سازمان هواشناسی کشور
روابط عمومی

هواشناسی عمومی

جلد اول

بسم الله الرحمن الرحیم

هواشناسی عمومی

جلد اول

بی. جی. ریتالاک

ترجمهٔ احمد نوحی

سازمان هواشناسی کشور
I.R.OF IRAN
METEOROLOGICAL
ORGANIZATION

تهران ۱۳۷۳

This is a Persian Translation of
COMPENDIUM OF LECTURE NOTES
FOR TRAINING CLASS IV
METEOROLOGICAL PERSONNEL
WMO-No. 266.TP.150, UNIT I
Prepared by: B.J. Retallack
Published by World Meteorological Organization,
Geneva, 1984

Tehran 1994

سازمان هواشناسی کشور

نام کتاب	:	هواشناسی عمومی (جلد اول)
نویسنده	:	بی. جی. ریتالاک
مترجم	:	احمد نوحی
چاپ اول	:	۱۳۶۴
چاپ دوم	:	۱۳۷۳
تیراژ	:	۳۰۰۰
حروفنگاری	:	شرکت انتشارات علمی و فرهنگی
لیتوگرافی	:	شرکت انتشارات علمی و فرهنگی
چاپ و صحافی	:	شرکت انتشارات علمی و فرهنگی

حق چاپ محفوظ است

با همکاری فنی شرکت انتشارات علمی و فرهنگی

پیشگفتار ناشر

مطالعه و بررسی اتمسفر همیشه مورد توجه انسان بوده است. ارتباط دائمی و نزدیک انسان با طبیعت و مشاهده پدیده‌های مخرب جوی، او را در رابطه با این علم همواره به تفکر واداشته است.

سازمان هواشناسی بر این اعتقاد است که اطلاعات و داده‌های جوی در کلیه طرحهای اقتصادی ـ اجتماعی کشور از اهمیت ویژه برخوردار است و می‌تواند در برنامه‌ریزیهای کشاورزی، صنعتی، شهرسازی، مدیریت صنایع آب، حمل و نقل، جنگل و مرتع، سدسازی، حفاظت محیط زیست و غیره نقشی بنیادی و زیربنایی ایفا کند. چنانچه شناخت و آگاهیهای جامعه از خدمات متنوع و گسترده سازمان هواشناسی، از یک سو، و نحوه ارائهٔ کمی و کیفی خدمات هواشناسی، از سوی دیگر، در حد مطلوبی ارتقاء یابد، ضمن جلوگیری از بخش وسیعی از فعالیتهای غیرضروری در جامعه، از نظر اقتصادی نیز بازده مناسبی عاید کشور خواهد شد. کاهش آثار بلایای طبیعی و مقابله با اثرات مخرب پدیده‌هایی نظیر سیل، تگرگ، طوفان گرد و خاک، خشکسالی، سرمازدگی، هجوم گرما و غیره همگی با ارتقای سطح شناخت جامعه از دانش هواشناسی و بهره‌گیریهای مناسب و بموقع از آن میسر و امکانپذیر می‌باشد. در این راستا، گسترش فعالیتهای آموزشی و از جمله انتشار کتاب و جزوات علمی و فنی هواشناسی نقش بسیار مهمی را به خود اختصاص می‌دهد.

سازمان هواشناسی کشور با توجه به رسالتی که به عهده دارد، چاپ کتابهای علمی پایه هواشناسی را در اولویت کار آموزشی خود قرار داده، زیرا بر این باور است که بدین وسیله می‌تواند نسبت به معرفی این دانش نوپا، گامهایی مثبت بردارد.

کتاب حاضر یکی ازکتابهای علمی مرجع برای کارکنان فنی و دانشجویان رشته‌های مختلف

هواشناسی و گرایشهای مربوط به آن است. این کتاب برای اولین بار در سال ۱۹۷۰، از سوی سازمان جهانی هواشناسی (WMO) چاپ شد و در سال ۱۹۸۴، بدون هیچگونه تغییر اساسی، تجدید چاپ گردید. ترجمهٔ فارسی این کتاب نخستین بار در سال ۱۳۶۴ به چاپ رسید که در همان سالهای اولیه انتشار نایاب گردید به‌طوری که چاپ دوم آن ضروری تشخیص داده شد. نظر به اینکه در این کتاب اصول بنیادی علم هواشناسی مورد بحث قرار می‌گیرد، در چاپ حاضر، به استثنای ویرایش ادبی، تغییر دیگری انجام نشده است.

در اینجا لازم می‌دانم از زحمات آقای مهندس احمد نوحی که ترجمه این کتاب را عهده‌دار بوده‌اند و همچنین معاونت پژوهشی، روابط عمومی، و سایر همکاران سازمان هواشناسی، و نیز شرکت انتشارات علمی و فرهنگی که امکانات چاپ این کتاب را به بهترین وجه فراهم نموده‌اند تشکر و قدردانی نمایم.

دکتر علیمحمد نوریان
معاون وزیر راه و ترابری و رئیس سازمان هواشناسی کشور

فهرست مطالب

صفحه

پیشگفتار ناشر پنج

فصل ۱: ترکیبات جوّ زمین

۱ـ۱ ترکیبات هوای خشک ۱

۱ـ۲ اوزون در جوّ ۲

۱ـ۳ بخار آب در جوّ ۲

۱ـ۴ بی‌اکسید کربن ۳

۱ـ۵ ترکیبات ترموسفر ۳

۱ـ۶ گاز بین سیارات ۴

سؤالات فصل ۱ ۵

فصل ۲: تقسیمات عمودی جوّ زمین

۲ـ۱ تقسیمات عمودی جوّ ۷

۲ـ۲ تروپسفر ۸

۲ـ۳ استراتوسفر ۱۰

۲ـ۴ مزوسفر ۱۱

۲ـ۵ ترموسفر ۱۱

۲ـ۶ اگزوسفر ۱۲

سؤالات فصل ۲ ۱۳

فصل ۳: فرایندهای تبادل گرما در جوّ

۳ـ۱ تابش خورشید ۱۵
۳ـ۲ تشعشع زمین ۱۶
۳ـ۳ سایر فرایندهای تبادل گرما ۱۷
۳ـ۴ بودجه انرژی جوّ ۱۸
۳ـ۵ تأثیر تابش خورشید در سطح زمین ۱۹
۳ـ۶ تفاوت دمای سطوح دریا و خشکی ۱۹
سؤالات فصل ۳ ۲۰

فصل ۴: دمای هوا

۴ـ۱ اصول اساسی اندازه‌گیری دما ۲۱
۴ـ۲ مقیاسهای دمای سانتیگراد و فارنهایت ۲۲
۴ـ۳ تبدیل مقیاسهای دما ۲۳
۴ـ۴ مقیاس دمای کلوین ۲۴
۴ـ۵ فرایندهای فیزیکی مورد استفاده در دماسنجی ۲۴
۴ـ۶ اصول طرح دماسنجها ۲۴
۴ـ۷ اندازه‌گیری دمای هوا ۲۶
۴ـ۸ دمای هوای سطح زمین ۲۷
۴ـ۹ محل قراردادن دماسنج ۲۷
۴ـ۱۰ تغییرات شبانه‌روزی دمای سطح زمین ۲۷
۴ـ۱۱ تغییرات دما با ارتفاع ۲۹
سؤالات فصل ۴ ۳۰

فصل ۵: فشار جوّ

۵ـ۱ ماهیت فشار جوّی ۳۱
۵ـ۲ واحدهای فشار جوّی ۳۲
۵ـ۳ اندازه‌گیری فشار جوّ ۳۳
۵ـ۴ فشارسنجهای جیوه‌ای ۳۳

۵ـ۵ تصحیحات فشار نسبت به شرایط استاندارد ۳۴
۵ـ۶ فشارسنج با محفظه فلزی (انارویئد) ۳۶
۵ـ۷ فشار نگار ۳۷
۵ـ۸ تغییرات فشار با ارتفاع ۳۷
۵ـ۹ تبدیل فشار به سطوح استاندارد ۳۸
۵ـ۱۰ ارتفاع سنجی ۳۹
۵ـ۱۱ جوّ استاندارد سازمان هواپیمایی بین‌المللی ۴۰
۵ـ۱۲ تنظیمهای ارتفاع سنج ۴۰
۵ـ۱۳ تغییرات نیمه شبانه‌روزی فشار ۴۱
۵ـ۱۴ گرادیان فشار ۴۲
سؤالات فصل ۵ ۴۴

فصل ۶: مطالعه هوای مرطوب

۶ـ۱ هوای مرطوب ۴۵
۶ـ۲ سه حالت آب ۴۵
۶ـ۳ فشار بخار آب هوای مرطوب ۴۶
۶ـ۴ تغییرات محتوای بخار آب جوّ ۴۶
۶ـ۵ فشار بخار اشباع هوای مرطوب ۴۶
۶ـ۶ فرایند تراکم ۴۷
۶ـ۷ فرایندهای فشار ثابت ۴۸
۶ـ۸ فرایندهای بی‌دررو (آدیاباتیک) ۴۸
۶ـ۹ فرایند انجماد ۴۹
۶ـ۱۰ فرایند تنزیل ۴۹
۶ـ۱۱ گرمای نهان ۵۰
۶ـ۱۲ شاخصهای رطوبت ۵۱
۶ـ۱۳ نم نسبی ۵۱
۶ـ۱۴ روشهای اندازه‌گیری رطوبت ۵۱

۶ـ۱۵ اصول دماسنج تر ۵۲
۶ـ۱۶ انواع سایکرومتر ۵۳
۶ـ۱۷ جداول سایکرومتری ۵۳
۶ـ۱۸ چگالی هوای مرطوب ۵۴
سؤالات فصل ۶ ۵۴
فصل ۷: باد سطح زمین
۷ـ۱ اصول کلّی اندازه‌گیری باد سطح زمین ۵۷
۷ـ۲ محل قراردادن دستگاه اندازه‌گیری باد سطح زمین ۵۸
۷ـ۳ جهت باد سطح زمین و واحدهای اندازه‌گیری ۵۸
۷ـ۴ اندازه‌گیری جهت باد سطح زمین ۵۹
۷ـ۵ سرعت باد سطح زمین و واحدهای اندازه‌گیری ۶۰
۷ـ۶ اندازه‌گیری سرعت باد سطح زمین ۶۰
۷ـ۷ تغییرات باد سطح زمین ۶۳
۷ـ۸ تغییرات شبانه‌روزی باد سطح زمین ۶۴
۷ـ۹ نیروهای مؤثر بر هوای متحرک ۶۴
۷ـ۱۰ باد ژئوستروفیک ۶۵
۷ـ۱۱ باد گرادیان ۶۷
۷ـ۱۲ قانون بیسبالوت ۶۹
۷ـ۱۳ باد در لایه اصطکاک ۶۹
۷ـ۱۴ همگرایی و واگرایی افقی جرم ۷۰
۷ـ۱۵ فرا رفت هوا ۷۱
سؤالات فصل ۷ ۷۲
فصل ۸: دسته‌بندی ابرها
۸ـ۱ نامگذاری ابرها ۷۳
۸ـ۲ گونه‌های ابر ۷۴
۸ـ۳ ارتفاع از سطح زمین، از سطح متوسط دریا، و ضخامت ابر ۷۴

۸ـ۴ طبقات ابر ۷۵
۸ـ۵ تعریف انواع ابر ۷۶
۷ـ۶ ابرشناسی ۷۸
سؤالات فصل ۸ ۷۸
فصل ۹: پدیده‌های آبدار
۹ـ۱ تعریف پدیده ۸۱
۹ـ۲ پدیده‌های جوّی ۸۲
۹ـ۳ دسته‌بندی پدیده‌های آبدار ۸۲
۹ـ۴ ریزشهای جوّی ۸۳
۹ـ۵ توصیف پدیده‌های آبدار ۸۴
۹ـ۶ ارتباط ریزشها با انواع ابر ۹۰
۹ـ۷ سرعت ریزش قطرات آب ۹۱
۹ـ۸ تغییر شکل قطرات سقوط کنندهٔ باران ۹۲
سؤالات فصل ۹ ۹۳
فصل ۱۰: پایداری عمودی جوّ
۱۰ـ۱ فرایندهای بی‌دررو جوّ ۹۵
۱۰ـ۲ میزان کاهش دمای محیط ۹۶
۱۰ـ۳ پایداری جوّ ۹۷
۱۰ـ۴ بررسی وضعیت تعادل جوّ به روش بسته هوا ۹۸
۱۰ـ۵ حرکت عمودی هوای غیراشباع ۹۹
۱۰ـ۶ حرکت عمودی هوای اشباع ۱۰۲
۱۰ـ۷ ناپایداری شرطی ۱۰۳
۱۰ـ۸ خلاصه‌ای از پایداری عمودی جوّ ۱۰۳
۱۰ـ۹ سطح تراکم هوای بالا رونده (LCL) ۱۰۴
۱۰ـ۱۰ تربولانس جوّی ۱۰۵
۱۰ـ۱۱ وارونگی دما ۱۰۶

۱۰-۱۲ وارونگی تشعشعی ۱۰۷
۱۰-۱۳ وارونگی تربولانسی ۱۰۸
۱۰-۱۴ وارونگی فرو نشینی ۱۰۸
۱۰-۱۵ وارونگی جبهه‌ای ۱۱۰
۱۰-۱۶ اثرات وارونگیها ۱۱۰
۱۰-۱۷ آهنگ کاهش فوق بی‌دررو دما ۱۱۱
۱۰-۱۸ سطح تراکم جابه‌جایی عمودی هوا ۱۱۱
سؤالات فصل ۱۰ ۱۱۲

فصل ۱۱: تشکیل و از بین رفتن ابر

۱۱-۱ تراکم، انجماد، و رسوب (تصعید) ۱۱۵
۱۱-۲ علل کلی تشکیل ابر ۱۱۷
۱۱-۳ تربولانس مکانیکی ۱۱۷
۱۱-۴ جابه‌جایی عمودی ۱۱۸
۱۱-۵ صعود در اثر ناهمواریها ۱۲۰
۱۱-۶ صعود ملایم گسترده ۱۲۳
۱۱-۷ ابرهای همراه با صعود گسترده در مناطق جبهه ۱۲۴
۱۱-۸ از بین رفتن ابرها ۱۲۶
سؤالات فصل ۱۱ ۱۲۷

فصل ۱۲: فرایندهای ریزشهای جوّی

۱۲-۱ اندازه قطرات ابر ۱۲۹
۱۲-۲ رشد اوّلیه قطرات ابر ۱۳۰
۱۲-۳ مکانیزم به هم آمیختگی ۱۳۱
۱۲-۴ تشکیل کریستالهای یخ ۱۳۱
۱۲-۵ فرایند برژرون ۱۳۱
۱۲-۶ رشد کریستالهای یخ در اثر تصادم ۱۳۲
۱۲-۷ خلاصه‌ای از توسعه ریزشهای جوّی ۱۳۳

۱۲ـ۸ خصوصیات ریزشهای مختلف جوّی ۱۳۴
سؤالات فصل ۱۲ ۱۳۷
فصل ۱۳: دید
۱۳ـ۱ دید در هواشناسی ۱۳۹
۱۳ـ۲ تعریف دید در روز ۱۴۰
۱۳ـ۳ دید در شب ۱۴۰
۱۳ـ۴ دیدسنج ۱۴۱
۱۳ـ۵ عوامل مؤثر بر دید ۱۴۱
۱۳ـ۶ اثرات بارندگی ۱۴۱
۱۳ـ۷ مه و دمه ۱۴۲
۱۳ـ۸ پاش‌نم دریا ۱۴۴
۱۳ـ۹ ذرات مواد سوختی نفتی در جوّ ۱۴۴
۱۳ـ۱۰ کاهش دید در اثر دود ۱۴۵
۱۳ـ۱۱ کاهش دید در اثر گرد و خاک ۱۴۵
سؤالات فصل ۱۳ ۱۴۷
فصل ۱۴: بادهای محلّی
۱۴ـ۱ نسیم دریا ۱۴۹
۱۴ـ۲ نسیم خشکی ۱۵۲
۱۴ـ۳ باد کوهدشت ۱۵۲
۱۴ـ۴ باد دشتکوه ۱۵۴
۱۴ـ۵ باد فؤن ۱۵۴
۱۴ـ۶ باد فؤن و تغییرات دما ۱۵۶
سؤالات فصل ۱۴ ۱۵۷
فصل ۱۵: طوفانهای شدید محلی
۱۵ـ۱ اهمیّت مقیاس در هواشناسی ۱۵۹
۱۵ـ۲ طوفان رعد و برق ۱۶۰

۱۵ـ۳ مراحل زندگی سلول رعد و برق ۱۶۱
۱۵ـ۴ انواع طوفان رعد و برق ۱۶۴
۱۵ـ۵ جستجوی طوفان رعد و برق ۱۶۴
۱۵ـ۶ سیاه بادها ۱۶۶
۱۵ـ۷ سیاه بادهای دریایی ۱۶۶
سؤالات فصل ۱۵ ۱۶۷

