sec)		محور عمودی		محور افقی	
		ضریب تصویر	مؤلفه باد	ضریب تصویر	مؤلفه باد
N	10	1.000	10.000	0.000	0.000
NE	12	0.707	8.484	0.707	8.484
E	14	0.000	0.000	1.000	14.000
SE	13	-0.707	-9.191	0.707	9.191
S	15	-1.000	-15.000	0.000	0.000
SW	12	-0.707	-8.484	0.707	-8.484
W	10	0.000	0.000	-1.000	-10.000
NW	8	0.707	5.656	-0.707	-5.656
متوسط سرعت = 11.7 $m.sec^{-1}$			-8.535		7.535

میانگین برداری سرعت - $\sqrt{[(-8.535)^2 + (7.535)^2]} = 11.4\ m.sec^{-1}$

در گزارشات ایستگاههای هواشناسی ایران (سالنامه‌ها و یا آمار موجود در اینترنت) داده‌های مربوط به باد بصورت ماهانه و سالانه ارائه شده است. بطوریکه برای هر ایستگاه در هر یک از ماههای سال تعداد مشاهدات باد آرام و تعداد مشاهدات در هر یک از جهات هشتگانه همراه با میانگین سرعت باد در آن جهات داده شده است.

۳-۳-۳ رطوبت هوا

به مقدار آبی که در هوا وجود دارد رطوبت گفته می‌شود. گرچه بخارآب بخش بسیار کوچکی از ترکیبات جوّ را تشکیل می‌دهد که از نظر حجمی بین صفر تا ۴ درصد هوا را شامل می‌شود، با وجود این، بخارآب نقش بسیار مهمی در بیلان گرما و پدیده‌های مختلف جوّی زمین بر عهده دارد. آب تا زمانی که به صورت بخار می‌باشد قابل رؤیت نبوده و رنگ و بو ندارد و منحصراً زمانی که به شکل یخ یا مایع است قابل رؤیت می‌باشد.

فرایند کاملی که مقدار بخارآب را در هوا ثابت نگه می‌دارد **چرخه آب** یا **سیکل هیدرولوژی** است که شامل تبخیر مستقیم از آبهای سطحی، بویژه اقیانوسها و زمین مرطوب می‌باشد. مرحلهٔ دوم در چرخه آب، تبدیل بخارآب موجود در هوا به شکل قابل بارش می‌باشد. بارش باران یا برف ممکن است مستقیماً روی اقیانوسها صورت گیرد که سیکل هیدرولوژی کامل می‌شود و یا این که بارش روی خشکی باشد که بعداً به صورت رواناب (آبهای جاری) و یا آبهای زیرزمینی در آمده و سیکل هیدرولوژی را دنبال می‌نماید. از طریق فرایند تبخیر، بخارآب وارد جوّ گردیده و با عمل تراکم میعان تبدیل به ذرات ریز آب شده و به صورت بارش از جوّ خارج می‌گردد. دو فرایند تبخیر و تراکم در هیدرولوژی بقدری اهمیت دارند که ناچار به منظور بررسی تأثیر آنها در وضعیت جوّ، باید آگاهی کاملی از آنها داشته باشیم.

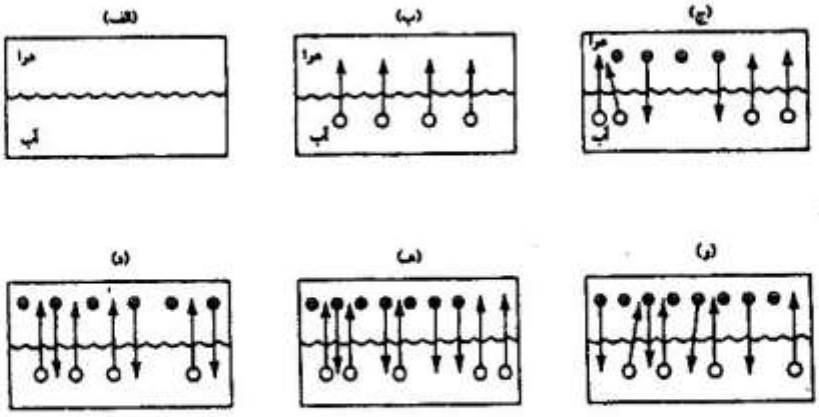
اگر مقداری آب را با دمای معین در نظر بگیریم، مولکول‌های آن دایماً با یکدیگر برخورد می‌نمایند و بعضی از آنها که سرعت متوسط مولکولی بیشتری از دیگر مولکول‌ها به دست می‌آورند اگر در سطح آب باشند ممکن است پس از غلبه بر کشش سطحی آب از آن فرار کرده وارد هوا شوند و به صورت ذرّات بخار آب در هوای بالای سطح آب باقی بمانند. این پدیده را که در هر دمایی می‌تواند صورت گیرد **تبخیر** گویند.

قبل از این که این وضعیت را در جوّ مورد بررسی قرار دهیم، ببینیم این فرایند در یک ظرف کوچک مسدود و در آزمایشگاه چگونه انجام می‌شود. در شکل ۳-۱۶ چند ظرف مسدود دیده می‌شود که قسمت پایین ظرف از آب با دمای معین پرشده و در بالای آب نیز هوا وجود دارد. در *مرحله الف*، هوا کاملاً خشک و بدون بخار آب است. در مرحله ب، چهار ذرّه آب انرژی لازم را برای فرار از کشش سطحی موجود در سطح آب به دست آورده و وارد هوا می‌شوند. در مرحلهٔ ج، دو ذرّه آب که به صورت اتفاقی در هوا حرکت می‌کردند به داخل آب بازگشته و چهار ذرّه آب بخار شده و وارد هوا شده‌اند. اکنون رویهم ۶ ذرّه آب در هوای ظرف دیده می‌شود. فرایند تبخیر و تراکم همچنان ادامه می‌یابد تا این که در مرحله هـ ، هفت ذرّه در هوای ظرف وجود داشته و بعد در مرحله و، به ۸ ذرّه می‌رسد. در مرحله و، به همان تعداد ذرّه که مایع را ترک می‌کنند ذرّات آب‌به‌داخل مایع بر می‌گردند، بطوری که بین تبخیر و میعان موازنه بر قرار می‌گردد. در این حالت گفته شد که هوا به صورت *اشباع* در آمده است. از این مرحله به بعد هیچ‌گونه تغییر در این موازنه حاصل نخواهد شد مگر این که دمای آب را تغییر دهیم و یا این که درب ظرف را باز نماییم.

چنانچه دمای آب زیاد شود، انرژی اضافه شده موجب افزایش تبخیر می‌گردد و شرایط جدید اجازه می‌دهد که تعداد ذرّات بخارآب در هوای اشباع بیشتر شود. در صورتی که دمای آب را کم کنیم مولکول‌های بخارآب بیشتری از هوا وارد آب شده و مولکول‌های کمتری از آب به داخل هوا وارد می‌شوند و لذا تعداد مولکول‌ها در هوای اشباع کم می‌گردد. اگر درب ظرف را برداریم، ذرّاتی که تبخیر می‌شوند از ظرف خارج می‌گردند بطوری که هیچ وقت هوا اشباع نخواهد شد و تبخیر آب تا تمام شدن مایع ادامه خواهد داشت.

جوّ زمین بطور طبیعی تقریباً به شکل یک ظرف بسیار عظیم و غیرمسدود است. ذرّات آب بطور دایمی و یا اتفاقی می‌توانند به صورت بخار در آیند. ولی جوّ آن‌قدر بزرگ نیست که همه اقیانوسها را در خود بپذیرد. تراکم معمولاً به علت سردشدن و کاهش دما و گاهی به علت افزایش میزان رطوبت صورت می‌گیرد. تحت شرایط خاصی که ذیلاً توضیح داده می‌شود، رطوبت متراکم شده، به صورت رواناب جاری گردیده و سیکل هیدرولوژی را کامل می‌کند.