فصل ۱۶: توده‌های هوا و جبهه‌ها

۱۶ـ۱ تعریف توده هوا ۱۶۹
۱۶ـ۲ مناطق منبع توده‌های هوا ۱۶۹
۱۶ـ۳ دسته‌بندی توده‌های هوا ۱۷۰
۱۶ـ۴ علائم قراردادی توده‌های هوا ۱۷۱
۱۶ـ۵ دگرگونی توده‌های هوا ۱۷۳
۱۶ـ۶ خصوصیات کلی جبهه‌ها ۱۷۴
۱۶ـ۷ دسته‌بندی جبهه‌ها ۱۷۴
۱۶ـ۸ وضعیت جوّی همراه با جبهه‌های ایده‌آل ۱۷۵
۱۶ـ۹ جبهه گرم ایده‌آل ۱۷۶
۱۶ـ۱۰ جبهه سرد ایده‌آل ۱۷۶
۱۶ـ۱۱ کم فشارهای فوق حارّه‌ای ۱۷۷
۱۶ـ۱۲ کم‌فشار موجی ۱۷۷
۱۶ـ۱۳ وضعیت جوّی همراه با کم‌فشار موجی فعّال ۱۷۸
۱۶ـ۱۴ جبهه‌های مختلط ۱۸۰
سؤالات فصل ۱۶ ۱۸۱

فصل ۱۷: آنالیز نقشه‌های سینوپتیکی

۱۷ـ۱ انواع نقشه‌های سینوپتیکی ۱۸۴
۱۷ـ۲ نقشه سینوپتیکی سطح متوسط دریا ۱۸۴
۱۷ـ۳ الگوهای فشار در سطح متوسط دریا ۱۸۵

۱۷ـ۴ پرفشارها و زبانه آنها ۱۸۵
۱۷ـ۵ کم‌فشارها و زبانه آنها ۱۸۶
۱۷ـ۶ سایر الگوهای فشاری در سطح متوسط دریا ۱۸۷
۱۷ـ۷ سیستمهای جبهه‌ای سطح متوسط دریا ۱۸۹
۱۷ـ۸ نقشه‌های سینوپتیکی فشار ثابت ۱۹۲
۱۷ـ۹ آنالیز خطوط جریان ۱۹۳
۱۷ـ۱۰ الگوهای خطوط جریان ۱۹۴
۱۷ـ۱۱ آنالیز خطوط هم سرعت ۱۹۵
سؤالات فصل ۱۷ ۱۹۶
فصل ۱۸: وضعیت جوّی همراه با سیستمهای سینوپتیکی
۱۸ـ۱ گردش عمومی جوّ نزدیک سطح زمین ۱۹۷
۱۸ـ۲ پرفشارها ۱۹۸
۱۸ـ۳ زبانهٔ پرفشار ۱۹۹
۱۸ـ۴ کم‌فشارها ۱۹۹
۱۸ـ۵ زبانهٔ کم‌فشار ۲۰۰
۱۸ـ۶ کُل ۲۰۰
۱۸ـ۷ وضعیت جوّی همراه با جریانهای هوا ۲۰۰
۱۸ـ۸ الگوهای خطوط جریان و هم سرعت ۲۰۱
سؤالات فصل ۱۸ ۲۰۱
فصل ۱۹: هواشناسی حاره‌ای
۱۹ـ۱ شعاع عمل هواشناسی حاره‌ای ۲۰۳
۱۹ـ۲ کم‌فشار استوایی ۲۰۴
۱۹ـ۳ متوسط گردش ایده‌آل هوا در سطح متوسط دریا ۲۰۴
۱۹ـ۴ بادهای تجارتی ۲۰۸
۱۹ـ۵ مانسون ۲۰۹
۱۹ـ۶ مناطق مانسون ۲۰۹

۱۹ـ۷ وضعیت جوّی حاره‌ها ۲۱۰
۱۹ـ۸ مناطق همگرایی ۲۱۱
۱۹ـ۹ وضعیت جوّی در زبانه کم‌فشار استوایی ۲۱۱
۱۹ـ۱۰ منطقه همگرایی درون حاره‌ای ۲۱۲
۱۹ـ۱۱ اثرات محلی و شبانه‌روزی ۲۱۲
۱۹ـ۱۲ آشفتگیهای حاره‌ای ۲۱۳
۱۹ـ۱۳ کم‌فشارهای حاره‌ای ۲۱۳
سؤالات فصل ۱۹ ۲۱۵
فصل ۲۰: گردش عمومی جوّ
۲۰ـ۱ میانگین گردش عمومی جوّ در تروپسفر و پایین استراتسفر ۲۱۸
۲۰ـ۲ کورانهای شدید باد (جت استریم‌ها) ۲۲۰
۲۰ـ۳ مدلهای گردش عمومی جوّ ۲۲۱
سؤالات فصل ۲۰ ۲۲۴

فصل ۱

ترکیبات جوّ زمین

زندگی بشر در قسمت زیرین اقیانوسی از هوا می‌گذرد که قسمتی از سیاره ما را تشکیل می‌دهد. گازهای مختلف که زمین را احاطه کرده‌اند توسط نیروی ثقل نگهداری می‌شوند. با آنکه بسیاری از دانشمندان حدّ فوقانی جوّ را در حدود هزار کیلومتر بالاتر از سطح دریا می‌دانند، دانشمندان فیزیک و هواشناسی ترجیح می‌دهند که حدّ مشخّصی برای جوّ قائل نشوند و، در واقع، حدّ فوقانی جوّ را جایی بدانند که هوا با گازهای فوق‌العاده کم بین سیارات ادغام می‌شود.

در مورد هوای حدّ نهایی جوّ بحث نمی‌کنیم، زیرا حتّی در حدّ فوقانی جوّ (هزار کیلومتر بالاتر از سطح دریا) هوا بقدری رقیق است که چگالی هوا از هر خلائی که بشر به طور مصنوعی به وجود می‌آورد کمتر است؛ در واقع، فقط یک درصد از جرم جوّ در بالاتر از ارتفاع سی‌کیلومتری از سطح دریا قرار دارد.

برای درک فرایندهای فیزیکی که در جوّ رخ می‌دهند نخست باید ترکیبات جوّ را شناخت. در این فصل به بحث دربارهٔ عناصر تشکیل دهنده جوّ و توزیع آنها در فضا می‌پردازیم.

۱ـ۱ ترکیبات هوای خشک

جوّ اختلاطی از گازهاست، هر چند که در میان گازهای تشکیل دهندهٔ جوّ ذرات جامد خیلی کوچک از قبیل خاک و دود هم وجود دارد و آب نیز به صورت بخار، جامد، و مایع در آن دیده می‌شود.

ترکیبات هوای خشک از نظر حجمی در سطح دریا در جدول ۱ـ۱ نشان داده شده است. البته این جدول مربوط به مناطقی است که از شهرهای بزرگ و آتشسوزی جنگل دور باشند.

در حالت کلی، گازهای جوّ به نسبت‌های داده شده در جدول (۱ـ۱) تا ارتفاع تقریباً ۸۰ کیلومتری از سطح دریا ثابت می‌ماند ولی اوزون (O_3) و بخار آب (H_2O) از این امر مستثناء هستند. مقدار بی‌اکسید کربن هم در سطوح پایین جوّ تا حدی متغیر است.

جدول ۱ـ۱

گاز	درصد حجمی
ازت	۷۸/۰۸۴
اکسیژن	۲۰/۹۴۶
آرگون	۰/۹۳۴
بی‌اکسیدکربن	۰/۰۳۳
نئون	۰/۰۰۱۸۲
هلیوم	۰/۰۰۰۵۲
کریپتون	۰/۰۰۰۶۶
هیدروژن	
گزنون	
اوزون	
رادون و غیره	

۲ـ۱ اوزون در جوّ

مولکول اوزون شامل سه اتم اکسیژن است و غلظت آن با ارتفاع از سطح دریا، عرض جغرافیایی، و برحسب زمان تغییر می‌کند. بیشتر اوزون در قسمت بالای لایه دوّم جوّ (استراتوسفر) و در نتیجهٔ جریاناتی که طی آن جذب اشعه ماورای بنفش انجام می‌شود تشکیل می‌گردد. مولکولهای اوزون تشکیل شده تمایل دارند در جوّ نزول کنند تا آنکه در قسمتهای تحتانی استراتوسفر، در ارتفاع ۱۵ـ۲۵ کیلومتری از سطح دریا متمرکز شوند. مقدارکمی اوزون نیز، به سبب تخلیه‌های الکتریکی، در نزدیکی سطح زمین ایجاد می‌شود. به هرحال، غلظت اوزون در هر ارتفاعی به طور قابل ملاحظه‌ای در اثر حرکات کلی جوّ تغییر می‌کند.

وجود اوزون در استراتوسفر به هستی موجودات زنده روی کره زمین کمک می‌کند. اوزون با جذب مقدار زیادی از اشعه ماورای بنفش کشنده‌ای که از خورشید ساطع می‌شود زندگی بشر را در روی کرهٔ زمین ممکن می‌سازد.

۳ـ۱ بخار آب در جوّ

جوّ هیچ گاه کاملاً خشک نیست و بخار آب همیشه در آن وجود دارد، ولی مقدار این بخار متغیر است. در مناطق ساحلی حاره‌ای که هوا خیلی گرم است، غلظت بخار آب تقریباً به ۳٪ از جرم

نمونه‌ای از هوای موجود می‌رسد. برعکس، در بعضی از محلهای خشک، مقدار بخار آب بقدری ناچیز است که اندازه‌گیری آن با اشکال انجام می‌شود.

باید توجه داشت که حتی مقادیر کم بخار آب می‌تواند تغییرات بزرگی در جوّ ایجاد کند و این موضوع تا حد زیادی مربوط به تغییرات ناشی از غلظت بخار آب در تروپسفر است. این تغییرات بویژه در ارتفاع پایینتر از شش کیلومتری رخ می‌دهد که قسمت اعظم بخار آب در آن موجود است. بخار آب پس از وارد شدن در جو به صورت مایع یا جامد در می‌آید و سرانجام به صورت شبنم، شبنم یخ زده، باران ریزه، باران، برف، و تگرگ به سطح زمین باز می‌گردد. به طور کلی، غلظت متوسط بخار آب در جوّ با ارتفاع کاهش می‌یابد اما توزیع بخار آب ممکن است در قسمتی از جوّ معکوس شود.

۱ـ۴ بی‌اکسید کربن

بی‌اکسید کربن (Co_2) در اثر فرایندهایی نظیر تنفس انسان و حیوان و همچنین در اثر سوختن یا فساد مواد کربن‌دار وارد جوّ می‌شود. یکی دیگر از راههای ورود بی‌اکسید کربن به جوّ فعالیتهای آتشفشانی است. مقدار زیادی از بی‌اکسید کربن که از راههای مختلف وارد جوّ می‌شود توسط نباتات از محیط برداشت می‌شود.

در حدود ۹۹٪ بی‌اکسید کربن کره زمین در آبهای اقیانوسها حل می‌شود. حل شدن بی‌اکسید کربن در آب به دمای آب بستگی دارد و، بنابراین، با توجه به تغییرات دمای آب، بی‌اکسید کربن از اقیانوسها خارج یا به آن وارد می‌شود. و به این ترتیب، غلظت بی‌اکسید کربن در جوّ به تغییرات دمای آب اقیانوسها بستگی دارد.

مقدار بی‌اکسید کربن که سالانه وارد جوّ می‌شود یا از آن خارج می‌گردد در حدود یک دهم مقدار کل بی‌اکسید کربن جوّ تخمین زده می‌شود. غلظت بی‌اکسید کربن در نزدیکی سطح زمین متغیر است. در شهرها معمولاً مقدار بی‌اکسید کربن زیاد است ولی در نواحی دور از مناطق صنعتی، در چند متری از سطح زمین، انحرافات غلظت بی‌اکسید کربن از مقداری که در جدول ۱ـ۱ داده شده است نسبتاً کم است. در قسمتهای بالای جوّ، توزیع بی‌اکسیدکربن بمراتب کمتر از توزیع آن در نزدیکی سطح زمین شناخته شده است.

۱ـ۵ ترکیبات ترموسفر

در ارتفاع بالاتر از ۸۰ کیلومتری از سطح دریا گازها کمتر به حالت اختلاط دیده می‌شوند. در این لایه از جوّ، مولکولهای سنگین‌تر بیشتر تحت تاثیر نیروی جاذبه زمین قرار می‌گیرند و، بدین ترتیب،

از سایر مولکولها و اتمها جدا می‌مانند. اتمهای بسیاری از گازهای دیگر به صورت ترکیب شده با هم و به شکل مولکول در این لایه از جوّ باقی نمی‌مانند، زیرا اشعهٔ ماورای بنفش و اشعه ایکس که از خورشید ساطع می‌شود آنها را از هم جدا می‌سازد. به عنوان مثال، در ارتفاع بالاتر از ۸۰ کیلومتری، اتمهای اکسیژن (O) با ارتفاع افزایش می‌یابند و مولکولهای اکسیژن O_2 به صورت دو اتم اکسیژن درمی‌آیند. حتی در ارتفاع ۱۳۰ کیلومتری از سطح دریا نیز دو سوم مولکولهای اکسیژن به اتمهای اکسیژن تجزیه می‌شوند و جدا از هم قرار می‌گیرند. در اثر این فرایند، مولکولهای ازت اجازه می‌دهند تا اتمهای اکسیژن در ارتفاعات بالا استقرار یابند، و سرانجام این فرایند باعث جایگزین شدن اتمهای هیدروژن سبک و اکسیژن اتمی در ارتفاعات بالاتر می‌گردد.

تابش امواج کوتاه که از خورشید ساطع می‌گردد باعث یونیزاسیون می‌شود. در این مورد، در قسمت ۸ـ۱ کتاب علوم زمینی[1] شرح داده شده است. اگر اتم خنثی یک الکترون از دست بدهد به یون مثبت تبدیل می‌شود و، برعکس، اگر اتمی خنثی الکترونی به دست آورد به یون منفی تبدیل می‌گردد؛ این عمل را یونیزه شدن می‌گویند.

یونیزه شدن ممکن است در زیر ارتفاع ۸۰ کیلومتری هم به وقوع بپیوندد، ولی بیشترین غلظت یونها در ترموسفر (لایه چهارم جوّ) دیده می‌شود. در قسمتهای پایین این ناحیه از جوّ، یونهای مثبت و منفی با هم با الکترونهای آزاد و نیز با مولکولها و اتمهای خنثی اختلاط حاصل می‌کنند. در ارتفاعات بالا، پروتونها (اتمهای هیدروژن یونیزه شده) و الکترونهای آزاد بیشتر می‌شود و در این سطوح از جوّ اتمسفر کم ضخامت زمین بتدریج با گازهای بین سیارات ادغام می‌شود.

۶ـ۱ گاز بین سیارات

فضای بین سیّارات منظومه شمسی خلأکامل نیست. اگر چه چگالی مواد بین سیارات فوق‌العاده کم است، این فضا مقداری گازهای داغ و ذرات گرد و خاک در بر دارد. مواد گازی شکل موجود در این نواحی را گاز بین سیارات می‌نامند، زیرا این گازها بین سیارات قرار دارند و بیشتر از پروتونها و الکترونها تشکیل شده‌اند.

مدار حرکت زمین به دور خورشید از گازهای بین سیارات می‌گذرد و به همین دلیل، قسمتهای خارجی جو زمین ممکن است با مواد بسیار رقیق گازهای بین سیارات ادغام شود.

جوّ از نظر عمودی ممکن است بر حسب ترکیباتش، عکس‌العملهای شیمیائی، یونیزه شدن، دما وغیره با ارتفاع طبقه‌بندی شود. در بخش بعد خصوصیات بعضی از این طبقات شرح داده می‌شود.

---

۱) ب.ج. ریتالک، علوم زمینی، ترجمهٔ اردشیر فرهنگ، سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۵۶.

سؤالات فصل ۱

۱) ترکیبات هوای خشک را در زیر ارتفاع ۸۰ کیلومتری به طور مختصر شرح دهید.
۲) بیشتر گازهای جوّ تا ارتفاع ۸۰ کیلومتری از سطح دریا به حال اختلاط کامل باقی می‌مانند. سه مورد استثنا از این قاعده را نام ببرید و عوامل مؤثر در غلظت یکی از این گازها را شرح دهید.
۳) ترکیبات ترموسفر (لایه چهارم) جو را شرح دهید.
۴) فرایندی را که طی آن بی‌اکسید کربن وارد جوّ می‌شود یا از آن خارج می‌گردد توضیح دهید.
۵) اصطلاحات زیر را به طور مختصر شرح دهید:
الف) حدّ فوقانی جو
ب) یونیزه شدن

فصل ۲

تقسیمات عمودی جو زمین

هواشناسان معتقدند که بهتر است جوّ زمین به طور کامل و یکپارچه تجسم شود، زیرا این موضوع به پیش‌بینی حرکات جوّ بسیار کمک می‌کند. امروزه با استفاده از اقمار هواشناسی، راکتها، و وسایل الکترونیکی موفق شده‌اند جو بالای زمین را مورد مطالعه قرار دهند و شبکه ایستگاههای زمینی هواشناسی نیز در سراسر دنیا گسترش پیدا کرده است. گاهی لازم است که منطقه معینی از جوّ مورد مطالعه قرار گیرد که این موضوع در زیر بررسی می‌شود، ولی همواره باید به خاطر داشت حوادث جوی که در یک ناحیه رخ می‌دهند بر قسمتهای دیگر جوّ تأثیر می‌گذارند.

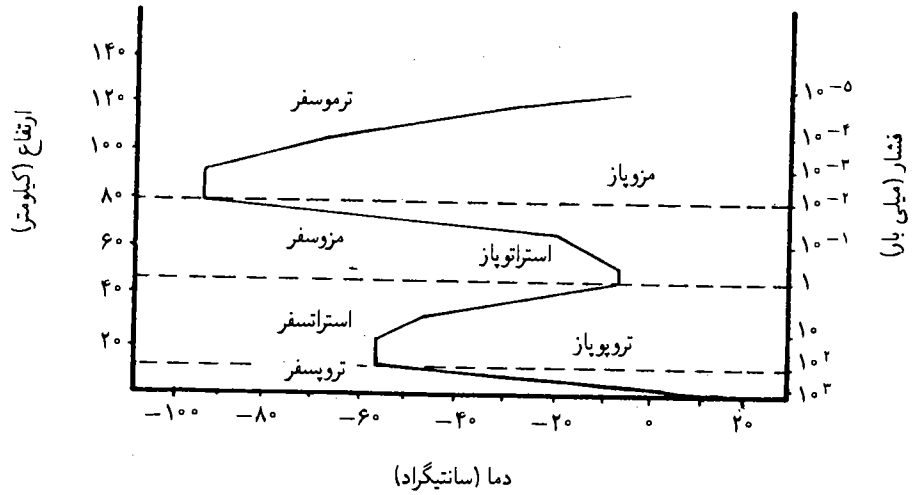
۱ـ۲ تقسیمات عمودی جوّ

در قسمت ۱۱ـ۸ درکتاب علوم زمینی دربارهٔ طبقات جوّ، بر اساس تغییرات دما، به طور مختصر بحث شده است. به طور خلاصه می‌توان گفت که جوّ از چهار لایه کاملاً مشخص تروپسفر، استراتسفر، مزوسفر و ترموسفر تشکیل شده است. شکل (۱ـ۲) نشان می‌دهد که چگونه دما و فشار با ارتفاع تغییر می‌کند.

همان طور که از روی شکل معلوم می‌شود دماهای زیاد نزدیک سطح زمین، در مجاورت استراتوپاز و ناحیه ترموسفر دیده می‌شود. این زیاد بودن دما به تابش خورشید و جذب آن مربوط است. بیشتر تابش خورشیدی توسط سطح زمین جذب می‌شود. بنابراین، تروپسفر از ناحیه زیرین شروع به گرم شدن می‌کند. برعکس، منبع حرارتی استراتسفر در قسمت فوقانی آن واقع است، جایی که اشعهٔ ماورای بنفش توسط اوزون جذب می‌شود. مزوسفر هم از قسمت زیرین گرم می‌شود.

بالاترین دما در لایهٔ ترموسفر و قسمت فوقانی آن اتفاق می‌افتد. و بالاخره، ناحیهٔ بالای لایه ترموسفر با گازهای بین سیارات و گازهای بسیار داغ و کرونای خورشیدی ادغام می‌شود. دماهای بالای نزدیک استراتوپاز و قسمت فوقانی ترموسفر نشان می‌دهد که ذرات با سرعت زیاد در این نواحی حرکت می‌کنند. چگالی جوّ در این ارتفاعات خیلی کم است.

مقدار ذرات هوا در واحد حجم در نزدیکی سطح زمین خیلی زیاد است. بنابراین، انرژی حرارتی



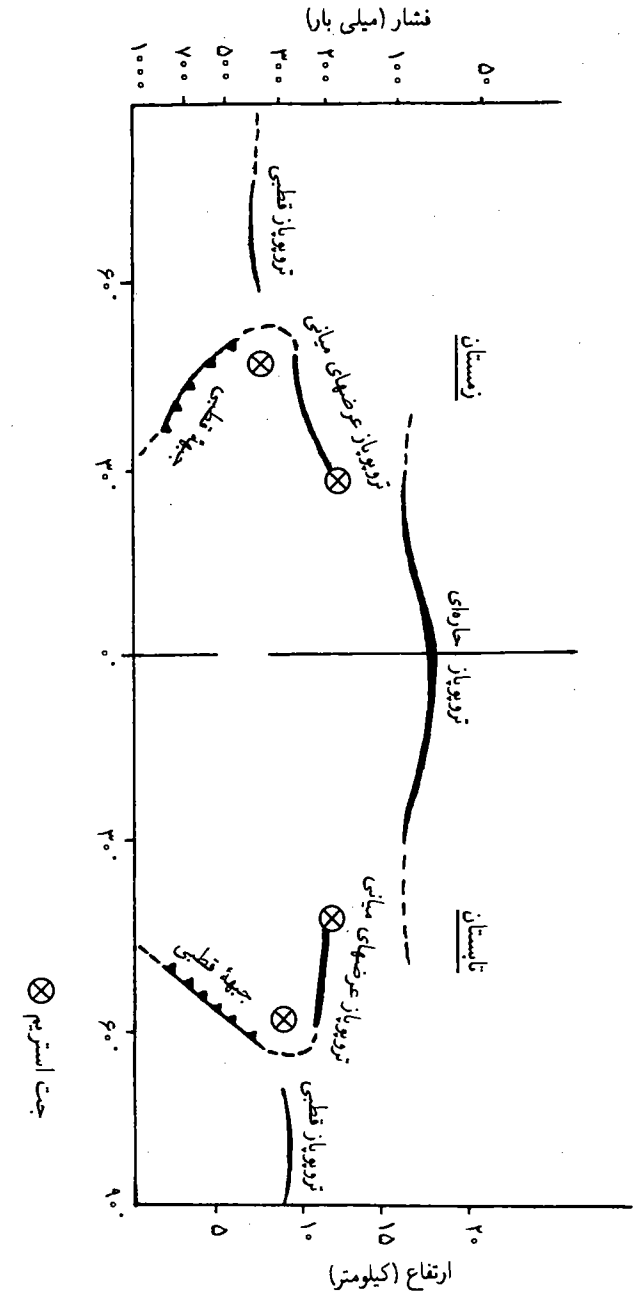
شکل ۱ـ۲: تقسیمات عمودی جو

جوّ به مقدار خیلی زیاد در ناحیه اوّل، یعنی در تروپوسفر متمرکز می‌شود. فشار جوّ عبارت است از نیرویی که گازهای جو در هر ارتفاع به سطح یک سانتیمتر مربع به طور عمودی وارد می‌سازند. شکل ۱ـ۲ نشان می‌دهد که فشار متوسط در نزدیکی سطح دریا در حدود هزار میلی‌بار است.

باید توجه کرد که فشار جو در استراتوپاز، یعنی بالای ناحیه دوّم جوّ، در حدود یک میلی‌بار است و این موضوع نشان می‌دهد که یک هزارم جرم جو در بالای ۵۰ کیلومتری از سطح دریا قرار دارد. در ارتفاعات بالاتر، چگالی جوّ حتی از این هم کمتر می‌شود به طوری که فقط یک میلیونیم جرم جوّ در بالاتر از ۹۰ کیلومتری قرار دارد. وزن ستون هوا در ارتفاع ۹۰ کیلومتری به حدی است که فشار هوا تقریباً یک هزارم میلی‌بار است.

۲ـ۲ تروپسفر

پایین‌ترین لایه جوّ تروپسفر خوانده می‌شود. در این لایه معمولاً دما با ارتفاع کاهش می‌یابد. می‌توان گفت که متوسط میزان کاهش دما در نیمهٔ پایین تروپسفر با ارتفاع ۶ـ۷ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است و در نیمه بالای آن این کاهش دما به ۷ـ۸ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر می‌رسد.



شکل ۲ـ۲: الگوهای تروپوپاز

در بعضی قسمتهای تروپسفر در یک لایه کم عمق، دما گاهی به جای کاهش افزایش می‌یابد که این پدیده را وارونگی دما گویند. سطح بالای تروپسفر تروپوپاز نامیده می‌شود. ارتفاع تروپوپاز در روی زمین تغییر می‌کند و در این سطح گسستگیهایی وجود دارد و یک سطح پیوسته نیست. ارتفاع تروپوپاز در نواحی استوایی، یعنی جایی که دارای عرض جغرافیایی کم است، به ۱۸ کیلومتر هم می‌رسد ولی در عرضهای قطبی ارتفاع تروپوپاز تقریباً ۸ کیلومتر است. بین این دو ناحیه، تروپوپاز در عرضهای میانی دارای شیب است. تروپوپاز در مجاورت جت استریم‌ها قطع می‌شود. گاهی تشخیص دو تروپوپاز در روی نقشه‌های روزانه مشکل است، شکل (۲ـ۲) خصوصیات اصلی تروپوپازها را نشان می‌دهد.

در یک مکان بخصوص، ارتفاع و دمای تروپوپاز ممکن است دارای تغییرات شدید باشد. سیستم هوایی که در حرکت است و ابرهایی که با سیستم حرکت می‌کنند روی زندگی فرد فرد ما تأثیر می‌گذارند و تمام این تأثیرات اغلب در تروپسفر رخ می‌دهد. از آنجا که سیستمهای جوّی موقعیت مکانی خود را مرتباً تغییر می‌دهند، خصوصیات سطح تروپوپاز نسبت به زمان و مکان در حال تغییر است.

دما در تروپسفر به طور مداوم با ارتفاع کاهش می‌یابد تا جایی که به تروپوپاز می‌رسد. از آنجا که ارتفاع تروپوپاز در نواحی استوایی حدّاکثر است، کمترین دما در تروپسفر در مجاورت تروپوپاز استوایی دیده می‌شود. تروپسفر بیشترین جرم جوّ را در بر دارد و در این لایه اغلب جریانهای عمودی، بخار آب، ابر، و پدیده جوّی موجود است. بنابراین، تروپسفر مهمترین قسمتی است که هواشناسان به آن می‌پردازند.

۲ـ۳ استراتوسفر

استراتوسفر لایه بالای تروپسفر است که از تروپوپاز شروع می‌شود و تا ارتفاع ۵۰ـ۵۵ کیلومتری از سطح دریا ادامه می‌یابد. در هر مکانی معین دما به طور کلی تقریباً تا ارتفاع ۲۰ کیلومتری در استراتسفر ثابت می‌ماند، و به سبب آنکه دما کم و بیش در این لایه ثابت است به آن لایهٔ هم دما (ایزوترمال) نیز می‌گویند. بعد از این لایه، دما بکندی تا ارتفاع ۳۲ کیلومتری افزایش می‌یابد و از آن پس افزایش دما با ارتفاع سریعتر است.

در قسمتهای فوقانی استراتوسفر دما اغلب به قدری بالاست که کم و بیش با دمای سطح زمین برابری می‌کند، زیرا اشعهٔ ماورای بنفش که از خورشید ساطع می‌گردد در این ناحیه از جوّ توسط اوزون جذب می‌شود. کمی چگالی هوا در این ارتفاعات باعث می‌شود که تابش خورشیدی به مقدار کمتری از مولکولهای هوا منتقل گردد و، در نتیجه، انرژی جنبشی مولکولها در این ارتفاعات زیاد است و همین امر باعث بالا رفتن دما می‌شود. این انرژی گرمایی توسط حرکات نزولی و

تشعشع مولکولها به لایه‌های پایینی منتقل می‌شود. بنابراین، استراتوسفر در قسمتهای فوقانی دارای منبع حرارتی است، در حالی که منبع حرارتی تروپسفر در قسمتهای زیرین وجود داشت. این امر بدان معناست که استراتوسفر از قسمتهای فوقانی شروع به گرم شدن می‌کند و تروپسفر از سطح زمین گرم می‌شود.

تروپسفر و استراتسفر از نظر شرایط جوّی تفاوتهای فاحش دارند، از جمله آنکه جریانهای عمودی جوّ در استراتسفر خیلی کم دیده می‌شود زیرا در استراتسفر منبع گرما در قسمت فوقانی آن واقع است و هوای سردتر در ارتفاعات پایین‌تر آن وجود دارد. استراتسفر معمولاً بدون ابر است، گرچه ابرهای صدفی[1] گاهی در ارتفاعات بالا، در حدود ۲۰ـ۳۰ کیلومتری از سطح دریا دیده می‌شوند.

۲ـ۴ مزوسفر

در ارتفاع تقریباً ۵۰ کیلومتری دما دیگر زیاد نمی‌شود، این سطح که دما در آن کم و بیش ثابت می‌ماند به استراتوپاز موسوم است و در واقع مزوسفر از همین سطح شروع می‌شود. به طور کلی، دما با ارتفاع در مزوسفر کاهش می‌یابد تا آنکه مقدار آن به ۹۵ـ درجه سانتیگراد یا کمتر از این در ارتفاع تقریباً ۸۰ کیلومتری می‌رسد. در این ارتفاع که مزوپوز نامیده می‌شود، مزوسفر تمام می‌شود.

سطح مزوپوز در واقع انتهای جوّ همگن است. تا این ارتفاع ترکیبات گازی جوّ تقریباً ثابت است، به استثنای مقدار بخار آب و اوزون که تغییراتی در آنها دیده می‌شود. گاهی ناحیه زیر مزوپوز را هموسفر می‌خوانند، بنابراین می‌توان گفت هموسفر از لایه‌های تروپوسفر، استراتوسفر، و مزوسفر تشکیل شده است.

پایین‌ترین دمای جوّ در سطح مزوپوز دیده می‌شود. در عرضهای بالاتر، گاهی ابرهای شب تاب[2] ، با قرار گرفتن خورشید به اندازه ۵ الی ۱۳ درجه زیر افق، نزدیک این سطح دیده می‌شوند. ممکن است این ابرها از ذرات گرد که بخار آب یخ زده آنها را پوشانیده است تشکیل شده باشد.

۲ـ۵ ترموسفر

ترموسفر ناحیه افزایش دما در بالای مزوپوز است. هنگامی که خورشید آرام است ارتفاع این لایه تا ۴۰۰ کیلومتری از سطح دریا می‌رسد و در مواقعی که خورشید فعالیت بیشتری دارد ارتفاع آن

1) Mother of pearl 2) Noctilucent clouds

بیشتر می‌شود و تا حدود ۵۰۰ کیلومتر از سطح دریا گسترش می‌یابد. ترکیبات جوّ به طور قابل ملاحظه‌ای در ترموسفر تغییر می‌یابد. مولکولهای بسیاری از گازها در اثر تابش اشعهٔ ماورای بنفش و اشعه ایکس خورشیدی به اتمهایشان تجزیه می‌شوند.

در این لایه از جوّ تمایل اختلاط بین گازها کم می‌شود و، در اثر تاثیر نیروی جاذبه زمین، مولکولها و اتمهای سنگین‌تر از سایر مولکولها و اتمها جدا می‌شوند. با افزایش ارتفاع از سطح دریا در این ناحیه از جوّ مولکولهای سنگین‌تر ازت به اتمهای اکسیژن و به اتمهای هیدروژن سبک اجازه می‌دهند که به ارتفاعات بالاتر بروند.

یونیزه شدن در این لایه از جوّ اهمیّت فراوان دارد، زیرا یونها و الکترونها می‌توانند آزادانه برای مدّت نسبتاً طولانی در این لایه از جوّ باقی بمانند ولی در لایه مزوسفر این یونها معمولاً در طول روز وجود دارند و در شب کمتر دیده می‌شوند. در فشارهای بیشتر در تروپسفر ترکیب مجدد ذرات مثبت با ذراتی با بار الکتریکی، ساده‌تر به وقوع می‌پیوندد. مناطقی از ترموسفر و مزوسفر که یونیزه شدن در آنها دیده می‌شود به یونوسفر موسوم است. اهمیت یونوسفر بیشتر به این علت است که الکترونهای آن قادرند امواج رادیویی را به زمین منعکس سازند.

۶ـ۲ اگزوسفر

یونوسفر شامل یونها و الکترونهایی است که به طرف خارج از زمین گسترش می‌یابد تا جایی که با گازهای بین سیارات ادغام می‌شود. اهمیّت گازهای خنثی در یونوسفر را نباید نادیده گرفت. در ارتفاع ۱۶۰ کیلومتری از سطح دریا باز هم تقریبا 10^{10} ذره خنثی وجود دارد و این عدد با 10^{5} الکترون در سانتیمتر مکعّب از هوا قابل مقایسه است. حتی در ارتفاع ۱۲۰۰ کیلومتری تعداد ذرات خنثی و الکترونها در یک سانتیمتر مکعّب از هوا با هم تقریباً برابر است.

چگالی جوّ در مزوپوز بسیار پایین است و با افزایش ارتفاع از مزوپوز در ترموسفر چگالی هوا کمتر می‌شود. و بالاخره، در ارتفاع ۵۰۰ ـ ۶۰۰ کیلومتری از سطح دریا چگالی جوّ به قدری کم می‌شود که تصادم بین ذرات خنثی بندرت اتفاق می‌افتد. متوسط پویش آزاد ذرّات خنثی به قدری زیاد است که این ذرّات گاهی شانس آن را پیدا می‌کنند که از جاذبه زمین فرار کنند. این ناحیه از جوّ اگزوسفر خوانده می‌شود.

در اگزوسفر اتمها و مولکولهای خنثی را می‌توان به‌مثابه راکتهای دنباله‌دار یا سفینه‌های دنباله‌دار مینیاتوری مجسم کرد. این راکتهای دنباله‌دار مینیاتوری در حرکتند، گاهی بالا می‌روند، گاهی به عقب برمی‌گردند، تعدادی از آنها وارد مدار زمین می‌شوند، و بعضی از جوّ زمین می‌گریزند و به فضای گازی رقیق بین سیارات می‌پیوندند. این توصیف فقط در مورد ذرّات خنثی در جوّ صادق است. حرکت ذرّات با بار الکتریکی، یونها، و الکترونها توسط میدان مغناطیسی زمین

کنترل می‌شود. در واقع، حتّی در سطحی پایین‌تر از اگزوسفر میدان مغناطیسی زمین قادر است حرکات یونها و الکترونها را کنترل کند.

تاکنون، به طور کلی ترکیبات مختلف جوّ مورد مطالعه قرار گرفت و طبقات تشکیل دهنده آن به طور مختصر شرح داده شد. باید دانست که اغلب ابرها و هوایی که بر زندگی روزانه ما تأثیر می‌گذارند، در لایه اوّل جوّ (تروپسفر) واقع است. بنابراین، در این درس بیشتر به اتفاقات جوّی که در تروپسفر رخ می‌دهند توجه می‌شود.