گرمای نهان تبخیر یادآوری می‌شود که دما معیاری از متوسط انرژی حرکت مولکولی در یک ماده می‌باشد. وقتی تبخیر از سطح آب انجام می‌شود، فقط ذرّاتی که سرعتی بیش از سرعت متوسط دارند می‌توانند از سطح آب به داخل هوا انتقال یابند. این عمل باعث می‌شود که سرعت متوسط مولکولی با دمای مایع باقی مانده کاهش یابد و به همین دلیل است که وقتی خود را باد می‌زنیم بدن ما خنک می‌شود. انرژی حرارتی که بطور اضافی همراه ذرّات بخارآب خارج می‌شود، *گرمای نهان تبخیر* نام دارد. زمانی که میعان صورت می‌گیرد، *گرمای نهان میعان* به جوّ یا تودهٔ آب باقی مانده اضافه می‌گردد (مانند هنگام تشکیل ابر). باید توجه داشت که دمای آب در طی عمل تبخیر یا میعان، تا زمانی که تغییر حالت ماده صورت می‌گیرد، تغییر نخواهد کرد و



شکل ۳-۱۶ تبخیر در یک ظرف مسدود

به کار بردن واژهٔ *گرمای نهان* (latent heat) نیز به همین دلیل است. مقدار گرمای نهان آب از نظر کمّی بسیار زیاد است، مثلاً یک کالری گرما می‌تواند دمای یک گرم آب را یک درجه سانتی‌گراد اضافه نماید، امّا برای بخارشدن یک گرم آب در نقطه جوش، ۵۴۱ کالری گرما مورد نیاز است و برای تبخیر یک گرم آب صفر درجه مقدار ۵۹۷ کالری گرما مورد احتیاج خواهد بود. بطور کلی مقدار گرمای لازم برای این که یک گرم آب بدون تغییر دما از مایع به بخار تبدیل شود بستگی به دمای آب داشته واز فرمول زیر که تا دمای ۴۰ درجه صادق است قابل تخمین می‌باشد.

$$H = 597 - 0.56(t) \qquad (۱۲-۳)$$

که H مقدار گرما (کالری برای هر گرم) و t دمای آب (درجه سلسیوس) است.

توزیع بخار آب در جوّ توزیع آب در جوّ مستقیماً بستگی به توزیع دمای هوا دارد. به همین دلیل مقدار بخارآب موجود جوّ در استوا به مراتب بیشتر از مقدار آن در قطبین زمین است. توزیع بخارآب با توجه به گرادیان مداری دمای هوا در دو نیمکره صورت می‌گیرد. گرادیان بخارآب به وضوح در آمار بارندگیها در عرضهای مختلف نمایان است. مثلاً بارندگی در نوار استوا بطور متوسط ۱۸۵ سانتی‌متر در سال و در قطب شمال فقط ۱۱/۵ سانتی‌متر در سال می‌باشد. توزیع رطوبت با جنس و وضعیت سطحی که هوا در روی آن قرار می‌گیرد متغیر است. به همین دلیل هوای روی دریاها معمولاً تا ۸۰ درصد رطوبت به خود می‌گیرد، در حالی که هوای روی قاره‌ها، مثلاً نواحی کویری، ممکن است فقط تا ۲۰ درصد رطوبت داشته باشد. همچنین به این علت که دما در فصول سال و مکانهای مختلف متغیر است، رطوبت نیز در فصلها و محلهای مختلف متغیر است. مسأله فوق با توجه به روزهای گرم و مرطوب تابستان و هوای سرد و خشک زمستان بیشتر قابل درک می‌باشد.

هر چند بخارآب بسیار سبکتر از هوا می‌باشد ولی همچنان که قبلاً بیان گردید، چون دمای هوا در نزدیک زمین و سطح اقیانوسها بیشتر است، بخارآب در سطح پایین و نزدیک سطح دریا بیشتر وجود دارد. کاهش دما با ارتفاع، ظرفیت پذیرش رطوبت در ارتفاعات را کم می‌کند و به همین دلیل تقریباً در قسمت فوقانی تروپوسفر کاهش میزان بخارآب با ارتفاع از نظر فرایندهای هواشناسی بسیار مهم می‌باشد.

ظرفیت رطوبتی و درجه اشباع مقدار رطوبت موجود در هوا با دما رابطه بسیار نزدیک دارد. در واقع مقدار رطوبتی که هوا می‌تواند تحمل نماید تابعی از دماست. حداکثر رطوبتی که می‌تواند در هوا وجود داشته باشد *ظرفیت هوا برای پذیرش بخارآب* نامیده می‌شود. رسیدن هوا به ظرفیت خود برای پذیرش حداکثر بخارآب در یک دمای معین را *درجه اشباع* می‌گویند.

گرچه بخارآب یکی از مهمترین ترکیباتی است که در هوا یافت می‌شود اما در هوا گازهای ازت، اکسیژن، آرگون و دی‌اکسید کربن نیز به صورت مخلوط با بخارآب وجود دارند. هرکدام از

این گازها (از جمله بخارآب) فشاری را ایجاد می‌کنند که مستقل از گازهای دیگر است (قانون دالتون). فشار مربوط به هر گاز را *فشار جزیی* آن گاز نامند که مجموع این فشارها، فشار اتمسفر را به وجودمی‌آورد..

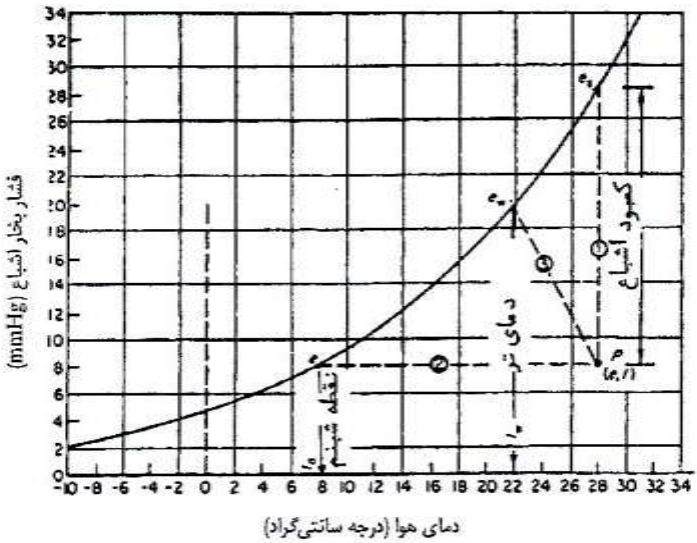
فشار اتمسفر- همان طور که قبلاً بیان شد- عدد ثابتی نیست ولی حدوداً معادل یک کیلوگرم بر سانتیمترمربع یا ۱۰۰۰ میلی‌بار است. جزئی از فشار هوا که مربوط به بخارآب موجود در اتمسفرمی باشد *فشار بخار* نام دارد. هرچه مقدار بخارآب در هوا زیاد باشد فشار بخار نیز زیاد خواهد بود. ولی هوا در یک دمای مشخص نمی‌تواند بیشتر از حد معینی بخارآب را در خود نگه دارد. زمانی که هوا حداکثر بخارآب را در خود نگه داشته است به اصطلاح در حالت اشباع بوده و فشار بخار در این وضعیت را *فشار بخار اشباع* گویند. در واقع حالت اشباع به وضعیتی گفته می‌شود که در آن بخار با مایع در حالت تعادل است. یعنی مقدار آبی که تبخیر می‌شود برابر مقدار بخاری است که تقطیر می‌گردد. در جدول شمارهٔ ۳-۸ فشار بخار اشباع در دماهای مختلف برحسب میلی‌متر جیوه داده شده است. مثلاً مطابق این جدول اگر دمای هوا ۲۳/۶°C باشد مقدار فشار بخار اشباع برابر ۲۱/۸۴ میلی‌متر جیوه یا ۲۹ میلی‌بار است (۲۹ = ۱/۳۳ × ۲۱/۸۴) . یعنی زمانی که این هوا از بخارآب اشباع شود فشار بخار در آن ۲۱/۸۴ میلی‌متر جیوه یا ۲۹ میلی‌بار خواهد بود.

چنانچه ارقام جدول ۳-۸ به صورت نمودار ترسیم شود شکلی مشابه شکل ۳-۱۷ بدست خواهد آمد. منحنی که در این شکل مشاهده می‌شود تغییرات فشار بخار اشباع را نسبت به دمای هوا نشان می‌دهد، با توجه به این شکل اگر توده‌ای از هوای اتمسفر را در وضعیت نقطهٔ P در نظر بگیریم فشار بخار آن e و درجه حرارت آن t می‌باشد. چون P در زیرمنحنی واقع شده است بنابراین غیراشباع بوده و قادر است مقدار بخار آب بیشتری را در خود نگه دارد. اشباع شدن هوا در این وضعیت به دو صورت امکان‌پذیر است یکی این که با وارد کردن بخار آب هوا را اشباع کنیم یعنی دمای این هوا ثابت نگه داشته شود و نقطهٔ P عمودی به طرف بالا حرکت کند دراین صورت در محل برخورد با منحنی، فشار بخار آب e_s خواهد بود که در این حالت به حد اشباع می‌رسد. اختلاف بین e_s و e یا $(e_s - e)$ را *کمبود اشباع* گویند، کمبود اشباع نشان دهنده مقدار رطوبت اضافی است که یک توده هوا می‌تواند بدون تغییر دما در خود جای دهد تا به حد اشباع برسد.

روش دیگر کاهش دماست. به این ترتیب که چنانچه هیچ‌گونه رطوبت اضافی به هوا داده نشود و فقط دمای آن پایین آورده شود، یعنی نقطهٔ P بطور افقی به سمت چپ حرکت کند، بازهم سرانجام به منحنی برخورد کرده و به حالت اشباع یا نقطه شبنم می‌رسد. اگر از این حد بیشتر هوا را سرد کنیم مقداری از بخار آب تقطیر شده و به آب تبدیل می‌شود.

جدول ۳-۹ فشار بخار اشباع در هوا در دماهای مختلف t بر حسب میلی متر جیوه
ارقام منفی مربوط به وضعیت در روی یخ است. 1 mm,Hg = 1.33 mbar
(مثال: به ازاء دمای ۵/۵ درجه سانتی‌گراد فشار بخار اشباع ۶/۷۷ میلی‌متر جیوه است).

	e_s (فشار بخار اشباع)									
t (°C)	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
-10	2.15									
-9	2.32	2.30	2.29	2.27	2.26	2.24	2.22	2.21	2.19	2.17
-8	2.51	2.49	2.47	2.45	2.43	2.41	2.40	2.38	2.36	2.34
-7	2.71	2.69	2.67	2.65	2.63	2.61	2.59	2.57	2.55	2.53
-6	2.93	2.91	2.89	2.86	2.84	2.82	2.80	2.77	2.75	2.73
-5	3.16	3.14	3.11	3.09	3.06	3.04	3.01	2.99	2.97	2.95
-4	3.41	3.39	3.37	3.34	3.32	3.29	3.27	3.24	3.22	3.18
-3	3.67	3.64	3.62	3.59	3.57	3.54	3.52	3.49	3.46	3.44
-2	3.97	3.94	3.91	3.88	3.85	3.82	3.79	3.76	3.73	3.70
-1	4.26	4.23	4.20	4.17	4.14	4.11	4.08	4.05	4.03	4.00
-0	4.58	4.55	4.52	4.49	4.46	4.43	4.40	4.36	4.33	4.29
0	4.58	4.62	4.65	4.69	4.71	4.75	4.78	4.82	4.86	4.89
1	4.92	4.96	5.00	5.03	5.07	5.11	5.14	5.18	5.21	5.25
2	5.29	5.33	5.37	5.40	5.44	5.48	5.53	5.57	5.60	5.63
3	5.68	5.72	5.76	5.80	5.84	5.89	5.93	5.97	6.01	6.06
4	6.10	6.14	6.18	6.23	6.27	6.31	6.36	6.40	6.45	6.49
5	6.54	6.58	6.54	6.68	6.72	6.77	6.82	6.86	6.91	6.96
6	7.01	7.06	7.11	7.16	7.20	7.25	7.31	7.36	7.41	7.46
7	7.51	7.56	7.61	7.67	7.72	7.77	7.82	7.88	7.93	7.98
8	8.04	8.10	8.15	8.21	8.26	8.32	8.37	8.43	8.48	8.54
9	8.61	8.67	8.73	8.78	8.84	8.90	8.96	9.02	9.08	9.14
10	9.20	9.26	9.33	9.39	9.46	9.52	9.58	9.65	9.71	9.77
11	9.84	9.90	9.97	10.03	10.10	10.17	10.24	10.31	10.38	10.45
12	10.52	10.58	10.66	10.72	10.79	10.86	10.93	11.00	11.08	11.15
13	11.23	11.30	11.38	11.45	11.53	11.60	11.68	11.76	11.83	11.91
14	11.98	12.06	12.14	12.22	12.26	12.38	12.46	12.54	12.62	12.70
15	12.78	12.86	12.95	13.03	13.11	13.20	13.28	13.37	13.45	13.54
16	13.63	13.71	13.80	13.90	13.99	14.08	14.17	14.26	14.35	14.44
17	14.53	14.62	14.71	14.80	14.90	14.99	15.09	15.17	15.27	15.38
18	15.46	15.56	15.66	15.76	15.86	15.96	16.06	16.16	16.26	16.36
19	16.46	16.57	16.68	16.79	16.90	17.00	17.10	17.21	17.32	17.43
20	17.53	17.64	17.75	17.86	17.97	18.08	18.20	18.31	18.43	18.54
21	18.65	18.77	18.88	19.00	19.11	19.23	19.35	19.46	19.58	19.70
22	19.82	19.94	20.06	20.19	20.31	20.43	20.55	20.69	20.80	20.93
23	21.05	21.19	21.32	21.45	21.58	21.71	21.84	21.97	22.10	22.23
24	22.27	22.50	22.63	22.76	22.91	23.05	23.19	23.31	23.45	23.60
25	23.75	23.90	24.03	24.20	24.35	24.49	24.64	24.79	24.94	25.08
26	25.31	25.45	25.60	25.74	25.89	26.03	26.18	26.32	26.46	26.60
27	26.74	26.90	27.05	27.21	27.37	27.53	27.69	27.85	28.00	28.16
28	28.32	28.49	28.66	28.83	29.00	29.17	29.34	29.51	29.68	29.85
29	30.03	30.20	30.38	30.56	30.74	30.92	31.10	31.28	31.46	31.64
30	31.82	32.00	32.19	32.38	32.57	32.76	32.95	33.14	33.33	33.52



شکل ۳-۱۷ منحنی تغییرات فشار بخار اشباع نسبت به دما.

چنانچه به آب اجازه داده شود آزادانه تبخیر شود هیچ یک از دو حالت فوق اتفاق نخواهد افتاد. در این وضعیت چون تبخیر نیاز به گرما دارد انرژی مورد نیاز از هوای اطراف گرفته می‌شود. در نتیجه دمای هوا در اثر تبخیر بطور مرتب کاهش می‌یابد و میزان رطوبت آن افزایش پیدا می‌کند، تا جایی که نقطهٔ P در امتداد مسیری مایل که نه قائم است و نه افقی خود را به منحنی می‌رساند. محل تلاقی مسیر ۳ روی شکل و منحنی نقطه‌ای است که فشار بخار آن e_w و دمای آن t_w است. این درجه حرارت دمای‌تر یا دمای مرطوب نیز نامیده می‌شود. دمای مرطوب پایین‌ترین دمایی است که می‌توان هوا را در اثر تبخیر سرد کرد. درجه حرارت‌تر توسط دماسنجهایی که دور مخزن آن با پارچه‌ای مرطوب نگهداشته می‌شود اندازه‌گیری می‌شود. برای مرطوب نگه داشتن انتهای پارچه فتیله‌ای شکل وارد ظرف آبی که بهمین منظور تعبیه شده است می‌شود به این نوع دماسنجها، **ترمومتر مرطوب** گویند که معمولاً توأم با یک ترمومتر مشابهی که دمای هوای معمولی یا اصطلاحاً خشک را اندازه می‌گیرد به کار برده می‌شود و این مجموعه را **ترمومترهای تر و خشک** (dry-wet bulb termometer) می‌نامند. تقریباً در اکثر ایستگاههای هواشناسی تنها وسیله‌ای که با آن بطور غیرمستقیم مقدار رطوبت اندازه‌گیری می‌گردد همین رطوبت‌سنجهای تر و خشک است مگر آنکه بخواهند رطوبت را بصورت پیوسته ثبت کنند که در این حالت از دستگاههای رطوبت نگار استفاده می‌شود.