سؤالات فصل ۲

۱) شکلی بکشید که تغییرات دما را با ارتفاع نشان دهد و در روی همین شکل موقعیت تروپسفر، استراتوسفر، مزوسفر، و ترموسفر را تعیین کنید.
۲) تروپوپازو خصوصیات آن را به طور خلاصه شرح دهید.
۳) تغییرات دما را با ارتفاع در تروپسفر شرح دهید.
۴) مقاله مختصری راجع به خصوصیات حرارتی استراتسفر بنویسید.
۵) دو واژه زیر را به طور مختصر شرح دهید:
الف) اگزوسفر
ب) یونوسفر

فصل ۳

فرایندهای تبادل گرما در جوّ

به هنگام وقوع طوفان در جوّ مقدار زیادی انرژی قابل دسترس پدیدار می‌شود. این نوع انرژی به هنگام عبور جریانهای وسیع هوا از روی قاره‌ها و اقیانوسها مشهود می‌گردد. در عمل، تمام این انرژی عظیم به صورت تابش الکترو مغناطیسی از خورشید به دست می‌آید. مقدار انرژی که از گرمای داخلی زمین و از ستارگان ناشی می‌شود در مقابل تابش الکترو مغناطیسی خورشید ناچیز است.

در این فصل آنچه را که بر روی تابش خورشید هنگام ورود به جوّ زمین انجام می‌شود و همچنین بعضی از فرایندهای تبادل گرما که در سیستم جوّ و زمین اتفّاق می‌افتد بررسی می‌شود.

۱ـ۳ تابش خورشید

درکتاب علوم زمینی در قسمت ۸ـ۸ بیان شده است که تقریباً ۹۹ درصد تابش خورشید در دامنه طول موج ۰/۱۵ـ۴ میکرون قرار دارد. ۹ درصد این تابش را امواج ماورای بنفش، ۴۵ درصد را امواج مرئی، و ۴۶ درصد را امواج مادون قرمز از طیف الکترومغناطیسی تشکیل می‌دهند. به همین جهت، گاهی تابش خورشید را به عنوان تابش امواج کوتاه می‌شناسند. در واقع، به طور میانگین، تقریباً ۴۳ درصد از امواج کوتاه تابش خورشید توسط سطح زمین جذب می‌شود، و بقیهٔ آن به صورت سه فرایند جوّی، جذب، منعکس، و پراکنده می‌شود. بیشتر تابش به صورت امواج ماورای بنفش توسط اوزون در لایه استراتسفر جذب می‌شود. بخار آب تنها گازی است که بیشتر امواج مرئی را جذب می‌کند. ابرها و ذرات گرد و خاک می‌توانند مقادیر متغیری از امواج کوتاه را برحسب شرایط غالب جذب کنند.

در شرایطی که آسمان ابری است، مقدار زیادی از تابش خورشید ممکن است توسط قله ابرها منعکس شود و به فضای خارج برگردد. قسمتی از تابش خورشید هم که به سطح زمین می‌رسد به طرف بالا منعکس می‌گردد. تابش خورشید ممکن است توسط گازها و ذرّات موجود در تمام جهات پراکنده شود، در حالی که بعضی از امواج پراکنده به سطح زمین می‌رسند، قسمتی از

این تابش پراکنده می‌شود و در حد فوقانی جوّ از دست می‌رود. تابش خورشید که به صورت غیرمستقیم به زمین می‌رسد به تشعشع آسمان معروف است. بنابراین، کل تابش که به سطح زمین می‌رسد شامل تابش مستقیم و تشعشع آسمان است که آن را تابش کلی خورشید می‌نامند.

۲ـ۳ تشعشع زمین

تابش امواج کوتاه خورشید، بعد از جذب توسط زمین، به انرژی گرمایی تبدیل می‌شود. متوسط دمای هوا در نزدیک سطح زمین در حدود ۱۵ درجه سانتیگراد است. این دما بمراتب از دمای فتوسفر خورشید که در حدود ۶۰۰۰ درجه سانتیگراد است خیلی کمتر است و، بدین جهت، زمین امواج بلند تشعشع می‌کند که طول موج آنها در دامنهٔ ۴ـ۸۰ میکرون قرار دارد. این تشعشع با دامنه فوق از زمین، تشعشع زمینی خوانده می‌شود.

بیشترین شدت انرژی تشعشعی زمین تقریباً در طول موج ۱۰ میکرون قرار دارد. بنابر این، تشعشع زمینی از نوع مادون قرمز است و جزء امواج مرئی به شمار نمی‌رود و، به همین جهت، تشعشع زمین با امواج تابشی خورشید تفاوت دارد، زیرا حداکثر شدت تابش خورشید در حدود ۰/۵ میکرون در دامنه امواج مرئی قرار دارد.

جذب کننده‌ها و صادرکننده‌های تشعشع با طول موج بلند از سطح زمین اجسامی هستند که فقط مقدار کمی از امواج تابش خورشید را جذب می‌کنند. هر یک از گازهای جوّی جذب کننده انتخابی تشعشع زمینی محسوب می‌شوند، زیرا هر یک از این گازها بعضی از طول موجها را جذب می‌کنند، در عین حال، سایر طول موجها را از خود عبور می‌دهند. به عنوان مثال، گاز اوزون تشعشع مادون قرمز را که به طور متوسط در دامنهٔ ۹/۶ـ۱۵ میکرون قرار دارد جذب می‌کند.

بخار آب و بی‌اکسید کربن از جذب کننده‌های مهم تشعشع زمینی محسوب می‌شوند. در بین گازهای جوّ، بخار آب و بی‌اکسید کربن بیش از دیگر گازها، امواج بلند ساطع شده از سطح زمین را جذب می‌کنند. با وجود این، امواج تشعشعی زمین که در دامنه ۸ـ۱۳ میکرون قرار دارند می‌توانند از بخار آب و بی‌اکسید کربن عبور کنند. این دامنه تشعشع را «دریچهٔ جوّی»[1] می‌گویند.

ابرها جذب کننده‌های مؤثرتری در مقابل امواج بلند تشعشعی زمین محسوب می‌شوند. ابرها مقادیر کمی از امواج تشعشعی زمین را منعکس می‌سازند و، برعکس، در مقابل تابش خورشید منعکس کننده‌اند.

جذب امواج تشعشعی زمین باعث گرم شدن بخار آب، بی‌اکسید کربن، و ابرهای جوّ می‌شود. این اجسام نیز به نوبهٔ خود امواج بلند تشعشع می‌کنند. قسمتی از این انرژی به سطح زمین باز می‌گردد. بنابراین، سطح زمین ضمن جذب امواج کوتاه تابش خورشید، امواج بلند تشعشعی از جوّ

1) Atmospheric Window

را نیز جذب می‌کند.

اگر آسمان کاملاً پوشیده از ابر باشد، قسمتی از تشعشع زمین از راه دریچه جوّی می‌گریزد. قسمتی از تشعشع با طول موج بلند که توسط بخار آب، بی‌اکسید کربن، و ابرها جذب می‌شود مجدداً از همین اجسام به طرف فضای خارج تشعشع می‌شود.

در هنگام شب تابش ورودی خورشید متوقف می‌شود، ولی سایر فرایندها در جوّ ادامه می‌یابد. بنابراین، در شب انرژی به فضا می‌رود و کاهش پیدا می‌کند، برعکس، در روز این انرژی افزایش می‌یابد؛ یعنی انرژی ورودی در روز بیشتر از خروجی و در شب برعکس است.

۳ـ۳ سایر فرایندهای تبادل گرما

تبادل گرما بین سطح زمین و جوّ تنها از طریق تشعشع اتفاق نمی‌افتد، بلکه به صورت هدایت و جابجایی عمودی نیز انجام می‌شود.

در فرایند تبادل به صورت هدایت[۲] گرما، بدون انتقال ماده، از جسم گرمتر به جسم سردتر منتقل می‌شود. عمل هدایت به وسیلهٔ برخورد مولکولی رخ می‌دهد که طی آن مولکولهای با دمای بیشتر، سریع حرکت می‌کنند و در اثر برخورد باعث شتاب مولکولهای سردتر می‌شوند.

گازها هدایت کننده‌هایی ضعیف برای گرما هستند. بنابراین، عمل هدایت فقط برای انتقال گرما در لایه فوق‌العاده نازک جوّ که به طور مستقیم با سطح زمین در تماس است انجام می‌پذیرد. معمولاً این لایهٔ هدایت کننده گرما فقط چند سانتیمتر ضخامت دارد و در بالای این لایه انتقال گرما به وسیله هدایت ناچیز و قابل صرف‌نظر کردن است.

در قسمت ۱ـ۹ کتاب علوم زمینی توضیح داده شده است که جابه‌جایی عمودی (همرفتی)[۳] یکی از مهمترین روش‌های انتقال انرژی گرمایی در جوّ است. در این فرایند توده حامل خود از مکانی به مکان دیگر منتقل می‌شود. اختلاف فشار در جوّ ناشی از گرم شدن هواست. هوای گرم وادار به صعود می‌شود و هوای سرد نشست می‌کند و در سطوح پایین‌تر جایگزین هوای گرم می‌شود. بنابراین، جریانهای جابه‌جایی عمودی انجام می‌شود و هوا به طور کامل اختلاط حاصل می‌کند.

هواشناسان بین گرمای محسوس که قابل حس کردن است و گرمای نهان که به طور مستقیم حس نمی‌شود تفاوت قائل می‌شوند. گرمای نهان یا گرمای مخفی عبارت است از گرمای مورد نیاز جسم هنگامی که جسم، از حالت جامد به مایع یا از حالت مایع به صورت گاز درمی‌آید، بدون آنکه دمای آن تغییر کند. توضیح بیشتر در این مورد در قسمت ۸ـ۷ کتاب علوم زمینی بیان شده است.

جریانهای جابه‌جایی عمودی در جوّ نه تنها گرمای محسوس را به طرف بالا انتقال می‌دهند،

2) Conduction 3) Convection

بلکه باعث انتقال گرمای نهان ذخیره شده بخار آب نیز می‌شوند. هنگامی که آب، به صورت بخار، از سطح زمین خارج می‌شود، این گرمای نهان وارد جوّ می‌شود و هنگامی که بخار آب به صورت ابرها متراکم می‌گردد، گرمای نهان در سطوح فوقانی جوّ آزاد می‌شود.

۴ـ۳ بودجه انرژی جوّ

درکتاب علوم زمینی گفته شده که متوسط دمای هوای سطح زمین در حدود ۱۵ درجه سانتیگراد است و در طول چند قرن گذشته ثابت مانده است. بنابراین، بین مقادیر انرژی ساطع شده و انرژی دریافتی تعادل تشعشعی برقرار است.

به طور میانگین در حدود ۶۵ درصد از تابش خورشید به هنگام ورود توسط سطح زمین و جوّ آن جذب می‌شود. این مقدار انرژی تبدیل به انرژی گرمایی می‌شود و باعث افزایش دمای سطح زمین و جوّ آن می‌گردد. تابش خورشید انرژی لازم را برای گردش عمومی جوّ و اقیانوسها فراهم می‌کند. این انرژی از بین نمی‌رود، بلکه سرانجام به صورت انرژی جنبشی ذرات متحرک تغییر می‌یابد. در واقع، انرژی خورشیدی ممکن است چندین بار در موقع فرایندهای تبادل گرما بین سطح زمین و جوّ آن تغییر شکل یابد. این تغییر شکل انرژی در قسمت پیش مورد بحث قرار گرفت.

با وجود این، سرانجام انرژی خورشیدی جذب شده توسط سیستم زمین و جوّ مجدداً به طرف فضای خارج تشعشع می‌شود. انرژی صادر شده از این سیستم درست به همان میزانی است که دریافت کرده است، به طوری که سیستم می‌تواند تعادل تشعشعی خود را حفظ کند.

در قسمت ۱۲ـ۸ کتاب علوم زمینی بیان شده است که این تعادل تشعشعی در بیشتر عرضهای جغرافیایی صادق نیست. در عرضهای جغرافیایی بین °ـ۳۵ درجه در هر دو نیم کره انرژی بیشتری جذب و انرژی کمتری به فضای خارج تشعشع می‌شود و، به علّت جذب بیشتر از تشعشع، افزایش انرژی زیادی در این نواحی موجود است و متقابلاً کمبود انرژی در نواحی بین عرضهای جغرافیایی ۳۵ درجه و دو قطب وجود دارد.

هواشناسان دمای متوسط را در شرایطی که تبادل گرمایی بین عرضهای جغرافیایی وجود نداشته است، محاسبه کرده و دریافته‌اند که در این شرایط گرادیان شدید دمایی بین استوا و دو قطب به وجود می‌آید. ولی عملاً چنین گرادیانی وجود ندارد و مقدار گرادیان واقعی از مقدار محاسبه شده بمراتب کمتر است. علت این امر آن است که گرما به صورت موثر از مدارهای جغرافیایی از عرضهای کمتر به طرف عرضهای بالاتر انتقال می‌یابد. و این انتقال انرژی توسط جوّ و آب اقیانوسها، هر دو، انجام می‌شود. این انتقال نصف‌النهاری انرژی به حرکات پیچکی در مقیاس بزرگ (پر فشارها و کم فشارها) در منطقه، جایی که گرادیان افقی شدید دما استقرار پیدا می‌کند، گسترش می‌یابد و به تشکیل این حرکات کمک می‌کند. جریانهای اقیانوس نیز مقداری انرژی از مناطق حاره به طرف

دو قطب حمل می‌کند.

۳ـ۵ تاثیر تابش خورشید در سطح زمین

هنگامی که تابش خورشید به سطح زمین می‌رسد، از جهات مختلف تحت تأثیر قرار می‌گیرد. میزان تغییرات تقریباً از انعکاس کلی تا جذب کلی تغییر می‌کند. این تأثیرات به طور کلی به جنس سطح دریافت کننده انرژی تابشی بستگی دارد.

آلبیدو سطح عبارت است از نسبت مقدار تشعشع کلی خورشیدی منعکس شده توسط سطح مورد نظر به مقدار تابش کلی رسیده به آن سطح.

$$\text{آلبیدو (سطح مربوط)} = \frac{\text{تشعشع کلی منعکس شده توسط سطح}}{\text{تابش کلی رسیده به سطح}}$$

مقدار زیادی از تابشی که بر سطح برف می‌رسد منعکس می‌شود. آلبیدو سطوح برفی، برای برفهای سرد وتازه بیش از ۰/۸ است و برای سطوح برفهای کهنه و کثیف به حدود ۰/۵۰ می‌رسد.

آلبیدو بیشتر سطوح خشکی معمولی، نظیر جنگلها، زمینهای علفی، مزارع شخم زده، و بیابانهای صخره‌ای در حدود بین ۰/۱۰ تا ۰/۲۰ است. از طرف دیگر، مقادیر آلبیدو شن و ماسه خشک در حدود ۰/۳۰ و برای جنگلهای انبوه در حدود ۰/۰۵ می‌باشد.

در صورتی که زاویه ارتفاع خورشید بالا باشد، سطح آب، قسمت زیادی از تابش ورودی را جذب می‌کند و، برعکس، اگر زاویه ارتفاع خورشید در آسمان پایین باشد سطح آب بیشتر تابش خورشید را منعکس می‌سازد.

۳ـ۶ تفاوت دمای سطوح دریا و خشکی

مقدار جذب تابش خورشید توسط سطح زمین متفاوت است و، به همین دلیل، میزان افزایش دما هم در نقاط مختلف متغیّر می‌باشد. این تغییرات تا حدّی به عمق نفوذ گرما بستگی دارد و تا حدودی هم به گرمای ویژه جسم مربوط می‌شود.

گرمای ویژه جسم عبارت است از گرمای لازم برای آنکه دمای واحد جرم جسم به اندازه یک درجه سانتیگراد افزایش یابد. به استثنای هیدروژن، آب دارای بیشترین گرمای ویژه در میان اجسام است. مقدار نسبتاً زیادی از انرژی گرمایی لازم است تا دمای واحد جرم آب را یک درجه سانتیگراد بالا ببرد.

شن و ماسه، بسته به رنگی که دارند، مقادیر متفاوتی از انرژی تابشی را جذب می‌کنند. گرمای

ویژه شن پایین است و هنگامی که گرما به آن داده می‌شود دمای آن خیلی سریع افزایش می‌یابد. علاوه بر این، شن هدایت کننده‌ای ضعیف است و فقط لایهٔ نازکی از شن انرژی تابشی خورشید را جذب می‌کند. در نتیجه، در روز دمای سطح شن به مقدار زیادی افزایش می‌یابد. در شب انرژی تابشی ورودی خورشید متوقف می‌شود و شن انرژی جذب شده را تشعشع می‌کند. بنابراین، در شب، شن بسرعت سرد می‌شود و دمای آن از سطوح دیگر پایین‌تر می‌آید. سطوح شنی تحت تأثیر بیشترین تغییرات دمایی در شبانه روز واقع می‌شود. هنگام تابش انرژی ورودی خورشید به سطوح صخره‌ای و سایر سطوح خشکی نیز اثراتی مشابه سطوح شنی پدید می‌آید.