غالباً چون ممکن است منحنی شکل ۳-۱۷ یا جدول ۳-۸ در اختیار نباشد رابطه بین دمای

هوا (t) و فشار بخار اشباع e_s بصورت معادله توصیف می‌شود که فرمول آن به شرح زیر است:

$$e_s = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) \qquad (۳-۱۳\text{الف})$$

که در آن T دمای هوا (درجه سانتی گراد) و e_s فشار بخار اشباع بر حسب کیلوپاسکال است (هر کیلوپاسکال ۱۰ میلی بار است). مثلاً مطابق این فرمول اگر دمای هوا ۱۲/۵ درجه سانتی گراد باشد فشار بخار اشباع ۱/۴۵ کیلوپاسکال یا ۱۴/۵ میلی بار خواهد بود. علاوه بر این فشار بخار اشباع بین دمای ۵۵- تا ۵۵+ درجه سانتی‌گراد را می‌توان از فرمول زیر نیز بدست آورد:

$$e_s = 0.0446 - 0.00064\ |1.8T + 48|\ + 33.864\ (0.00738T + 0.8072)^8 \qquad (۳-۱۳\text{ب})$$

که در آن e_s بر حسب میلی بار و T بر حسب درجه سانتی‌گراد است. در فرمول فوق نیز به ازاء دمای ۱۲/۵ درجه مقدار فشار بخار اشباع ۱۴/۵ میلی‌بار بدست می‌آید.

وزن مخصوص هوای مرطوب هوای مرطوب مجموع بخار آب و هوای خشک است .لذا چگالی آن مجموع وزن مقدار بخار آب و هوای خشک موجود در یک متر مکعب هوا می‌باشد. چون وزن مخصوص بخار آب ۰/۶۲۲ برابر وزن مخصوص هوای خشک است، لذا چگالی بخار آب را می‌توان از فرمول زیر محاسبه نمود.

$$\rho_v = 0.622 \frac{e}{RT} \qquad (۳-۱۴)$$

در این فرمول:

R = عدد ثابت گازها ($۲/۸۷ \times ۱۰^۳$)

T = درجهٔ حرارت در مقیاس کلوین (°C + 273)

e = فشار بخار آب برحسب میلی‌بار

ρ_v = دانسیته بخار آب (gr/m^3)

از طرف دیگر چگالی هوای خشک (ρ_d) در فشار P_d (میلی‌بار) برابر است با:

$$\rho_d = \frac{P_d}{RT} \qquad (۳-۱۵)$$

حال اگر یک واحد حجم هوای مرطوب را در نظر بگیریم، چگالی آن (ρ_a) برابر است با جرم بخار آب (ρ_v) به اضافه جرم هوای خشک (ρ_d) یعنی $\rho_a = \rho_v + \rho_d$. چنانچه P_a فشار هوای مرطوب و e فشار بخار باشد، فشار جزیی هوای خشک برابر $P_a - e$ (Pd) است. بنابراین چگالی هوای مرطوب برابر است با:

$$\rho_a = \rho_v + \rho_d = 0.622 \frac{e}{RT} + \frac{P_d}{RT}$$

$$\rho_a = 0.622 \frac{e}{RT} + \frac{P_a - e}{RT}$$

$$\rho_a = 0.622 \frac{e}{RT} + \frac{P_a}{RT} - \frac{e}{RT}$$

$$\rho_v = \frac{P_v}{RT} - 0.378\,\frac{e}{RT}$$

$$\rho_d = \frac{P_d}{RT}\left(1 - 0.378\,\frac{e}{P_d}\right) \qquad (۱۶-۳)$$

اگر فشارهای P_v و P_d یکسان در نظر گرفته شود در شرایط فشار مساوی $\frac{P_d}{RT}$ برابر $\frac{P_v}{RT}$ می‌باشد که همان دانسیته هوای خشک است . اما چون $0.378\,\frac{e}{P_v}$ - 1 عددی کوچکتر از یک می‌باشد لذا دانسیته هوای مرطوب برابر چگالی هوای خشک است که در عددی کوچکتر از یک ضرب شده است در نتیجه می‌توان گفت که چگالی هوای مرطوب در شرایط فشار یکسان از چگالی هوای خشک کوچکتر و لذا از آن سبکتر می‌باشد.

نقطه شبنم دمایی که در آن، هوابدون واردکردن بخار آب و فقط از طریق سردکردن از بخار آب اشباع شود **نقطه شبنم** (dew point) نام دارد، زیرا سردشدن بیشتر هوا باعث میعان و تشکیل ذرّات آب می‌گردد. با یک تجربه ساده می‌توان دمای نقطه شبنم را بدست آورد. اگر یک ظرف باریک شیشه‌ای یا فلزی را پر از آب نموده و در آن چند قطعه یخ بریزیم با ذوب‌شدن یخها آب داخل ظرف به تدریج سردتر می‌شود، برای این که دما در تمام نقاط ظرف یکسان باشد آب یخ را مرتب به هم بزنید. هنگامی که آب داخل ظرف و هوای چسبیده به بدنه خارجی ظرف تا حدّ نقطه شبنم سرد شوند، مولکول‌های آب (به صورت عرق) در روی بدنه خارجی ظرف ظاهر می‌شوند. حال اگر همزمان با ظاهرشدن اولین ذرّه آب در پشت ظرف، دمای آب یخ را اندازه‌گیری نماییم دمای قرائت شده در دماسنج، دمای نقطه شبنم در هوای مجاور نیز خواهد بود. از دمای نقطه شبنم برای پیش‌بینی ایجاد مه و شبنم استفاده می‌شود.

برای اندازه‌گیری نقطه شبنم در آزمایشگاهها از یک وسیله مهندسی خاص استفاده می‌شود که در واقع نوعی رطوبت سنج است. این دستگاه از یک صفحه فلزی براق یا شیشه‌ای تشکیل شده است. در پشت این صفحه مخزنی از یک مایع مناسب تعبیه گردیده است. مایع داخل مخزن را به یکی از روش‌های ممکن بتدریج خنک می‌کنند تا سرانجام سطح براق صفحه در اثر تراکم بخار آب کدر شود. در این وضعیت دمای صفحه اندازه‌گیری می‌گردد. این دما برابر دمای نقطه شبنم (هوای مجاور) می‌باشد.

یکی دیگر از روش‌های تعیین نقطه شبنم استفاده از تفاوت دمای تر و خشک است. برای این منظور با استفاده از دو ترمومتر خشک و مرطوب دمای هوای خشک وتر اندازه‌گیری شده و سپس با استفاده از جدول ۳-۹ می‌توان دمای نقطه شبنم را بدست آورد. مطابق جدول فوق اگر مثلاً دمای خشک وتر به ترتیب ۱۶ و ۱۳ درجه سانتی گراد باشد با توجه به دمای خشک ۱۶ درجه و تفاوت ۳ درجه بین دمای خشک وتر دمای نقطه شبنم برابر ۱۱ درجه خواهد بود.

دمای نقطه شبنم را می‌توان بصورت تجربی از روابط مختلف مانند فرمول زیر نیز بدست آورد.

جدول ۳-۱۰ تغییر نقطه شبنم با درجه حرارت و تفاوت دمای تر و خشک. درجه حرارت هوا (خشک) را در ستون سمت چپ و اختلاف خشک و تر را در ردیف افقی پیدا نمایید. محل تقاطع آنها درجه حرارت نقطه شبنم خواهد بود.

درجه حرارت (خشک) °C	تفاوت دمای تر و خشک															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	-11	-16	-24													
-8	-9	-13	-20	-33												
-6	-7	-11	-16	-24												
-4	-5	-8	-12	-19	-32											
-2	-2	-5	-9	-14	-22											
0	0	-3	-6	-11	-16	-27										
2	2	-1	-3	-7	-12	-19	-33									
4	4	2	-1	-4	-8	-13	-21	-47								
6	6	4	2	-1	-5	-9	-14	-23								
8	8	6	4	1	-2	-5	-9	-15	-20							
10	10	8	6	4	1	-2	-5	-10	-17	-29						
12	12	10	8	6	4	1	-2	-6	-11	-18	-34					
14	14	12	11	9	6	4	1	-2	-6	-11	-19					
16	16	14	13	11	9	7	4	1	-2	-6	-11					
18	18	16	15	13	11	9	7	4	2	2-	6-	-10				
20	20	19	17	15	14	12	10	7	5	2	-1	-4				
22	22	21	19	17	16	14	12	10	8	5	2	-1	-5			
24	24	23	21	20	18	16	15	13	11	8	6	3	-1	-5	-10	
26	26	25	23	22	20	19	18	15	13	11	9	6	4	0	-4	-9
28	28	27	25	24	22	21	19	18	16	14	12	10	7	4	1	-3
30	30	29	27	26	25	23	22	20	18	17	15	13	10	8	5	2
32	32	31	29	28	27	25	24	22	21	19	17	15	13	11	9	6
34	34	33	32	30	29	28	26	25	23	21	20	17	16	14	12	10
36	36	35	34	32	31	30	28	27	25	24	22	21	19	17	15	13
38	38	37	36	34	33	32	30	29	28	26	25	23	21	20	18	16
40	40	39	38	36	35	34	33	31	30	28	27	25	24	22	20	19

$$Ta = (112 + 0.9T)\,(RH)^{0.125} + (0.1T - 112) \qquad (۳-۱۷)$$

در این فرمول RH رطوبت نسبی (اعشار) و T دمای هوا می‌باشد. مثلاً اگر دمای هوا ۳۳ درجه سانتی‌گراد (T = 33) و رطوبت نسبی ۴۰/۸ درصد باشد (RH = 0.408)، دمای نقطه شبنم (Ta) از روی فرمول فوق برابر ۱۸ درجه سانتی‌گراد بدست می‌آید.

رطوبت مطلق یکی از روشهای توصیف مقدار واقعی بخار آب در جوّ، **رطوبت مطلق** (absolute humidity) می‌باشد که عملاً وزن بخار آب را در حجم معین از هوا تعیین می‌کند. در

تعریف دقیقتر، ***رطوبت مطلق، وزن بخارآب در واحد حجم هواست.*** برای واحد حجم معمولاً مترمکعب مورد استفاده قرار می‌گیرد. بنابراین اگر رطوبت موجود در یک مترمکعب هوای معمولی را خارج کرده و این رطوبت را وزن نماییم، مقدار به دست آمده رطوبت مطلق هوا را نشان می‌دهد. رطوبت مطلق با انبساط و انقباض هوا فرق می‌کند، در حالی که بخارآب، خود از نظر مقدار ثابت می‌ماند. برای مثال فرض کنید ۱۰ گرم بخارآب در یک مترمکعب هوا موجود است در این صورت رطوبت مطلق هوا برابر ۱۰ گرم در مترمکعب خواهد بود. اگر بنا به دلایلی ، مثلاً ازدیاد دما، حجم هوا دو برابر شود، مقدار رطوبت مطلق ۱۰ گرم در ۲ مترمکعب یا ۵ گرم در هر مترمکعب هوا خواهد شد، در حالی که مقدار بخارآب در هوا تغییر نکرده است. جدول ۳-۱۰ رطوبت مطلق یعنی مقدار گرم بخارآب در مترمکعب هوا را برای هوای اشباع در درجه حرارتهای گوناگون به دست داده و تأثیر مهم دما را در تغییرات رطوبت نشان می‌دهد.

رطوبت ویژه ***رطوبت ویژه*** (specific humidity) نمایه‌ای است که خاصیت ثابت‌پذیری بیشتری نسبت به رطوبت مطلق دارد و با توجه به این که رطوبت مطلق تغییرپذیر است، به همین دلیل از تعریف رطوبت ویژه در هواشناسی استفاده می‌شود. ***رطوبت ویژه عبارت است از وزن بخارآب در هر واحد وزن هوای مرطوب.*** که معمولاً بر حسب گرم بخار آب بر گرم هوای مرطوب یا گرم بر کیلوگرم هوای مرطوب توصیف می‌شود. به عبارت دیگر رطوبت ویژه عبارت است از:

$$q = \frac{Mw}{Ma} = \frac{Mw}{Md+Mw} \qquad (۱۸-۳)$$

که در آن q رطوبت ویژه (بر حسب گرم بر گرم). Ma جرم هوای مرطوب. Mw جرم بخار آب و Md جرم هوای خشک می‌باشد.

جدول ۳-۱۰ مقادیر رطوبت مطلق برای هوای اشباع در دماهای مختلف

دما، °C	بخار آب، گرم در مترمکعب
0	4.85
5	6.82
10	9.48
15	12.87
20	17.31
25	23.3
30	30.4
35	39.3
40	51.2
45	65.6
50	83.0

نسبت اختلاط *نسبت اختلاط* (mixing ratio) یک ویژگی نسبتاً ثابت از رطوبت هواست که در هیدرولوژی بطور گسترده‌ای مورد استفاده می‌باشد. *نسبت اختلاط عبارت است از جرم بخارآب موجود در حجم معینی از هوا به جرم هوای خشک موجود در آن حجم هوا.* نسبت اختلاط نیز بر حسب گرم بر گرم توصیف می‌شود.اختلاف عددی بین رطوبت ویژه و نسبت اختلاط، بسیار ناچیز است.

$$W = \frac{M_w}{M_d} \qquad (۱۹-۳)$$

در این فرمول:

W = نسبت اختلاط (گرم بر گرم)

M_w = جرم بخار آب (گرم)

M_d = جرم هوای خشک (گرم)

رطوبت نسبی در هیدرولوژی رطوبت مطلق کاربرد زیادی ندارد و معمولاً برای توصیف رطوبت از مفهوم رطوبت نسبی استفاده می‌شود. در واقع وقتی از رطوبت نام برده می‌شود منظور اصلی همان *رطوبت نسبی* (relative humidity) است. *رطوبت نسبی عبارت است از نسبت مقدار بخارآب موجود در هوا به مقدار بخارآبی که اگر همان حجم هوا در همان دما به صورت اشباع می‌بود در آن وجود می‌داشت.* این نسبت همیشه به صورت درصد بیان می‌شود. مثلاً اگر ۱۰ گرم بخارآب در یک حجم هوا موجود باشد و هوا بتواند در همان دما ۵۰ گرم بخارآب را در همان حجم بپذیرد تا اشباع شود در این صورت رطوبت نسبی این هوا $\frac{۱۰}{۵۰}$ یا ۲۰ درصد می‌باشد. برای بدست آوردن رطوبت نسبی (RH) از فرمول زیر استفاده می‌شود

$$RH = \left[\frac{\text{مقدار بخار آب موجود در هوا}}{\text{حداکثر گنجایش هوابرای پذیرش بخار آب در همان دما}}\right] \times 100 \qquad (۲۰-۳)$$

رطوبت نسبی را می‌توان به صورت زیر نیز بیان داشت.

$$RH = \left[\frac{\text{فشار واقعی بخارآب}}{\text{فشار بخاراشباع در همان دما}}\right] \times 100 \approx \frac{e}{e_s} \times 100 \qquad (۲۱-۳)$$

که ارقام مربوط به فشار بخار اشباع از جداول مربوطه مانند جدول ۳-۹ استخراج می‌گردد. مشاهده می‌شود که رطوبت نسبی یک خصوصیت توصیفی است و ثبات‌پذیری رطوبت ویژه را ندارد. در روزهایی که هوا مه‌آلود و شرجی است، رطوبت نسبی بسیار بالا بوده و تبخیر در چنین هوایی که نسبتاً اشباع می‌باشد به کُندی صورت خواهد گرفت. بدیهی است هر وقت مقدار بخارآب در هوا کم یا زیاد شود و یا ظرفیت پذیرش آب در جوّ تغییر نماید، رطوبت نسبی نیز تغییر خواهد نمود. رطوبت نسبی با تغییر دما بطور معکوس کم و زیاد می‌شود. کاهش دما،

کم‌شدن ظرفیت را به دنبال دارد و اگر ظرفیت پذیرش بخارآب در هوا کاهش یابد رطوبت نسبی هوا افزوده می‌شود، زیرا هوا به درجه اشباع خود نزدیک خواهد شد. وقتی دما و متعاقب آن ظرفیت پذیرش رطوبت کاهش یابد، بطوری که رطوبت نسبی به ۱۰۰٪ برسد، هوا به صورت اشباع در خواهد آمد و دمای هوا را در این وضعیت ***دمای نقطه شبنم*** می‌گویند. سردشدن بیشتر هوا باعث میعان بخارآب خواهد شد.

روابط بین سنجه‌های رطوبت دستیابی مستقیم به بیشتر نمایه‌های رطوبت که در بالا شرح داده شد، نیاز به روشهای بسیار پیچیده آزمایشگاهی دارد که در تجزیه و تحلیلهای هیدرولوژی به سهولت حاصل نخواهد شد. با وجود این در هیدرولوژی با استفاده از روابط عددی ساده‌تر بعضی پارامترهای مشکل را از پارامترهای ساده به دست می‌آورند.