هنگامی که زاویه ارتفاع خورشید در آسمان بالاست، آب قسمت زیادی از تابش ورودی خورشید را جذب می‌کند و به علت بالا بودن گرمای ویژهٔ آب، دمای آن بکندی افزایش می‌یابد. مقداری از تابش خورشید بداخل آب تا عمق چند متر نفوذ می‌کند، اما اختلاط لایه‌های آب هر گونه تغییرات دما را تا عمق قابل ملاحظه‌ای در سراسر آب گسترش می‌دهد. علاوه بر این، مقداری از انرژی گرمایی که آب به دست می‌آورد تبدیل به گرمای نهان در فرایند تبخیر می‌گردد. به همین دلیل، در روز، دمای آب دریا به اندازه دمای سطح خشکی افزایش نمی‌یابد. در شب که تابش خورشید متوقف می‌شود و گرما در اثر تشعشع از دست می‌رود، مقدار زیادی از انرژی گرمایی ذخیره شده در زیر سطح آب باعث می‌شود که دمای سطح آب خیلی کم تغییر یابد. پس دامنه تغییرات دمای سطح آب بین شب و روز خیلی کوچک است.

دمای سطح زمین به طور غیرمستقیم بر دمای گازهای جوّ اثر می‌گذارد. در زندگی روزمرّه، بشر با دمای هوایی که در آن فعالیت می‌کند سروکار دارد. در این مورد در فصل بعد بیشتر بحث می‌شود.

سؤالات فصل ۳

۱) اصطلاحات جذب، انعکاس، و پراکندگی تابش خورشید توسط جوّ را توضیح دهید.
۲) منظور از تشعشع زمینی چیست؟ چگونه این تشعشع تحت تاثیر جو زمین قرار می‌گیرد؟
۳) فرق بین گرمای محسوس و گرمای نهان چیست؟ در مورد انتقال گرما از سطح آب به ناحیه‌ای از جوّ که ابرها تشکیل می‌شوند توضیح دهید.
۴) واژه‌های زیر را به طور خلاصه تعریف کنید:
الف) آلبیدو
ب) دریچه جوّی
۵) تغییرات شبانه روزی دما را در حالات زیر توضیح دهید:
الف) آب اقیانوس
ب) زمینهای بیابانی

فصل ۴

دمای هوا

تصور ما از دما بر احساسمان استوار است، بدین معنی که گرمی یا سردی یک جسم به احساسی که در اثر تماس با جسم پدید می‌آید بستگی دارد.

دمای جسم عاملی است که توانایی انتقال یا دریافت گرما از سایر اجسام توسط آن تعیین می‌شود. در سیستمی مرکب از دو جسم، جسمی که به جسم دیگر گرما می‌دهد دارای دمای بالاتری است.

موضوع اصلی در این فصل دمای هواست که ابتدا دربارهٔ اندازه‌گیری دما و سپس تغییرات آن بر حسب زمان و مکان بحث می‌شود.

۴ـ۱ اصول اساسی اندازه‌گیری دما

با پیشرفت روشهای علمی، اندازه‌گیری دقیق دما امکانپذیر شده است. چنانچه دمای جسمی افزایش یابد، بعضی تغییرات فیزیکی در آن پدید می‌آید، از جمله، تغییرات در اجسام جامد، مایع، و گاز را می‌توان نام برد. تغییر حالت نیز اتفاق می‌افتد، مثلاً جامدات ذوب می‌شوند و مایعات به جوش می‌آیند.

دماسنج دستگاهی است که دما را اندازه‌گیری می‌کند. بسیاری از خصوصیات فیزیکی جسم در ساخت دماسنجها به کار رفته است. از جمله این خصوصیات می‌توان به کارگیری انبساط جامدات، مایعات، گازها، و تغییر مقاومت الکتریکی با دما را نام برد.

ابزار اندازه‌گیری دماهای زیاد پیرومتر نامیده می‌شود. به عنوان مثال، یکی از انواع پیرومتر، پیرومتر تابشی است که با گرمای تشعشعی صادر شده از جسم داغ در ارتباط است. پیرومتر دارای این مزیت است که با جسم داغی که دمای آن اندازه‌گیری می‌شود، در تماس مستقیم قرار ندارد.

باید توجه داشت که دما دارای بعد نیست و نمی‌توان آن را مانند طول اندازه‌گیری کرد. اگر جسمی ۱۵ متر طول داشته باشد می‌توان واحد طول را ۱۵ بار در آن گنجانید اما در مورد دما چنین واحدی وجود ندارد.

تحت شرایط فیزیکی معیّن می‌توان دو نقطه با دمای ثابت را در بعضی از اجسام مشخص کرد، به طوری که اگر همان شرایط فیزیکی معین مجدداً ایجاد شود، همان دو نقطه با دمای ثابت به دست آید. با در نظر گرفتن دو نقطه ثابت و نسبت دادن اعدادی به دمای این نقاط و با تقسیمات عددی مشخص بین دمای همین نقاط ثابت، مقیاس دما مشخص می‌شود.

در مورد واحد دما باید دانست که ۲۰ درجه سانتیگراد، دو برابر ۱۰ درجه سانتیگراد نیست. یعنی ۱۰ درجه سانتیگراد و ۲۰ درجه سانتیگراد با تقسیمات دهم و بیستم مقیاس سانتیگراد بین نقاط ثابت تطبیق دارند.

۲ـ۴ مقیاسهای دمای سانتیگراد و فارنهایت

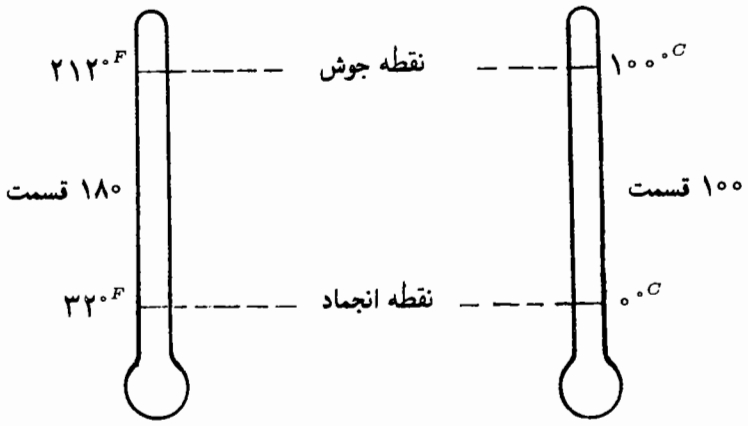
مقیاس عملی دما بر نقاط ثابت بنا شده است. این نقاط ثابتند و به آسانی می‌توان به دمای آنها دسترسی پیدا کرد. دو نقطه ثابت که مورد موافقت بین‌المللی واقع شده است نقطه ذوب یخ و نقطه بخار آب است.

نقطه ذوب یخ دمایی است که در آن تحت فشار خارجی به مقدار یک جوّ استاندارد یا یک جوّ نرمال یخ خالص ذوب می‌شود. این فشار برابر وزن ستونی از جیوه به ارتفاع ۷۶ سانتیمتر است که معادل ۱۰۱۳/۲۵۰ میلی بار می‌شود. نقطه ذوب یخ مربوط به نقطه ثابت اساسی است که به عنوان نقطه سه گانه آب خالص شناخته شده و در قسمت ۴ـ۴ مورد بحث قرار می‌گیرد. نقطه بخار دمایی است که آب خالص تحت فشار خارجی به مقدار یک جوّ استاندارد به جوش می‌آید.

دو مقیاسی که در اندازه‌گیری دما به کار می‌روند عبارتند از سیلسیوس یا سانتیگراد، و فارنهایت. در مقیاس سانتیگراد نقطهٔ ذوب یخ برابر صفر درجه سانتیگراد و نقطه بخار برابر ۱۰۰ درجه سانتیگراد در نظر گرفته شده است و در مقیاس فارنهایت نقطه ذوب یخ را با ۳۲ درجه فارنهایت و نقطه بخار را با ۲۱۲ درجه فارنهایت نشان می‌دهند.

باید توجه داشت که در تقسیم بندی فارنهایت فاصله بین نقطه یخ و نقطه بخار به ۱۸۰ قسمت تقسیم شده حال آنکه همین فاصله در مقیاس سانتیگراد به ۱۰۰ قسمت مساوی تقسیم شده است. بنابراین، $\frac{۱۸۰}{۱۰۰}$ یا $\frac{۹}{۵}$ درجه فارنهایت معادل یک درجه سانتیگراد است. و علاوه بر این عددی که به نقطهٔ ذوب یخ در مقیاس فارنهایت تخصیص داده شده است به اندازهٔ ۳۲ واحد از مقیاس سانتیگراد برای همین نقطه بزرگتر است.

رابطه بین دو مقیاس در شکل (۱ـ۴) نشان داده شده است.



شکل ۱ـ۴: مقیاسهای دما

۴ـ۳ تبدیل مقیاسهای دما

برای تبدیل دمای سانتیگراد به دمای فارنهایت می‌توان از فرمول زیر استفاده کرد:

$$F = \frac{۹}{۵} C + ۳۲ \qquad \text{فرمول (۱ـ۴)}$$

در این فرمول F، دما برحسب درجه فارنهایت و C، دما بر حسب درجه سانتیگراد است.

به عنوان مثال می‌توان ۲۰ درجه سانتیگراد را به درجه فارنهایت تبدیل کرد. با استفاده از فرمول (۱ـ۴) می‌توان نوشت: $F = \frac{۹}{۵} \times ۲۰ + ۳۲ = ۶۸$ پس ۲۰ درجه سانتیگراد معادل ۶۸ درجه فارنهایت است.

چنانچه دما برحسب درجه فارنهایت در دست باشد می‌توان آن را به درجه سانتیگراد تبدیل کرد. با استفاده از فرمول (۱ـ۴) می‌توان فرمول ۲ـ۴ را نوشت:

$$C = \frac{۵}{۹} (F - ۳۲) \qquad \text{فرمول (۲ـ۴)}$$

اکنون می‌توان ۹۵ درجه فارنهایت را بر حسب درجه سانتیگراد محاسبه کرد. با استفاده از (۲ـ۴):

$$C = \frac{۵}{۹} (۹۵ - ۳۲) = \frac{۵}{۹} \times ۶۳ = ۳۵$$

بنابراین، ۹۵ درجه فارنهایت معادل ۳۵ درجه سانتیگراد است.

۴ـ۴ مقیاس دمای کلوین

در کارهای علمی مقیاس کلوین فراوان مورد استفاده قرار می‌گیرد. این مقیاس با مقیاس دمای سانتیگراد رابطه‌ای به صورت زیر دارد.

$$K = ۲۷۳/۱۵ + C \qquad \text{فرمول (۳ـ۴)}$$

در این فرمول K، دما بر حسب کلوین است.

به عنوان مثال ۲۰ درجه سانتیگراد با استفاده از فرمول (۳ـ۴) معادل ۲۹۳/۱۵ درجه کلوین می‌شود. مقیاس دمای کلوین مقیاس مطلق دما نیز نامیده می‌شود.

نقطه ثابت اساسی مقیاس دمای کلوین نقطه سه گانه آب خالص است و آن دمایی است که سه حالت جامد، مایع، و بخار آب خالص در حال تعادل با یکدیگر دیده می‌شوند. دمای این نقطه ثابت در مقیاس کلوین برابر ۲۷۳/۱۶ است که به اندازهٔ ۰/۰۱ درجه کلوین از نقطه یخ بالاتر است.

۵ـ۴ فرایندهای فیزیکی مورد استفاده در دماسنجی

بعضی از اصولی که بر مبنای اثرات تغییرات دما در دماسنجی به کار می‌رود به قرار زیر است:

الف) انبساط مایع در محفظه شیشه‌ای.

ب) انبساط مایع در محفظه بسته، که موجب افزایش فشار می‌شود.

ج) ایجاد اختلاف پتانسیل در محل اتصال دو فلز غیر همجنس (ترموکوپل).

د) افزایش پیچش یک نوار فلزی که شامل دو فلز غیر همجنس است، به طوری که در جهت طولی به یکدیگر متصل شده‌اند (دماسنج بی‌متال).

ه) تغییر در مقاومت الکتریکی سیم پلاتین.

و) تغییر در مقاومت الکتریکی مخلوط خاص شیمیایی (ترمیستور)

بعضی از این اثرات در دمانگارها هم مورد استفاده قرار می‌گیرد. دمانگار در واقع دماسنجی است که پیوسته دما را به طور خودکار ثبت می‌کند.

۶ـ۴ اصول طرح دماسنجها

در این قسمت به شرح کامل طرح بعضی از انواع دماسنجها می‌پردازیم.

الف) دماسنجهای مایعی با محفظه شیشه‌ای

مایعات متداول که در این نوع دماسنجها به کار می‌رود معمولاً الکل اتیلیک یا جیوه است جیوه فقط تا حدود دمای ۳۶ـ درجه سانتیگراد که نزدیک به نقطه انجماد آن است می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد و برای دماهای پایین‌تر از این مقدار مناسب‌ترین مایع، الکل اتیلیک خالص است.

دماسنج دارای یک لوله شیشه‌ای با قطر داخلی کوچک است که مایع از مخزن کروی یا استوانه‌ای شکل آن بالا می‌آید. بالاترین سطح مایع در داخل لوله دما را نشان می‌دهد. دماسنجهای مایعی با محفظه شیشه‌ای مخصوصی درست شده است که می‌تواند دمای حداکثر (بیشینه) و دمای حداقل (کمینه) را نشان دهد.

ب) دماسنجهای مایعی با محفظه فلزی

این نوع دماسنجها در واقع فشار را اندازه‌گیری می‌کنند و واحد نشان دهنده آنها براساس دما مدرج شده است. از این نوع دماسنجها معمولاً برای اندازه‌گیری دما در اتومبیلها استفاده می‌شود.

اصول طرح دماسنجها برای ساختن بعضی از دمانگارها نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این دمانگارها قلمی نصب شده است که نوک آن دما را در عرض نقشه‌ای که روی طبله‌ای به شکل استوانهٔ گردان حرکت می‌کند ثبت می‌کند.

ج) ترموکوپل

ترموکوپل شامل دو سیم مختلف فلزی است که در دو انتها به هم متصل شده‌اند. اگر تفاوت دما بین دو اتصال به وجود آید نیروی الکتریکی ایجاد می‌شود. با مدرج ساختن ولت متر به طریق خاص می‌توان تفاوت دما بین دو اتصال را اندازه‌گیری کرد.

ترموکوپل در بسیاری موارد به عنوان پیرومتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. از این نوع دماسنج بیشتر برای اندازه‌گیری دماهای زیاد استفاده می‌شود، ولی در مواردی خاص می‌توان در اندازه‌گیری دماهای پایین هم از آنها استفاده کرد.

د) دماسنجهای دو فلزی (بی‌متال)

دو نوار فلزی با ضرایب انبساط طولی مختلف، که یکی یا هردوی آنها از آلیاژی خاص تهیه شده باشند، در نظر می‌گیرند بطوریکه ممکن است یکی از این دو فلز و یا هردوی آنها را خیلی محکم در روی سطوح مسطح شان به یکدیگر متصل می‌کنند. هنگامی که دما تغییر می‌کند یکی از این نوارها از دیگری طویلتر می‌شود انحنایی در نوار ترکیب شده از دو فلز ایجاد می‌کند، به طوری که فلز طویل‌تر شده در قسمت بیرونی انحنا قرار می‌گیرد.

نوار دو فلزی ممکن است به شکل مارپیچ (کوئیل) هم پیچیده شود. در این صورت، نوار داخلی باید از فلزی ساخته شود که سریع‌تر منبسط گردد. در این حالت، با ازدیاد دما مارپیچ باز می‌شود و حرکت ایجاد شده توسط سیستم ساده اهرمی متصل به مارپیچ تقویت می‌گردد و به وسیلهٔ عقربه‌ای دمای مربوط را نشان می‌دهد.

این روش معمولاً در ساخت دمانگارها برای ثبت مداوم دما به کار می‌رود.

ه) دماسنجهای با مقاومت پلاتینی

اصول ساخت این دستگاه بر مبنای تغییر مقاومت الکتریکی سیم پلاتینی در اثر تغییر دما استوار است. در این سیستم یک باطری تعبیه شده است که موجب ایجاد جریان الکتریکی در داخل مقاومت می‌شود. با اندازه‌گیری این جریان می‌توان میزان دما را اندازه‌گیری کرد. همچنین می‌توان دستگاه را طوری طرح‌ریزی کرد که پیوسته دما را ثبت کند، در این صورت دستگاه را دمانگار می‌خوانند.

دماسنج با مقاومت پلاتینی دستگاه فوق‌العاده دقیقی است. این نوع دماسنج می‌تواند دامنه وسیعی از دما را اندازه‌گیری کند.

و) ترمیستور

مواد شیمیایی مخصوصی وجود دارند که مقاومت الکتریکی آنها به طور محسوسی با تغییرات دما تغییر می‌کند. نحوه تغییرات به گونه‌ای است که با افزایش دما میزان مقاومت کم می‌شود.

از ترمیستورهای کوچک و مقاوم اغلب در ساختن رادیو سوندها استفاده می‌شود. رادیو سوند دستگاهی است که توسط بالُن در هوای آزاد رها می‌شود تا دمای هوای سطوح فوقانی جوّ را اندازه‌گیری کند. با صعود بالن و دستگاه رادیو سوند همراه آن، همچنانکه دمای هوا با ارتفاع تغییر می‌کند در مقاومت مدار الکتریکی نیز تغییراتی به وجود می‌آید و، در نتیجه، سیگنالهای انتقالی روی دستگاه گیرنده در سطح زمین هم تغییر می‌کنند. این تغییرات که به صورت پیوسته انجام می‌شود، روی نقشه‌ای ثبت می‌گردد. با این وسیله می‌توان دمای هوا را تا ارتفاع تقریباً ۳۰ کیلومتری در سطوح مختلف اندازه‌گیری کرد.