بطور مثال رطوبت نسبی را می‌توان با استفاده از داده‌های دمای تر و خشک، خیلی سریع محاسبه کرد. با داشتن رطوبت نسبی، فشار جزیی بخار آب نیز به دست می‌آید زیرا همان طوری که بیان شد رطوبت نسبی برابر است با نسبت فشار جزیی بخارآب به فشار بخار اشباع که با داشتن دما، فشار بخار اشباع از جداولی مانند جدول ۳-۹ به دست می‌آید. بنابراین رطوبت نسبی (RH) عبارت است از:

$$RH = \frac{e}{e_s} \times 100 \qquad (۲۲-۳)$$

و یا این که :

$$e = \frac{RH \times e_s}{100} \qquad (۲۳-۳)$$

در این روابط e فشار جزیی بخارآب و e_s فشار بخار اشباع می‌باشد. وقتی فشار جزیی بخارآب از فرمول سادهٔ بالا به دست آمد بقیه پارامترها مثل رطوبت مطلق، رطوبت ویژه و نسبت اختلاط را می‌توان با فرمول‌های زیر به سرعت محاسبه کرد. مثلاً رطوبت مطلق برابر خواهد بود با:

$$\text{رطوبت مطلق} = 217\ (e/T) \qquad (۲۴-۳)$$

در این فرمول:

T = دمای هوا بر حسب درجه کلوین

e = فشار بخار بر حسب میلی بار

که با توجه به آن رطوبت مطلق بر حسب گرم در متر مکعب بدست می‌آید و یا رطوبت ویژه برابر است با:

$$\text{رطوبت ویژه} = 622\ (e/p) \qquad (۲۵-۳)$$

و یا بطور دقیقتر مقدار رطوبت ویژه عبارت است از:

$$\text{رطوبت ویژه} = 622\left(\frac{e}{p - 0.378\ e}\right) \qquad (۲۶-۳)$$

نسبت اختلاط نیز از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{نسبت اختلاط} = 622\left(\frac{e}{p-e}\right) \qquad (۲۷-۳)$$

که در آنها p فشار جوّ (میلی بار)، e فشار بخار آب (میلی بار) بوده و مقادیر رطوبت ویژه و نسبت اختلاط بر حسب گرم بر کیلوگرم می‌باشند. مشاهده می‌شود که تفاوت دو معادله ۳-۲۵ و ۳-۲۶ در مقدار e 0.378 می‌باشد که به دلیل کوچک بودن در معادله ۳-۲۵ از آن صرفنظر شده است.

برای توصیف رطوبت از پارامتر ***آب قابل بارش*** نیز استفاده می‌شود. آب قابل بارش (W) عبارت است از مقدار آب موجود در ستونی از هوا که ارتفاع آن از سطح زمین شروع و تا نقطه مشخص ادامه داشته باشد. اگر این ارتفاع را مرکب از لایه‌های مختلفی در نظر بگیریم که متوسط رطوبت ویژه هر لایه $\bar{q}$ (برحسب gr/kg) و اختلاف فشار بین بالا و پایین لایه‌ها ΔP (برحسب میلی‌بار) باشد، آب قابل بارش برحسب میلی‌متر از فرمول زیر قابل محاسبه است.

$$W = 0.0102 \sum (\bar{q}.\Delta P) \qquad (۲۸-۳)$$

البته این بدان معنی نیست که تمام این آب از طریق نزولات جوّی فرود خواهد آمد بلکه فقط توصیفی از مقدار آب موجود در ستون هواست. اگر بتوانیم حداکثر آب قابل بارش را در هوا بدست آوریم حداکثر بارش محتمل در یک منطقه را می‌توان از روی آن بدست آورد. در مطالعات هیدرولوژی حداکثر آب قابل بارش از نظر کنترل محاسبات مربوط به حجم مخازن سدّها و طغیانگیرها حائز اهمیت است.

● مثال ۳-۱

مقادیر دما (°F)، فشار هوا و فشار بخار (میلی‌بار mb) از سطح زمین به طرف بالا به فواصل ۲۰۰۰ فوتی و تا ارتفاع ۱۸۰۰۰ فوت اندازه‌گیری و ثبت شده است که نتایج این اندازه‌گیری مطابق جدول زیر بوده است. می‌خواهیم ارتفاع آب قابل بارش در این ستون از هوا را در وضعیت مذکور محاسبه کنیم.

ارتفاع از سطح زمین (حسب 1000 فوت)	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18
درجه حرارت (°F)	58	52	44	38	30	23	16	8	2	-6
فشارهوا(Pa, mb)	1013	942	875	812	753	697	644	595	550	500
فشاربخار(e, mb)	7.0	5.0	3.8	3.2	2.0	1.6	1.1	0.8	0.6	0.4

حل

مطابق جدول زیر که آن را تشکیل می‌دهیم آب قابل بارش قابل محاسبه می‌باشد.

ارتفاع از سطح زمین (1000 فوت)	رطوبت ویژه (gr/kg) $622\ (\frac{e}{P_a})$	متوسط رطوبت ویژه $\overline{q}$ بین دولایه	ΔP mb	$\overline{q}\ \Delta P$
0	4.32	$(\frac{4.32 + 3.3}{2}) = 3.81$	71	271
2	3.30	2.98	67	199
4	2.66	2.55	63	161
6	2.45	2.05	59	121
8	1.65	1.53	56	86
10	1.41	1.23	53	65
12	1.06	0.95	49	47
14	0.84	0.76	45	34
16	0.68	0.59	50	29
18	0.50			$\Sigma = 1013$

بنابراین مقدار آب قابل بارش ۱۰/۳۳ میلی متر می‌باشد: $W = 0.0102(1013) = 10.33$ mm

■ **تمرین ۳-۱**

از یک رادیو سوند که توسط بالن در فضا رها شده است اندازه‌گیریهای فشار و رطوبت ویژه در لایه‌های مختلف به شرح زیر بوده است. آب قابل بارش را در این ستون هوا حساب کنید.

فشار هوا (mb)	۱۰۰۵	۸۵۰	۷۵۰	۷۰۰	۶۲۰	۶۰۰	۵۰۰	۴۰۰	۲۵۰
رطوبت ویژه (gr/kg)	۱۴/۲	۱۲/۴	۹/۵	۷/۰	۶/۳	۵/۶	۳/۸	۱/۷	۰/۲

جواب (۵۲/۱ میلی‌متر)

چون داده‌های اندازه‌گیری فشار در لایه‌های مختلف غالباً در اختیار نمی‌باشد برای محاسبه آب قابل بارش به روش دیگر نیز می‌توان اقدام کرد. برای این منظور آب قابل بارش در ستونی از هوا که از سطح زمین شروع شده باشد بصورت زیر محاسبه می‌شود:

$$P_w = (h_2 - h_1) H_{av} \rho_{av} \qquad (۲۹-۳)$$

که در آن P_w جرم آب قابل بارش بین دو سطح ارتفاعی h_1 و h_2 بوده و H_{av} متوسط رطوبت ویژه و ρ_{av} متوسط دانسیته هوا در بین لایه h_1 و h_2 است. از طرفی رطوبت ویژه عبارت است از:

$$H_{av} = 0.622\ \frac{e}{p} \qquad (۳۰-۳)$$

e فشار بخار و p فشار هوا می‌باشد که مقدار آن برابر است با:

$$P = \rho_a RT \qquad (۳۱-۳)$$

ρ_a دانسیته هوا (مجموع دانسیته هوای خشک و بخار آب) بر حسب کیلوگرم بر متر مکعب، R عدد ثابت گازها برای هوای مرطوب بر حسب ژول بر کیلوگرم درجه کلوین است. بین فشار هوا

در دو لایه h_1 و h_2 که دمای هوا در آنها T_1 و T_2 باشد رابطه زیر برقرار است:

$$P_2 = P_1 \left(\frac{T_2}{T_1}\right)^{\frac{g}{\alpha R}} \qquad (۳۲-۳)$$

که α مقدار افت آهنگ (لاپس ریت) و g شتاب زمین است. دمای هوا بین دو لایه نیز دارای رابطه زیر می‌باشند:

$$T_2 = T_1 - \alpha(h_2 - h_1) \qquad (۳۳-۳)$$

بدین ترتیب می‌توان آب قابل بارش را مطابق مثال زیر محاسبه کرد:

● **مثال ۳-۲**

حساب کنید جرم آب قابل بارش را در ستونی از هوا به ارتفاع یک کیلومتر از سطح زمین با این فرض که هوا از رطوبت اشباع باشد. فشار هوا در سطح زمین ۱۰۰/۷ کیلوپاسکال و دمای هوا ۳۲ درجه سانتی‌گراد و مقدار افتاهنگ ۶/۵ درجه سانتی‌گراد در هر ۱۰۰۰ متر می‌باشد. عدد ثابت گازها را 287 J/kg.K در نظر بگیرید.