۴ـ۷ اندازه‌گیری دمای هوا

دماسنج یا دمانگار، دمای واحد حساس خود را در مقابل گرما نشان می‌دهد. این دما ممکن است از دمای واقعی هوا، که اندازه‌گیری آن مورد نظر است، متفاوت باشد. به عنوان مثال، گرما به صورت تشعشع از هوا عبور می‌کند، بدون آنکه بر دمای آن اثری بگذارد، ولی همین تشعشع به وسیله بدنه دماسنج جذب می‌شود.

باید به طور یقین اطمینان حاصل کرد که دمای اندازه‌گیری شده معادل دمای هوای احاطه کننده دماسنج است، زیرا امکان دارد هوا در اثر برخورد، قبل از رسیدن به دماسنج گرم شود. در این صورت دمای اندازه‌گیری شده نمی‌تواند دمای هوای آزاد باشد.

۴ـ۸ دمای هوای سطح زمین

در هواشناسی منظور از دمای هوای سطح زمین[1] دمای هوای آزادی است که در ارتفاع ۱/۲۵ـ۲ متری از سطح زمین قرار دارد. عموماً این دمایی است که بشر در زندگی روی سطح زمین با آن سرو کار دارد. دمای هوا که در ارتفاع فوق‌الذکر اندازه‌گیری می‌شود با دمای هوا در سطح زیرین به طور قابل ملاحظه‌ای تفاوت دارد. در یک روز گرم آفتابی دمای زمین ممکن است کمی بیشتر از دمای اندازه‌گیری شده هوا در سطح زمین باشد. برعکس، دمای زمین در یک شب سرد و یخبندان بمراتب کمتر از دمای اندازه‌گیری‌شدهٔ هواست.

۴ـ۹ محل قرار دادن دماسنج

برای آنکه عدد خوانده شده از روی دماسنج نشان دهنده دمای واقعی هوا باشد، باید دماسنجها از تابش خورشید و تشعشع آسمان و زمین و اجسام اطراف خود مصون باشد. علاوه بر این، باید توجه داشت که جریان هوا با تهویه کافی از روی دماسنجها عبور کند تا دمای اندازه‌گیری شده بتواند دمای هوای آزاد را نشان دهد. به این منظور دو روش به کار می‌رود:

الف) پناهگاه دماسنج با تهویه کامل طبیعی.

ب) روکش فلزی درخشنده همراه با تهویه مصنوعی.

در هر حال، دستگاه باید در موقعیتی نصب گردد که اندازه‌گیری انجام شده با اطمینان نشاندهنده دمای هوای آزاد در گردش آن محل باشد. دمای هوا نباید تحت تأثیر شرایط غیرطبیعی نظیر ساختمانهای بزرگ، سطوح شنی، سیمانی، سنگی، یا پوشیده از قیر باشد. چمن منطقه‌ای که دستگاهها در آن نصب می‌شوند باید تا حد ممکن کوتاه باشد. اگر زمین محوطه برای روییدن چمن مساعد نیست باید محوطه طوری انتخاب شود که سطح طبیعی زمین را در محل نشان دهد. شرح کامل ابزار مورد نیاز برای ایجاد پناهگاه دماسنج و دماسنجهای پوششی با تهویه مصنوعی، و چگونگی دیده‌بانیهای عملی در یکی از نشریات سازمان هواشناسی جهانی[2] بیان شده است.

۴ـ۱۰ تغییرات شبانه روزی دمای سطح زمین

تغییرات شبانه روزی دما در دریا بمراتب کمتر از تغییرات آن بر سطح خشکی است. تغییرات شبانه روزی سطح دریا معمولاً از یک درجه سانتیگراد کمتر است. دمای هوای نزدیک سطح آب در شرایط آرام تقریباً یکنواخت است. اما در نواحی بیابانی روی قاره‌ها، دمای سطح زمین ممکن

1) Surface Air Temperature 2) W.M.O.No.8TP3

است بین شب و روز تا ۲۰ درجه سانتیگراد تغییر کند. تغییرات شبانه روزی دمای نزدیک سواحل به مقدار زیاد بستگی به جهت وزش باد دارد، بدین معنی که اگر جریان هوا از خشکی به طرف دریا باشد تغییرات دما زیاد است و چنانچه جریان از طرف دریا به ساحل باشد دامنه تغییرات کم می‌شود. نسیم دریا و خشکی محلی هم دامنهٔ تغییرات دما را کم می‌کند.

به طور کلی، در هوای آرام و بدون باد، دامنه تغییرات دما بیشتر از سایر مواقع است، و اگر هوا همراه با باد باشد، اختلاط در لایه‌ای عمیق‌تر اتفاق می‌افتد و دامنهٔ تغییرات شبانه‌روزی کم می‌شود. در واقع، در هوای نا آرام گرمای کسب شده در روز و همچنین گرمای از دست رفته در شب بین مولکولهای بیشتری از گازهای جوّ تقسیم می‌شود و، در نتیجه، دامنه تغییرات دما در یک روزِ همراه با وزش باد ممکن است تقلیل یابد.

ابرناکی[3] باعث می‌شود که دامنه تغییرات دمای روزانه در هر مکانی تقلیل یابد. در هنگام روز، ابر فقط مقدار کمی از تابش خورشید را جذب می‌کند یا از خود عبور می‌دهد و قسمت عظیمی از تابش خورشید به سطح زمین نمی‌رسد، زیرا به وسیله ابرها منعکس می‌شود و به فضا برمی‌گردد. برعکس، در شب ابرها امواج بلند تشعشع شده از سطح زمین را که به طرف بالا انجام می‌شود جذب می‌کنند و مجدداً آنها را به طرف زمین بازمی‌گردانند. بدین طریق، ابرها نظیر درپوشی عمل می‌کنند که گرمای سطح زمین را حفظ می‌کند. بنابراین، دامنه تغییرات شبانه‌روزی دما در شرایطی که آسمان ابری است بطور نسبی کم است.

جنس سطح و توانایی هدایت گرما به سطح زیرین یا از سطح زیرین نیز در دامنهٔ تغییرات شبانه‌روزی دمای هوا موثر است.

وضعیت محوطه اطراف نیز حایز اهمیت است زیرا دمای هوا در یک مکان خاص ممکن است تحت تأثیر جریان هوای گرم یا سرد منطقه مجاور واقع شود. به عنوان مثال، علت سرد شدن شبانه، تشعشع زمین است و هوا در نزدیک سطح زمین سرد و متراکم می‌شود و اگر سطح شیب‌دار باشد هوای سرد به شکل **باد کوهدشت (کاتاباتیک)**[4] به سطوح پایین‌تر جریان می‌یابد. در روز، عکس این اثر دیده می‌شود و جریان هوا از دشت به طرف شیب بالا می‌رود که آن را **باد دشتکوه (آناباتیک)**[5] می‌نامند (دربارهٔ این بادها در قسمتهای بعد صحبت می‌شود). جای هوای گرم بالا رفته در شیب کوهستان را هوای سطوح پایین‌تر که معمولاً سردتر و متراکم‌تر است می‌گیرد. باد دشتکوه معمولاً به اندازهٔ باد کوهدشت توسعه نمی‌یابد. علت این امر نیروی باز دارنده جاذبه زمین است که باعث پایین کشیدن مولکولهای هوا در شیب کوهستان می‌شود.

اثرات اطراف شهرهای بزرگ واضح و آشکار است. در شبهای صاف و بدون ابر، دمای مرکز شهر ممکن است تا ۵ درجه سانتیگراد بیشتر از دمای هوای مزارع اطراف باشد. دمای هوای روز

3) Cloudiness 4) Katabatic 5) Anabatic

نیز تحت تأثیر فعالیتهای شهری قرار می‌گیرد.

۱۱ـ۴ تغییرات دما با ارتفاع

در بخش ۲ـ۲ گفتیم که دما معمولاً با ارتفاع در تروپسفر تقلیل می‌یابد. میزان کاهش دما با ارتفاع را باختصار **لاپسریت**[۶] دما می‌گویند.

میانگین میزان کاهش دما با ارتفاع در تروپسفر حدود ۶ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است، یعنی اگر دما در سطح متوسط دریا ۱۵ درجه سانتیگراد باشد، دمای هوا در ارتفاع ۵ کیلومتری در حدود ۱۵ درجه سانتیگراد به زیر صفر تنزل می‌کند (میزان کاهش ۳۰ درجه سانتیگراد است).

در سطوح پایین استراتسفر، دمای هوا گاهی با ارتفاع تغییر نمی‌کند، به عبارت دیگر میزان کاهش دما با ارتفاع صفر است که چنین لایه‌ای را همدما[۷] ، به معنای دمای یکسان، گویند.

در بعضی از قسمتهای جوّ دما با ارتفاع افزایش می‌یابد، که در این حالت میزان کاهش دما با ارتفاع منفی است، یعنی لاپسریت منفی است. باید به خاطر داشت که منفی بودن میزان کاهش دما با ارتفاع بدین معنی است که دما با ارتفاع افزایش می‌یابد. به عنوان مثال، فرض کنیم در ازاء یک کیلومتر ارتفاع دمای هوا به میزان دو درجه سانتیگراد افزایش یابد، در این صورت لاپسریت منفی و میزان آن ۲ـ درجه در هر کیلومتر است.

معمولاً دما در تروپسفر با ارتفاع کاهش می‌یابد و کاهش دما با ارتفاع به طور متوسط ثابت و میزان آن در حدود ۶ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است.

گاهی افزایش دما با ارتفاع در لایه‌ای به طور عمودی دیده می‌شود که در این صورت افزایش دما در لایه وجود داشته و تغییرات دما با ارتفاع در آن از نحوه معمول در تروپسفر معکوس شده است. چنین حالتی را وارونگی دما (اینورشن) می‌نامند.

با مراجعه به شکل (۱ـ۲) درمی‌یابیم که افزایش دما با ارتفاع به طور متوسط در قسمت بالای استراتسفر اتفاق می‌افتد و کاهش دما با ارتفاع به طور متوسط در مزوسفر روی می‌دهد. به عبارت دیگر، میزان کاهش دما با ارتفاع در لایه سوّم هم مثبت است.

در ترموسفر، دمای هوا با ارتفاع افزایش پیدا می‌کند. پس در این لایه هم میزان کاهش دما با ارتفاع منفی است.

دمای جوّ، در چگالی هوا اثر می‌گذارد. از روی چگالی هوا می‌توان وزن ستونی از هوا به سطح مقطع واحد را از سطح زمین تا انتهای جوّ محاسبه کرد. این همان فشار جوّ است که در فصل پنجم بعضی از خصوصیّات آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

---

6) Lapse rate 7) Isothermal

سؤالات فصل ۴

۱) بعضی از تغییرات فیزیکی را که هنگام گرما دادن به جسمی پدید می‌آید شرح دهید و برخی از فرایندهای فیزیکی را که در دماسنجی مورد استفاده قرار میگیرد بیان کنید.

۲) فرمول تبدیل دمای فارنهایت به دمای سانتیگراد را بنویسید و بگویید ۸۶ درجه فارنهایت چند درجه سانتیگراد است؟

۳) عبارات زیر را به طور خلاصه شرح دهید:

الف) دماسنج بی‌متال یا دو فلزی

ب) مقیاس دمای کلوین

ج) وارونگی دما یا اینورشن

د) باد کوهدشت (کاتاباتیک)

۴) منظور از دمای هوای سطح زمین چیست؟ چرا این دما با دمای زمین متفاوت است؟

۵) شرح کوتاهی در مورد تغییرات شبانه‌روزی دمای هوای سطح زمین بنویسید.

فصل ۵

فشار جوّ

بشر در زندگی روزانه تحت تأثیر فشار هوا واقع می‌شود. این فشار ناشی از وزن گازهای جوّ است که در بالای سر قرار دارند. بیلیونها مولکول و اتم تشکیل دهنده هوا، با سرعت زیاد و در جهات مختلف، بالای سر انسان و سطح زمین حرکت می‌کنند و با یکدیگر، با بدن انسانها یا هر شئ دیگری که در مسیرشان قرار گیرد برخورد می‌کنند.

مطالعه فشار جوّ یکی از بحثهای اساسی در هواشناسی است. تفاوت فشار جوّ در نقاط مختلف سبب ایجاد جریان هوا از مکانی به مکان دیگر می‌شود. باد و کلّیه عوامل مختلف مربوط به وضعیت جوّی نیز در اثر تفاوت فشار جوّ به وجود می‌آیند.

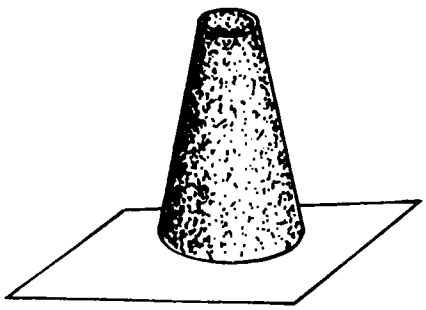
۵ـ۱ ماهیت فشار جوّی

فشار عبارت است از نیرو بر واحد سطح مولکولها و اتمهای ازت، اکسیژن، و سایر گازهای تشکیل دهندهٔ جوّ با سرعت زیاد حرکت می‌کنند و هر سطحی را که در مسیرشان قرارگیرد بمباران می‌کنند. نیروی وارده توسط این مولکولها و اتمها در واحد سطح بر جسم را فشار جوّی می‌نامند.

به دلیل حرکت گازهای تشکیل دهنده جوّ در همه جهات، فشاری که این گازها به هر سطحی وارد می‌کنند به جهت برخورد بستگی ندارد، و جهت برخورد مولکولها و اتمهای گازهای جوّ اهمیتی ندارد. برای نشان دادن این واقعیت که هوا از همه جهات فشار وارد می‌کند کافی است لیوانی را لبریز از آب کنید و مقوای نازکی بر دهانه آن بگذارید. سپس با دقت آن را وارونه کنید. ملاحظه می‌شود که مقوا محکم شده و در دهانه لیوان باقی می‌ماند. شکل (۱ـ۵) این آزمایش را نشان می‌دهد.

فشار هوا در این وضعیت بیشتر از فشار رو به پایین است که به علت وزن آب ایجاد شده است. چنانچه لیوان را به آهستگی در جهات مختلف حرکت دهید، خواهید دید که فشار هوا در جهات جانبی نیز همانند نظیر فشار رو به بالا عمل می‌کند (شکل ۱ـ۵).

در هر مکان فشار هوا در سطح زمین حدّاکثر است و علت آن وزن تمام هوایی است که در



شکل ۱ـ۵: اِعمال فشار هوا در جهات مختلف

بالای واحد سطح مورد نظر قرار گرفته است. در ارتفاعات بالاتر از جوّ، تعداد مولکولها و اتمها کمتر می‌شود و، به همین دلیل، فشار جوّ با ارتفاع تقلیل می‌یابد.

۲ـ۵ واحدهای فشار جوّی

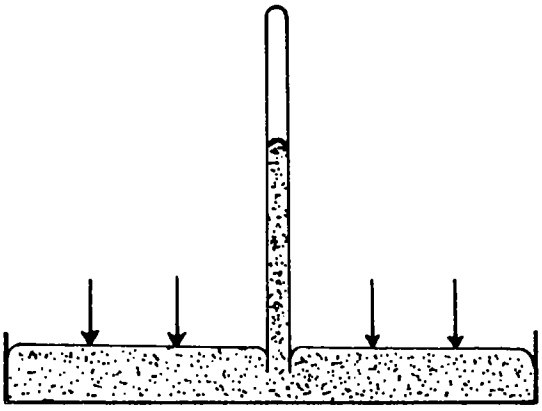
مقدار فشاری که بر هر مترمربع در نزدیک سطح زمین وارد می‌شود تقریباً برابر 10^5 نیوتن است. این مقدار فشار معادل یک بار است. تغییرات کوچکی در مقدار فشار در طول روز اتفاق می‌افتد بنابراین، برای اندازه‌گیری این تغییرات باید از واحدهای کوچکتری استفاده شود. واحدی که برای اندازه‌گیری فشار در هواشناسی به کار می‌رود یک هزارم بار است و آن را میلی‌بار می‌گویند، یعنی هر بار معادل هزار میلی‌بار است. هر میلی‌بار معادل یکصد نیوتن است که بر هر مترمربع از سطح زمین وارد می‌شود.

فشار جوّ قادر است وزن ستونی از جیوه را در داخل لوله بسته حاوی جیوه که در قسمت بالای آن به طور نسبی خلأ است نگهداری کند شکل (۲ـ۵) این آزمایش را نشان می‌دهد.

طول ستون جیوه با دمای هوا تغییر می‌کند ولی وزن ستون جیوه به نیروی جاذبه زمین در هر نقطه بستگی دارد. بنابراین، هواشناسان طول ستون جیوه را تحت شرایط استاندارد تعیین می‌کنند. در شرایط استاندارد دمای ذوب یخ را برابر صفر درجه سانتیگراد و شتاب جاذبه زمین را برابر ۹/۸۰۶۶۵ متر بر مجذور ثانیه در نظر می‌گیرند.

در فشار جوّ استاندارد هوا قادر است وزن ستونی از جیوه با ارتفاع ۷۶۰ میلیمتر را نگهداری کند. پس، فشار جو استاندارد معادل ۷۶ سانتیمتر جیوه یا معادل ۱۰۱۳/۲۵۰ میلی‌بار است.

باید توجه داشت در شرایط استاندارد فشار جوّ برابر ۷۶۰ میلیمتر جیوه یا ۱۰۱۳/۲۵۰ میلی‌بار



شکل ۲ـ۵: فشار جو معادل وزن ستون جیوه

است. هر میلیمتر جیوه برابر ۱/۳۳۳۲۲۴ میلی‌بار است. این مقدار را میلیمتر استاندارد جیوه می‌نامند.

۳ـ۵ اندازه‌گیری فشار جوّ

دستگاهی که برای اندازه‌گیری فشار جو به کار می‌رود، فشارسنج (بارومتر) نام دارد. لغت بارومتر از دو واژهٔ یونانی بارو، به معنای وزن، و مترون، به معنای اندازه، گرفته شده است.

برای مصارف عمومی دو نوع فشارسنج **جیوه‌ای** و **محفظه فلزی** (انارویئد) به کار می‌رود. در فشارسنج انارویئد از مایع استفاده نشده است در حالی که در فشارسنج جیوه‌ای از مایع جیوه استفاده می‌شود.

۴ـ۵ فشارسنجهای جیوه‌ای

در سال ۱۶۴۳، تریچلی، دانشمند ایتالیایی، لوله شیشه‌ای به ارتفاع تقریبی ۸۰ سانتیمتر را که یک سر آن بسته بود پر از جیوه کرد و از سمت باز آن، لوله را بر سطح ظرفی پر از جیوه وارونه نمود و دریافت که طول ستون جیوه پایین می‌آید و در حدود ۷۶ سانتیمتری از سطح جیوه در ظرف باقی می‌ماند. او علت این واقعیت را چنین توضیح داده است که جوّ باید فشاری معادل فشار ستون جیوه بر سطح آزاد ظرف پر از جیوه وارد کند تا جیوه در لوله پایین‌تر نیاید. این فشار درست معادل وزن ستون جیوه در داخل لوله است.

آزمایش تریچلی مقدمات اولین فشارسنج جیوه‌ای را مهیا کرد. ارتفاع عمودی قلّه ستون جیوه در داخل لوله از سطح جیوه ظرف به شیب لوله بستگی ندارد، یعنی اگر لوله مایل هم قرار گیرد ارتفاع آن تغییر نمی‌کند. با اندازه‌گیری ارتفاع ستون جیوه در داخل لوله می‌توان فشار جوّ را بر حسب ارتفاع جیوه تعیین کرد ولی ارتفاع اندازه‌گیری شده نسبت به شرایط دمای استاندارد و جاذبه زمین باید تصحیح شود.

در ایستگاههای هواشناسی از دو نوع فشارسنج جیوه‌ای فوریتن و کیو استفاده می‌شود. مخزن فشارسنج نوع دوّم ثابت است. برای اندازه‌گیری فشار در این نوع فشارسنجها، طول فاصله بین قلّه ستون جیوه و سطح فوقانی جیوه در مخزن اندازه‌گیری می‌شود. اشکال این نوع فشارسنجها این است که هر تغییر در طول ستون جیوه باعث تغییر دیگری در سطح جیوه مخزن می‌گردد.

در فشارسنج فوریتن سطح جیوه از مخزن قابل تنظیم است و می‌توان آن را با نشان دهنده ثابت عاجی شکل مماس کرد. نوکِ این نشان دهنده، صفر مقیاس فشارسنج را نشان می‌دهد. در موقع دیده‌بانی فشارسنج نوع فوریتن باید سطح جیوه را در داخل مخزن تنظیم کرد تا آنجا که نوک عاج بر سطح جیوه مخزن مماس شده و صفر دستگاه تنظیم شود.

فشارسنج با مخزن ثابت را فشارسنج نوع کیو می‌نامند. در موقع استفاده از این دستگاه تنظیم سطح جیوه در داخل مخزن ضرورت ندارد. زینه‌بندی این دستگاه به نحوی است که می‌توان فشار هوا را مستقیماً از روی آن قرائت کرد.

۵ـ۵ تصحیحات فشار نسبت به شرایط استاندارد

طول ستون جیوه فشارسنج، علاوه بر فشار جو، به عواملی چون دما و جاذبه زمین نیز بستگی دارد. برای آنکه فشارسنج مقدار حقیقی فشار را نشان دهد، باید شرایط استاندارد باشد. در فشارسنجهای جیوه‌ای برای مقاصد هواشناسی مقیاسها چنان درج شده است که فشار حقیقی خوانده شده بر حسب واحدهای استاندارد در شرایط استاندارد مستقیماً به دست می‌آید، و این امر زمانی امکانپذیر است که دستگاه به طور کامل در دمای استاندارد، یعنی صفر درجه سانتیگراد، و جاذبه زمین به مقدار استاندارد، یعنی ۹/۸۰۶۶۵ متر بر مجذور ثانیه، قرار گیرد.

برای آنکه مقادیر فشار خوانده شده در زمانهای مختلف در ایستگاههای مختلف با یکدیگر قابل مقایسه باشند باید تصحیحات زیر انجام گیرد.

الف) تصحیح نسبت به خطای دستگاه

ب) تصحیح نسبت به دما

ج) تصحیح نسبت به شتاب جاذبه زمین

الف) تصحیح نسبت به خطای دستگاه

فشارسنج با این فرض مدرج می‌شود که مقدار خوانده شده در روی مقیاس، تفاوت واقعی بین سطوح جیوه در لوله و مخزن را نشان می‌دهد. در عمل نمی‌توان مقیاس را به واحدهای کوچکتر تقسیم کرد. علاوه بر این لوله شیشه‌ای در تماس با جیوه تر نمی‌شود و به طرف بالا محدّب است، یعنی سطح مایع در داخل لوله به طرف بالا انحنا دارد، زیرا نیروی پیوستگی بین مولکولهای جیوه بیشتر از نیروی چسبندگی بین شیشه و جیوه است. به این ترتیب، سطح جیوه در داخل لوله تحت فشار قرار می‌گیرد و محدب می‌شود. این حرکت جیوه درست برعکس قرارگرفتن آب در داخل لوله شیشه‌ای باریک است که آن را خاصیت موئینگی لوله‌ها می‌گویند. در قسمت ۴ـ۱۲ کتاب علوم زمینی شرح بیشتری در این مورد داده شده است.

در اثر عدم تخلیه کامل گازها در بالای لوله جیوه و به سبب شکست اشعه نورانی در عبور از لوله شیشه‌ای ممکن است خطاهای کوچکی در اندازه‌گیری ارتفاع جیوه به وجود آید که بسیار ناچیز است و در یک فشارسنج بسیار خوب از چند دهم میلی‌بار تجاوز نمی‌کند.

ترکیب این خطاها با هم خطای دستگاه را تشکیل می‌دهد که معمولاً در موقع مدرج کردن فشارسنج، پیوست دستگاه می‌شود. این خطا پس از مقایسه و آزمایشهای بسیار با فشارسنج استاندارد تعیین می‌شود.

ب) تصحیح نسبت به دما

فشار خوانده شده باید نسبت به دمای جوّ در شرایط استاندارد، یعنی دمای صفر درجه سانتیگراد، تصحیح شود. فشارسنجهای جیوه‌ای که در هواشناسی مورد استفاده قرار می‌گیرند باید با فشارسنج استاندارد کاملاً دقیق مدرج و مقایسه شوند. هنگامی که فشارسنج جیوه‌ای برای نخستین بار مدرج می‌شود قسمتهای مختلف آن نظیر جیوه و مقیاس، مخزن، و لوله شیشه‌ای در دمای صفر درجه سانتیگراد قرار می‌گیرد. هر انحرافی از این دما سبب تغییر ابعاد قسمتهای مختلف فشارسنج می‌شود و به همین دلیل، یک دماسنج ثابت همراه با فشارسنج ضمیمه می‌شود. موقعیت نصب این دماسنج طوری است که متوسط دمای تمام قسمتهای تشکیل دهنده فشارسنج را نشان می‌دهد، و به آن دماسنج پیوست می‌گویند. با خواندن دماسنج پیوست می‌توان مقدار فشار خوانده شده را طوری تصحیح کرد که به دمای استاندارد صفر درجه سانتیگراد تبدیل شود.

ج) تصحیح نسبت به شتاب جاذبه

مقدار فشار خوانده شده از روی فشارسنج جیوه‌ای تابعی از دما و شتاب جاذبه زمین است. می‌دانیم که جاذبه زمین با عرض جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا تغییر می‌کند. فشارسنجها را در شرایط استاندارد با شتاب استاندارد، ۹/۸۰۶۶۵ متر بر مجذور ثانیه، مدرج می‌کنند. بنابراین، فشار خوانده

شده در هر مکان دیگری باید نسبت به شتاب استاندارد تصحیح شود. با هر فشارسنج خاص که در مکانی معین نصب می‌شود، جدولی با ترکیب تمام تصحیحات ضمیمه می‌شود تا با خواندن فشارسنج و به کار بردن این جدول، فشار خوانده شده تصحیح شود و فشار سطح ایستگاه به دست آید. تصحیحات فوق با توجه به دمای دماسنج پیوست انجام می‌گیرد.

۵ـ۶ فشارسنج با محفظه فلزی (انارویئید)

فشارسنج با محفظه فلزی قابل ارتجاع است و به طورکامل مسدود شده است. هوای داخل آن تا حد امکان تخلیه می‌شود. در اثر فشار جوّ، حجم محفظه فلزی قابل ارتجاع این فشارسنج تغییر می‌کند؛ مثلاً وقتی فشار جوّ افزایش می‌یابد، این افزایش فشار باعث جمع شدن جدار دیوارها می‌شود.

هنگامی که فشار هوای خارج بر فشارسنج نیرو وارد می‌کند، یک سیستم فلزی قوی از به هم پیچیدن محفظه فلزی قابل ارتجاع جلوگیری می‌کند. برای هر فشار، وضعیت تعادلی وجود دارد که در آن حالت نیروی عکس‌العمل فنر، با فشار جوّ هوای آزاد به حال تعادل درمی‌آید.

یک طرف محفظه فلزی قابل ارتجاع ثابت، و طرف دیگرش به عقربه‌ای متصل است که مقادیر فشار جو را بر روی صفحه نشان دهنده مشخص می‌کند. اتصال قلم طوری است که حرکت روی صفحه نشان دهنده بزرگ می‌شود و هر تغییر کوچک در مقادیر فشار را براحتی می‌توان قرائت کرد.

فشارسنج با محفظه فلزی قابل ارتجاع را باید به وسیله فشارسنج جیوه‌ای واسنجی [1] کرد. بیشترین مزیت این نوع فشارسنج نسبت به فشارسنج جیوه‌ای این است که فشارسنج انارویئید کوچک و براحتی قابل حمل است. فشارسنج با محفظهٔ فلزی برای اندازه‌گیری فشار در روی دریاها و نقاط دور دست بسیار مناسب است. خطای ناشی از دما در این نوع فشارسنجها غیرقابل جبران است و نمی‌توان تصحیح کاملی نسبت به دما برای فشار خوانده شده در نظر گرفت. دقت فنر فشارسنج ممکن است با افزایش دما کاهش یابد. کم شدن دقت فنر فشارسنج باعث می‌شود که دستگاه نتواند مقدار واقعی فشار را اندازه‌گیری کند، و در این حالت، فشارسنج با محفظه فلزی، فشار هوا را بیشتر از مقدار حقیقی نشان می‌دهد.

خطای دیگری که در این نوع فشارسنجها ملاحظه می‌شود مربوط به قابلیت ارتجاعی دستگاه است. هنگامی که فشارسنج تحت تأثیر تغییر دمای زیاد و ناگهانی واقع می‌شود، قادر به نشان‌دادن فشار واقعی نخواهد بود. به عبارت دیگر، ممکن است دستگاه فشارسنج انارویئید نتواند تغییرات ناگهانی را که در فاصله زمانی کوتاه رخ می‌دهد بخوبی اندازه‌گیری کند. این نوع خطا را خطای ناشی از تأخیر در زمان [2] می‌نامند. علاوه بر این، در دراز مدت ممکن است تغییرات بسیار جزئی در

1) Calibrate 2) Hystersis

محفظه فلزی فشارسنج مشاهده شود که تغییرات قرنی[3] نامیده می‌شوند. بنابراین، کاربرد فشارسنج انارویید، برای اندازه‌گیری فشار زمانی مجاز خواهد بود که در فواصل زمانی مشخص با فشارسنج استاندارد مقایسه شود.

۵ـ۷ فشارنگار

فشارنگار فشارسنج خودکاری است که در فاصله زمانی معین می‌تواند فشار جو را به طور پیوسته اندازه‌گیری و ثبت کند. ساختار فشارنگار نظیر فشارسنج انارویید است. در فشارنگار، چند سلول از نوع فشارسنج با محفظه فلزی با یکدیگر متصل شده‌اند تا نیروی بیشتری برای به حرکت درآوردن قلم به وجود آید. با یک سری اهرم مناسب، انبساط یا انقباض سلولها بزرگتر می‌شود و این حرکت به نوک قلمی منتقل می‌گردد. این قلم، فشار و تغییرات فشار را روی نقشه کاغذی که بر طبله‌ای استوانه‌ای شکل پیچیده شده است ترسیم می‌کند. طبله استوانه‌ای شکل هفته‌ای یک بار در جهت حرکت عقربه‌های ساعت دور می‌زند و فشار جوی در ایستگاههای هواشناسی را پیوسته ثبت می‌کند.

۵ـ۸ تغییرات فشار با ارتفاع

فشار جوّ در سطح زمین نشان‌دهندهٔ وزن ستون هوایی است که سطح مقطع آن واحد بوده و از سطح زمین تا حدّ فوقانی جوّ ادامه دارد. طول ستون جیوه به نسبت دوری از سطح زمین کمتر می‌شود و این امر نشان می‌دهد که در ارتفاعات بالاتر از سطح زمین، فشار هوا کاهش می‌یابد زیرا بیشترین جرم هوا در نزدیکی سطح زمین متمرکز است.

فشار هوا در سطح زمین تقریباً معادل هزار میلی‌بار است، حال آنکه فشار هوا در ارتفاع ۵/۵ کیلومتری از سطح دریا در حدود ۵۰۰ میلی بار است. جدول (۱ـ۵) میانگین فشار را در ارتفاعات بالاتر از سطح دریا در عرضهای میانی نشان می‌دهد.

همان طور که جدول ۱ـ۵ نشان می‌دهد، میزان کاهش فشار با ارتفاع ثابت نیست. مثلاً در نزدیکی سطح متوسط دریا، در ازای هر ۸/۵ متر ارتفاع، یک میلی‌بار از میزان فشار کاسته می‌شود، حال آنکه برای تغییر فشار به میزان یک میلی‌بار در ارتفاع حدود ۵/۵ کیلومتری از سطح دریا در حدود ۱۵ متر جابه‌جایی عمودی لازم است. در ارتفاعات بالاتر، از سطح دریا، حتی برای تغییر یک میلی‌بار فشار، فاصله‌های عمودی خیلی بیشتر از ۱۵ متر را باید طی کرد. این مقادیر تقریبی است زیرا دمای هوا بر میزان تقلیل فشار با ارتفاع تأثیر می‌گذارد.

3) Secular changes

جدول ۱ـ۵: تغییرات فشار با ارتفاع

ارتفاع (کیلومتر)	فشار (میلی‌بار)
۱۰	۲۶۵
۲۰	۵۵/۳
۳۰	۱۲/۰
۴۰	۲/۸۷
۵۰	۰/۷۹۸
۶۰	۰/۲۲۵
۷۰	۰/۰۵۵۲
۸۰	۰/۰۱۰۴
۹۰	۰/۰۰۱۶
۱۰۰	۰/۰۰۰۳

۹ـ۵ تبدیل فشار به سطوح استاندارد

مقدار فشار هوا که در هر ایستگاه هواشناسی دیده‌بانی می‌شود، به فشار سطح ایستگاه معروف است. به منظور مقایسه مقادیر فشار هوا در ایستگاههای مختلف دیده‌بانی که ارتفاعات آنها از سطح متوسط دریا متفاوت است، باید کلیه فشارها به یک سطح استاندارد تبدیل شود. در بیشتر کشورهای جهان فشار سطح ایستگاه را به سطح متوسط دریا تبدیل می‌کنند و فشاری که از این طریق به دست می‌آید **فشار سطح متوسط دریا** نامیده می‌شود.

فشار سطح متوسط دریا از بسیاری جهات مفهومی ذهنی است. در ایستگاههای هواشناسی ستونی از هوا به جای ستونی از مواد خاکی و صخره‌ای تشکیل دهنده زمین بین سطح ایستگاه و سطح متوسط دریا جایگزین شده است، و فرض می‌شود که سطح ایستگاه و سطح متوسط دریا توسط ستونی استوانه‌ای شکل از هوا به مقطع واحد به طور عمودی به یکدیگر مرتبط شده‌اند.

برای محاسبه فشار سطح متوسط دریا نخست لازم است فشار سطح ایستگاه تعیین شود و سپس وزن ستون ذهنی فوق را محاسبه کرده و به فشار سطح ایستگاه می‌افزاییم.

ارتفاع ستون هوا بین سطح ایستگاه و سطح متوسط دریا ثابت ولی وزن آن متغییر است، زیرا وزن این ستون به دمای هوا بستگی دارد. با افزایش دمای هوا، از تراکم آن کاسته می‌شود و وزن ستونی که باید به فشار سطح ایستگاه اضافه شود تقلیل می‌یابد.

روش کاملاً اطمینان‌بخشی جهت تبدیل فشار سطح ایستگاه به فشار سطح متوسط دریا

موجود نیست، زیرا انتخاب دمای متوسط مناسب جهت ستون ذهنی از هوا بین سطح ایستگاه و سطح متوسط دریا غیرممکن است.

در بعضی از کشورهای جهان فقط از دمای هوای حاضر سطح ایستگاه جهت این محاسبه استفاده می‌شود. در بعضی دیگر از کشورها، از جمله ایران، از دمای متوسط هوای حاضر و دمای قرائت شده در ۱۲ ساعت قبل استفاده می‌گردد، یعنی دمای فعلی را با دمای ۱۲ ساعت پیش جمع جبری کرده و سپس تقسیم بر دو می‌کنند و به عنوان دمای متوسط به کار می‌برند.