حل

$h_1 = 0$ m , $T_1 = 273 + 32 = 305\ ^\circ K$, $P_1 = 100.7$ KPa

$h_2 = 1000$ m , $\alpha = 0.0065\ ^\circ C/m$, $R = 287$ J/kg.K

$T_2 = T_1 - \alpha\,(h_2 - h_1) = 32 - 0.0065\,(1000-0) = 25.5^\circ C = 298.5^\circ K$

$$P_2 = P_1 \left(\frac{T_2}{T_1}\right)^{\frac{g}{\alpha R}} = 100.7 \left(\frac{298.5}{305}\right)^{\frac{9.81}{0.0065 \times 287}} = 89.91 \text{ kPa}$$

دانسیته هوا در ارتفاع h_1 برابر است با:

$$P = \rho_a RT$$

$$\rho_a = \frac{P}{RT} = \frac{(100.7)(1000)}{(287)(305)} = 1.15 \text{ kg/m}^3$$

در ارتفاع h_2 دانسیته هوا برابر است با:

$$\rho_a = \frac{P}{RT} = \frac{(89.91)(1000)}{(287)(298.5)} = 1.05 \text{ kg/m}^3$$

و متوسط دانسیته هوا بین دو لایه h_1 و h_1 برابر است با:

$$\frac{1.15+1.05}{2} = 1.10 \text{ kg/m}^3$$

با داشتن دمای هوا (درجه سانتی‌گراد) می‌توانیم فشار بخار اشباع در هر لایه را از فرمول زیر حساب کنیم (بر حسب پاسکال).

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right)$$

که به ترتیب برای لایه اول برابر است با:

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 32}{237.3 + 32}\right)$$

$$e_s = 4756\ Pa = 4.756\ KPa$$

و برای لایه دوم:

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 25.5}{237.3 + 25.5}\right)$$

$$e_s = 3264\ Pa = 3.264\ KPa$$

رطوبت ویژه (H) در هر لایه برابر خواهد بود با:

برای لایه اول (H_0): $H_0 = 0.622\ (\frac{e}{p}) = 0.622\ \left(\frac{4.756}{100.7}\right) = 0.029$ Kg/kg

و برای لایه دوم (H_{1000}): $H_{1000} = 0.622\ (\frac{e}{p}) = 0.622\ \left(\frac{3.264}{89.91}\right) = 0.0226$ Kg/kg

و متوسط رطوبت ویژه (H_{av})برابر است با: $H_{av} = \frac{0.029 + 0.0226}{2} = 0.0258$ kg/kg

لذا جرم آب قابل بارش بین ارتفاع 0 و 1000 متر برابر است با:

$$P_w = (h_2 - h_1)\, H_{av}\, \rho_{av}$$
$$= (1000\text{-}0)(0.0258)(1.1)$$
$$= 28.36\ kg$$

بنابراین کافی است که دما و فشار هوا در سطح زمین و مقدار افتاهنگ را داشته باشیم تا آب قابل بارش را برای لایه ۰ تا ۱ و سپس لایه بعد و تا سرانجام لایه ۱۱ الی ۱۲ کیلومتر محاسبه گردد.

اندازه‌گیری رطوبت هوا معمولاً رطوبت هوا بوسیله **رطوبت سنج** یا **سایکرومتر** اندازه‌گیری می‌شود. سایکرومتر از دو ترمومتر تشکیل شده است که دور مخزن یکی از آنها فتیله پارچه‌ای پیچیده شده و انتهای دیگر فتیله به یک ظرف آب متصل است. آب توسط فیتیله بالا آمده و اطراف مخزن ترمومتر را مرطوب می‌کند تا دمای تر(مرطوب) اندازه‌گیری شود. بدین‌ترتیب در یک ترمومتر دمای معمولی هوا (خشک) و در دیگری دمای هوای مرطوب (تر) اندازه‌گیری می‌شود. مجموعه این ترمومترها را ترمومترهای تر و خشک‌گویند. اختلاف دما در ترمومتر خشک و تر به مقدار رطوبت موجود در هوا بستگی دارد، بطوریکه در یک هوای اشباع ترمومترهای تر و خشک اختلافی را نشان نخواهند داد. با داشتن این اختلاف و استفاده از جداولی مانند جدول ۳-۱۱ مقدار رطوبت نسبی هوا محاسبه می‌گردد. برای ارقامی که در جدول وجود ندارد از روش انترپولاسیون (درون‌یابی) استفاده می‌شود.

جدول ۳-۱۲ تغییر رطوبت نسبی (٪) با دمای هوا و تفاوت دمای تر و خشک (برای تخمین درصد رطوبت نسبی دمای هوای خشک را در ستون عمودی و تفاوت دمای خشک و تر را در ردیف افقی آورده و محل تقاطع آنها را پیدا کنید).

دمای هوا (خشک) °C	تفاوت دمای تر و خشک(°C)															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	91	60	31	2												
-8	93	65	39	13												
-6	94	70	46	23	0											
-4	96	74	53	32	11											
-2	98	78	58	39	21	3										
0	100	81	63	46	29	13										
2	100	84	68	52	37	22	7									
4	100	85	71	57	43	29	16									
6	100	86	73	60	48	35	24	11								
8	100	87	75	63	51	40	29	19	8							
10	100	88	77	66	55	44	34	24	15	8						
12	100	89	78	68	58	48	39	29	21	12	4					
14	100	90	79	70	60	51	42	34	26	18	10	3				
16	100	90	81	71	63	54	46	38	30	23	15	8				
18	100	91	82	73	65	57	49	41	34	27	20	14	7			
20	100	91	83	74	66	59	51	44	37	31	24	18	12	6		
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34	28	22	17	11	6	
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37	31	26	20	15	10	5
26	100	92	85	78	71	64	58	51	46	40	34	29	24	19	14	10
28	100	93	85	78	72	65	59	53	48	42	37	32	27	22	18	13
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44	39	35	30	25	21	17
32	100	93	86	80	74	68	62	57	51	46	41	37	32	28	24	20
34	100	93	87	81	75	69	63	58	53	48	43	39	35	30	26	23
36	100	94	87	81	75	70	64	59	54	50	45	41	37	33	29	25
38	100	94	88	82	76	71	66	61	56	51	47	43	39	35	31	27
40	100	94	88	82	77	72	67	62	57	53	48	44	40	36	33	29

● **مثال ۳-۳**

دو ترمومتر خشک و تر، دمای هوا را به ترتیب ۲۶ و ۲۳ درجه °C نشان می‌دهند. درصد رطوبت نسبی هوا چقدر است؟

حل

تفاوت دمای خشک و تربرابر است با: $\Delta t = 26 - 23 = 3\ ^\circ C$

با استفاده از جدول ۳-۱۲ رطوبت هوا نسبی برابر ۷۸ درصد بدست می‌آید.

انواع دیگر رطوبت سنجها عبارتند از *رطوبت سنج مویی*، *رطوبت‌نگار مویی و دما-رطوبت‌نگار* که در انواع قدیمی آنها از خاصیت طولانی‌شدن تارهای مو در اثر جذب رطوبت استفاده می‌شود. از خاصیت دمای نقطه شبنم نیز استفاده شده و رطوبت سنجهایی برمبنای آن

ساخته شده است. این نوع رطوبت سنجها بیشتر در کارهای آزمایشگاهی مورد استفاده قرار می‌گیرند و از یک صفحه فلزی یا شیشه‌ای براق تشکیل شده‌اند. در پشت این صفحه مخزنی از یک مایع مناسب تعبیه گردیده است. مایع داخل مخزن به یکی از طرق ممکن خنک می‌شود تا سطح براق صفحه در اثر تقطیر بخار آب کدر شود. در این وضعیت دمای صفحه قرائت می‌شود که برابر دما در نقطه شبنم است. نقطه شبنم را می‌توان با داشتن دمای هوا و اختلاف دمای هوای تر و خشک نیز به دست آورد (جدول ۳-۱۰). با داشتن دمای نقطه شبنم می‌توان رطوبت نسبی را از رابطه زیرمحاسبه نمود.

$$\text{رطوبت نسبی} = \left[\frac{\text{فشار بخار اشباع در دمای نقطه شبنم}}{\text{فشار بخار اشباع در دمای هوای معمولی}}\right] \times ۱۰۰ \qquad (۳۴-۳)$$

● **مثال ۳-۴**

دمای هوا ۲۶ و دمای نقطه شبنم برای آن هوا ۱۸ درجه سانتی‌گراد است. مقدار رطوبت نسبی چقدر است؟

حل

از جدول ۳-۹ یا از شکل ۳-۱۶ فشار بخار اشباع را در دماهای ۱۸ و ۲۶ بدست می‌آوریم، از تقسیم ارقام حاصله رطوبت نسبی محاسبه می‌شود.

فشار بخار اشباع در دماهای ۱۸ و ۲۶ درجه به ترتیب ۲۰/۶۳ و ۳۳/۶۱ میلی‌بار است. لذا:

$$\text{رطوبت نسبی} = \frac{20.63}{33.61} \times 100 = 61.4$$

■ **تمرین ۳-۲**

درجهٔ حرارت هوا ۲۴ °C است. اگر دماسنج تر درجه حرارت را ۲۰ درجه نشان دهد، درجه حرارت در نقطه شبنم چقدر است؟ (جواب : ۱۸ °C).

تغییرات رطوبت نسبت به مکان و زمان مقدار رطوبت هوا در استوا زیاد و هرچه به طرف مدارهای بالاتر پیش رویم از مقدار آن کاسته می‌شود ولی رطوبت نسبی برعکس در استوا کم و به طرف قطب زیاد می‌شود. رطوبت هوا روی دریاها حداکثر و روی خشکیهایی که دور از دریا قرار دارند حداقل است. میزان رطوبت در ارتفاعات نیز کم و روی مناطق جنگلی زیاد است. مشابه دمای هوا، مقدار رطوبت هوا نیز در تابستان حداکثر و در زمستان حداقل است ولی تغییرات رطوبت نسبی برعکس است. در طول روز مقدار رطوبت هوا در هنگام ظهر حداکثر و در موقع طلوع آفتاب حداقل است.

در عملیات هیدرولوژی پارامترهایی که بعنوان نمایه رطوبت استفاده می‌شوند عبارتند از:
- حداقل‌رطوبت نسبی روزانه (RH_{min}) که حدودساعت ۱ تا ۳ بعد از ظهراتفاق می‌افتد.
- حداکثر رطوبت نسبی روزانه (RH_{max}) که معادل رطوبت در ساعت ۶ صبح است.
- متوسط رطوبت نسبی روزانه (RH_{mean}) که میانگین حداکثر و حداقل رطوبت است.
- متوسط ماهانه رطوبت RH_{month} که میانگین متوسط رطوبت روزانه است.

مسائل

۳-۱ در یک روز که حداقل دما ۲۸ °F و حداکثر آن ۴۸ °F بوده است، چند «درجه - روز» (برمبنای ۳۲ °F) وجود دارد؟

۳-۲ یک توده هوای مرطوب که درجه حرارت آن ۱۰ °C است در ارتفاع اولیه ۳۰۰ متری از سطح دریا قرار دارد. این توده هوا از روی کوهی به ارتفاع ۲۵۰۰ متر عبور نموده و سپس به ارتفاعی معادل ارتفاع اولیه خود سقوط می‌کند، اگر پس از طی ۶۰۰ متر به حالت اشباع در آید، دمای نهایی آن چقدر خواهد بود؟

۳-۳ گرمای نهان تبخیر برای آب ۲۰°C چند کالری گرم است؟

۳-۴ چگالی یک هوای خشک با فشار ۱۰۰۰ میلی‌بار و دمای ۳۵ °C چقدر است؟ چگالی هوای مرطوبی که دارای همان دما و فشار و رطوبت نسبی ۷۰ درصد باشد چقدر است؟

۳-۵ دمای تر وخشک به ترتیب ۱۷ °C و ۲۴ °C است با استفاده از جداول حساب کنید؟
الف: دمادرنقطه شبنم، ب:درصد رطوبت نسبی، ج: فشار بخار اشباع ،د: فشار بخار را

۳-۶ یک دستگاه رادیو سوند نشان می‌دهد که در فشارهای ۹۰۰، ۸۰۰ و ۷۰۰ میلی‌بار دمای هوای اشباع به ترتیب ۱۸/۱ °C، ۱۳/۸ °C و ۸/۶ °C است، مقدار آب قابل بارش بین دو لایه با فشار ۷۰۰ و ۹۰۰ میلی‌باری را حساب کنید؟

۳-۷ اگر بادسنجی که در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین نصب شده است سرعت باد را ۱۰ کیلومتردرساعت نشان دهد سرعت باد در ارتفاع ۱۵ متری چقدر است ؟

۳-۸ یک بالن هواشناسی سرعت باد را در ارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح زمین ۳۷ کیلومتر در ساعت‌اندازه گیری‌کرده‌است.سرعت‌بادرارتفاع ۱۰متری‌ازسطح‌زمین‌چقدربوده‌است؟

۳-۹ برای تبدیل ۱۵۰ گرم یخ صفر درجه که ابتدا به آب صفر درجه و سپس به آب ۱۰۰ درجه °C و آنگاه به بخار ۱۰۰ درجه تبدیل می‌شود چقدر کالری گرما لازم است؟

۳-۱۰ -۴۰°C چند درجه فارنهایت، چند درجه کلوین و چند درجه رانکین است؟

۳-۱۱ زمان کشت ذرت در یک ناحیه اول خرداد است، میانگین دمای هوا در ماههای خرداد،

تیر، مرداد و شهریور به ترتیب ۱۷، ۱۹، ۲۱ و ۱۴ درجه سانتی‌گراد است آیا ذرت می‌تواند در طول مدت دورهٔ رشد خود که تا اواسط شهریور ماه ادامه دارد نیاز حرارتی خود را در این منطقه تأمین کند؟

۳-۱۲ هوای پایدار و ناپایدار را تعریف کنید.

۳-۱۳ اگر یک توده هوا از روی کوهی عبور کرده و در طرف دیگر کوه به همان ارتفاع اولیه خود برگشت نماید دمای آن نسبت به نقطه اولیه افزایش پیدا خواهد کرد، چرا؟

۳-۱۴ چرا لایه وارونگی حرارت باعث پایداری هوا می‌شود؟

۳-۱۵ فرض کنید یک توده هوا که حرارت آن ۲۴ درجه سانتی‌گراد است در جهت باد مجبور به صعود از کوهی است که ارتفاع آن ۲۵۰۰ مترمی‌باشد. سپس در طرف دیگرکوه تا ارتفاع ۱۲۰۰ متری سقوط می‌کند. اگر هوا از نظر رطوبت خشک باشد درجه حرارت آن پس از سقوط چقدر خواهد بود؟

۳-۱۶ وزن یک متر مکعب هوای خشک در دمای ۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۰۰۰ میلی‌بار (عدد ثابت گازها ۲۸۷ ژول بر کیلوگرم درجه کلوین است) چقدر می‌باشد(جواب ۱/۸۹ کیلوگرم)

۳-۱۷ حساب کنید رطوبت نسبی هوا را در صورتی که دمای هوا و دمای نقطه شبنم به ترتیب ۳۳ و ۱۸ درجه سانتی‌گراد باشند (جواب ۴۰/۸ درصد)

منابع برای مطالعه بیشتر

۱- کارآموز. م و عراقی‌نژاد، ش، *هیدرولوژی پیشرفته*، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر. ۱۳۸۴.

2- Bras, R., *Hydrology*, Addison - Wesley Pub. Co., New York, 1990.

3- Donn, W., *Meteorology* (4th ed). McGraw Hill Book Co., New York, 1975.

4- Linsley, R. et al, *Hydrology for engineers*, McGraw Hill Book Co., New York, 1982.

5- Miller A. and J. Thompson, *Elements of meteorology*, Bell and Howell Co., Columbus, Ohio, USA, 1975.