سازمان هواشناسی جهانی روشی را برای ایستگاههای کم ارتفاع، در راهنمای عملی دیده‌بانی و ادوات هواشناسی[۴] بیان کرده است.

با آنکه تبدیل فشار سطح ایستگاه به فشار سطح متوسط دریا بدون اشکال نیست، در بسیاری از نواحی، این تبدیل فشار با روش رضایت‌بخشی انجام می‌شود. نقشه‌های سینوپتیکی سطح متوسط دریا توسط هواشناسان در جهان فراوان مورد استفاده قرار می‌گیرد. کلمه سینوپتیک به معنای دیده‌بانی همزمان است که از دو واژهٔ یونانی سین، به معنای باهم، وپتیـــک، به معنای دیده‌بانی، اخذ شده است. دیده‌بانی فشار به طور همزمان در تعداد زیادی از ایستگاههای هواشناسی انجام می‌شود و به سطح متوسط دریا نیز تبدیل می‌گردد، و بالاخره این فشارها در روی نقشه‌های سینوپتیکی به طریق خاص درج می‌شود.

در بعضی از نواحی افریقا و قطب جنوب، ارتفاع ایستگاههای هواشناسی بیش از یک کیلومتر از سطح متوسط دریا بالاتر است. در این ایستگاهها، بعد از محاسبه فشار سطح ایستگاه، ارتفاع تقریبی ۸۵۰ یا ۷۰۰ میلی‌بار را محاسبه می‌کنند و نقشه‌های سینوپتیکی در این سطوح فشاری به جای نقشه سطح متوسط دریا ترسیم می‌شود.

۱۰ـ۵ ارتفاع سنجی

بین فشار جوّ و ارتفاع ارتباط نزدیکی وجود دارد و با استفاده از این رابطه می‌توان ارتفاع هواپیمای در حال پرواز را تعیین کرد. ارتفاع‌سنج فشاری دستگاه فشارسنج انارویدی است که بر حسب ارتفاع مدرج شده است، یعنی به جای فشار می‌توان ارتفاع را از روی آن قرائت کرد.

فشار در سطح زمین برابر است با وزن ستونی از هوا به سطح مقطع واحد سطح که تا حد فوقانی جوّ ادامه دارد و، بنابراین، فشار به چگالی گازهای جو بستگی دارد. چگالی نیز به نوبهٔ خود تحت تأثیر دمای گازها واقع می‌شود. این بستگی معکوس است، یعنی هرچه دما بیشتر باشد چگالی کمتر می‌شود. تغییراتی که در دما با ارتفاع اتفاق می‌افتد باعث ایجاد اشکالاتی در ارتفاع سنجی می‌شود. ارتفاع سنجی در واقع اندازه‌گیری ارتفاع از سطح متوسط دریا به وسیله فشارسنج

4) WMO No. 8 Tp3

اناروئید است. به همین دلیل، در ابتدا جوی فرضی را در نظر می‌گیریم که تغییرات میزان دما در آن با ارتفاع معین است و آن را جو استاندارد ICAO[5] می‌نامند. در مورد این جو در قسمت بعد صحبت می‌شود.

در عمل، تفاوتهای کوچکی بین جو واقعی و این جو فرضی استاندارد ICAO وجود دارد. با اینهمه، با تنظیم دستگاه می‌توان ارتفاع واقعی را به دست آورد.

۱۱ـ۵ جو استاندارد سازمان هواپیمایی بین‌المللی

سازمان هواپیمایی بین‌المللی شرایط جوّی استانداردی وضع کرده که بر اساس آن می‌توان مقیاس ارتفاع‌سنجی را بنا کرد. این جوّ را **جو استاندارد ICAO** می‌نامند. بعضی از مشخصات جو ICAO در جدول (۲ـ۵) درج شده است.

در جو استاندارد فرض می‌شود که هوا خشک، فشار سطح متوسط دریا ۱۰۱۳/۲۵۰ میلی‌بار، و دمای آن ۱۵ درجه سانتیگراد است و لاپسریت یا آهنگ کاهش دما نیز برابر ۶/۵ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر تا زیر سطح تروپوپاز (با فرض ارتفاعی در حدود ۱۱ کیلومتر) ادامه پیدا می‌کند.

جوّ استاندارد ICAO در قسمت پایین استراتسفر به صورت دمای ثابت تا ارتفاع تقریبی ۲۰ کیلومتر از سطح متوسط دریا ادامه پیدا می‌کند ولی از این ارتفاع به بعد لاپسریت منفی است و در هر کیلومتر یک درجه سانتیگراد به دمای هوای جو استاندارد اضافه می‌شود. برای مقاصد هواپیمایی مشخص کردن جو استاندارد تا ارتفاع ۳۲ کیلومتری لازم و ضروری است ولی از آن ارتفاع به بعد غیرضروری به نظر می‌رسد.

۱۲ـ۵ تنظیمهای ارتفاع‌سنج

چنانچه شرایط جوی حاضر با آنچه برای جو استاندارد بیان شده است تفاوت داشته باشد باید قرائت انجام شده تصحیح شود.

ارتفاع‌سنج طوری بنا شده است که مقیاسهای فشار و ارتفاع را می‌توان بسادگی به یکدیگر تبدیل کرد. اگر فشار دیده‌بانی شده واقعی در سطح متوسط دریا برابر ۱۰۱۳/۲۵ میلی‌بار نباشد دستگاه ارتفاع‌سنج باید چنان تنظیم شود که در فشار سطح متوسط دریا ارتفاع صفر را نشان دهد، یعنی با تغییر فشار، هر بار باید صفر دستگاه تنظیم شود تا ارتفاع واقعی قابل قرائت باشد.

تنظیم انحراف دمای واقعی از شرایط استاندارد انجام نمی‌شود، اگرچه دمای سطح زمین و سطح پرواز را می‌توان با تخمین به دست آورد. مثلاً اگر دمای هوا کمتر از جو استاندارد باشد،

5) International Civil Aviation Organization (ICAO)

چگالی هوا بیشتر از میزان متوسط استاندارد می‌شود و ارتفاع‌سنج زیادتر از مقدار واقعی را نشان می‌دهد. در عمل، دمای دیده‌بانی شده را مقابل ارتفاع نشان داده شده بر کامپیوتر هواپیما قرار می‌دهند و روی صفحه نشان دهنده دیگر مقدار واقعی ارتفاع را می‌خوانند. توضیحات بیشتر در مورد کاربرد ارتفاع‌سنج فشاری در هواپیمایی در قسمت هواشناسی هواپیمایی بیان شده است.

جدول ۲ـ۵: بعضی از مشخصات جو استاندارد

ارتفاع (کیلومتر) تقریبی	فشار (میلی بار)	دما (درجه سانتیگراد)	آهنگ کاهش دما با ارتفاع (C° بر کیلومتر)
۰	۱۰۱۳/۲۵	۱۵	۶/۵
۱۱	۲۲۶/۳۲	ـ۵۶/۵	۰/۰
۲۰	۵۴/۷۵	ـ۵۶/۵	ـ۱/۰
۳۲	۸/۶۸	ـ۴۴/۵	

۵ـ۱۳ تغییرات نیمه شبانه روزی فشار

فشار جو در هر مکانی به طور پیوسته با زمان در حال تغییر است. این تغییرات ممکن است منظم یا نامنظم باشد. گاهی به علت عبور سیستمهای جوی **تغییرات نامنظمی** در منحنی فشار با زمان ایجاد می‌شود. این نوع تغییرات ممکن است در اثر توسعه یا از بین رفتن یک سیستم فشار در جو ایجاد گردد. تغییرات منظم فشار با زمان دارای دوره‌های تناوب مختلف است. مهمترین نوسات منظم دارای دوره تناوب حدود ۱۲ ساعت یا نیمروزی است. به همین دلیل، چنین تغییراتی را تغییرات نیمه شبانه روزی فشار می‌خوانند.

تابش خورشید در روز باعث گرم شدن جو زمین می‌شود و در شب، با غروب خورشید، جوّ زمین رو به سردی می‌رود. پس، خورشید به تناوب جو زمین را گرم و سرد می‌کند و این عمل ضمن چرخش زمین باعث انبساط و انقباض موزون جو زمین می‌شود که در نتیجهٔ آن نوسانات فشار در شبانه‌روز به وجود می‌آید.

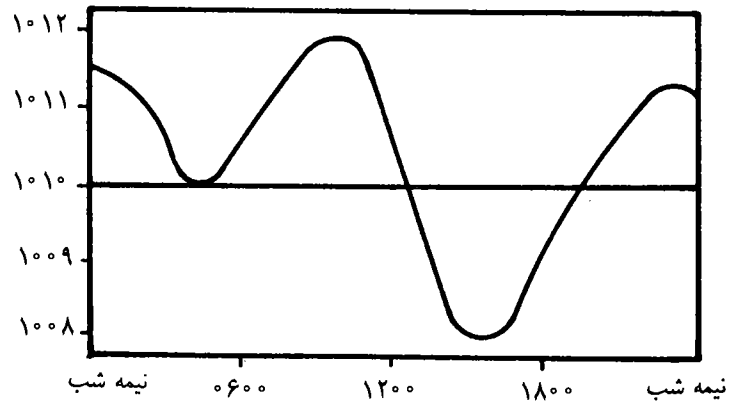
فرض کنیم که جو، خود دارای نوسان طبیعی با زمان تناوبی حدود ۱۲ ساعت باشد که به علّت تغییرات دمایی به وجود می‌آید و دامنهٔ آن به سبب رزّنانس زیاد می‌شود. در نتیجه، دو موج، دور کره زمین به وجود می‌آید که خورشید را تعقیب می‌کنند.

حداکثر میزان فشار جو در یک محل در حدود ساعات ۱۰۰۰ و ۲۲۰۰ محلّی نسبت به وقت متوسط اتفاق می‌افتد و حدّاقل میزان فشار در ساعاتی در حدود ۰۴۰۰ و ۱۶۰۰ محلّی رخ می‌دهد.

توضیح تغییرات نیمه شبانه‌روزی فشار چندان ساده نیست. تغییرات شبانه‌روزی فشار از نظر مقدار دو حداکثر و دو حدّاقل کاملاً قرینه نیست و نسبت به مکان به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر می‌کند. البته این تغییرات از سایر عوامل جوّی نیز تا حدّی متأثر است و در موقع تفسیر تغییرات فشار باید این اثرات را به خاطر داشت.

در مناطق حاره، تغییرات نیمه شبانه‌روزی فشار بیشتر از عرضهای میانی و بالا مشهود است. شکل (۳ـ۵) این تغییرات را در یک روز معین در شهر داروین استرالیا نشان می‌دهد.

گاهی در عرضهای میانی و بالا مشخص کردن تغییرات نیمه‌شبانه‌روزی فشار مشکل است،



شکل ۳ـ۵: تغییرات فشار در شهر داروین استرالیا

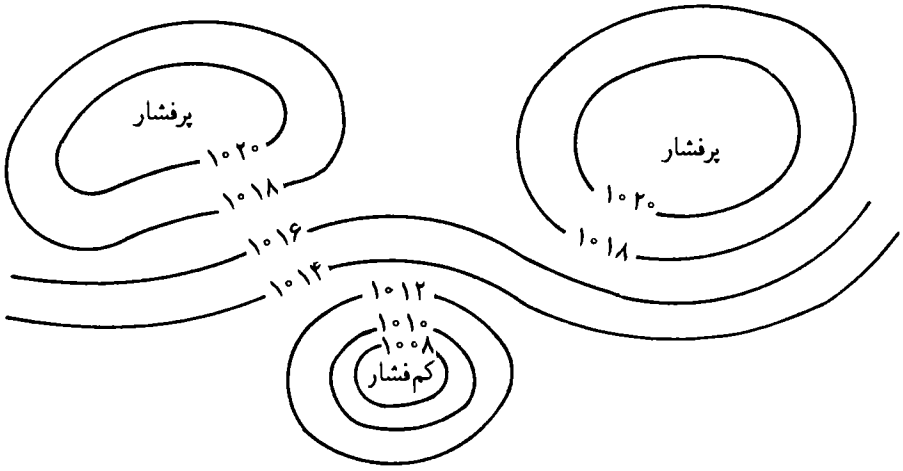
زیرا سیستمهای فشار فراوانی از آنجا عبور می‌کنند. تغییرات منظم یا معمولی فشار را می‌توان با معدل‌گیری ساعت به ساعت فشار برای مدّت زمان طولانی حساب کرد. این نوع نتیجه‌گیری باعث محو اثرات طوفانها در میزان تغییرات فشار می‌شود.

۱۴ـ۵ گرادیان فشار

در ایستگاههای هواشناسی، دیده‌بانی فشار به طور همزمان انجام می‌شود. این فشار دیده‌بانی شده، پس از انجام تصحیحات لازم، به فشار سطح ایستگاه تبدیل می‌شود. اکنون با در دست داشتن فشار سطح ایستگاه براحتی می‌توان فشار سطح متوسط دریا را محاسبه کرد. فشار سطح متوسط دریا پس از محاسبه، به طریقی خاص روی نقشه‌های سینوپتیک سطح متوسط دریا درج می‌شود. با رسم کردن اطلاعات جوی روی نقشه هواشناسی، نقاطی را که دارای فشار یکسان

باشند به یکدیگر متصل می‌کنند. این خطوط را ایزوبار یا خطوط همفشار می‌خوانند.

با رسم خطوط همفشار، بعضی از خطوط به صورت منحنی بسته درمی‌آیند که در داخل این منحنی بسته مقدار فشار نسبت به محیط اطراف بیشتر یا کمتر است. مراکزی را که فشارشان بطور نسبی کم یا زیاد باشد مراکز فشار زیاد یا فشارکم می‌گویند. این وضعیت در شکل (۴ـ۵) مشخص شده است. در این شکل اختلاف فشار بین دو خط همفشار متوالی برابر ۲ میلی‌بار است.



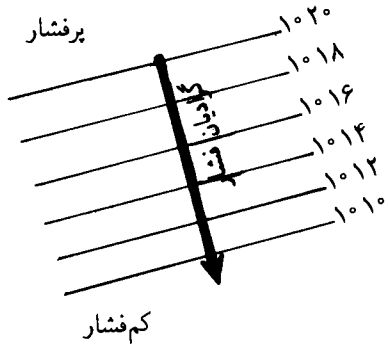
شکل ۴ـ۵: نقشهٔ سینوپتیکی فشار در سطح متوسط دریا

در بعضی نواحی در روی نقشه، خطوط همفشار به یکدیگر نزدیکترند و این خطوط نشان می‌دهد که اگر بسته هوایی از منطقه فشار زیاد، خطوط همفشار را قطع کند و به طرف منطقه فشارکم به حرکت درآید، ضمن عبور از فاصله بین خطوط همفشار فشرده به یکدیگر، تغییرات شدیدی در میزان فشار را تحمّل می‌کند. این حرکت عبوری را می‌توان درست مشابه حرکت رو به پایین در سطوح شیب‌دار فرض کرد. به بیان دیگر، حرکت بسته هوا همیشه تمایل دارد که از طرف مرکز فشار زیاد به طرف مرکز فشارکم به طور عمود بر خطوط همفشار به وجود آید، همان طور که آب از نقاط مرتفع به طرف پایین جاری می‌شود.

گرادیان فشار به بیان ساده، نسبت تغییر فشار به فاصله است. جهت این بردار به طرف فشار کمتر و عمود بر خطوط همفشار است، این وضعیت در شکل (۵ـ۵) نشان داده شده است.

گرادیان فشار هنگامی زیاد است که خطوط همفشار از همدیگر فاصله کمتری داشته باشند، برعکس، زمانی گرادیان فشار ضعیف یا ملایم است که خطوط همفشار دور از یکدیگر قرار گیرند.

در قسمتهای بعد نیروی مؤثر برگازهای جو توسط بردار گرادیان فشار مورد بحث قرار می‌گیرد.



شکل ۵ـ۵: گرادیان فشار

همچنین گرادیان فشار به عنوان یکی از عوامل اصلی در تعیین قدرت باد مورد بررسی واقع می‌شود. وضعیت جوی در هر محلی مستقیماً تحت تأثیر اختلاف فشار بین ایستگاههای مجاور قرار دارد.

قبل از مشاهده روابط و مطالعه بیشتر گرادیان فشار بهتر است محتوای رطوبتی جو مورد بررسی قرار گیرد. و، به همین دلیل، در فصل بعد به رطوبت جو و مشخصات آن می‌پردازیم.

سؤالات فصل ۵

۱) جو استاندارد را تعریف کنید. چرا فشار جو تحت شرایط استاندارد اندازه‌گیری می‌شود؟

۲) در فشارسنج جیوه‌ای هر تغییری که در طول ستون جیوه پدید آید باعث تغییر دیگری در سطح جیوه مخزن می‌شود. این اشکال در مورد فشارسنجهای نوع فوریتن و کیو چگونه رفع شده است؟

۳) سه نوع تصحیح که در مورد قرائت فشارسنج جیوه‌ای به کار می‌رود تا فشار سطح ایستگاه به دست آید کدام است؟ منظور از هر تصحیح را شرح دهید.

۴) ساختار و طرز کار فشارسنج با محفظه فلزی قابل ارتجاع (انارویئد) را شرح دهید و بعضی از منابع خطا را در این نوع فشارسنج ذکر کنید.

۵) منظور از تبدیل فشار ایستگاه به فشار سطح متوسط دریا چیست؟ در مورد این تبدیل شرحی مختصر بنویسید.

۶) واژه‌های زیر را به اختصار شرح دهید:

الف) جوّ استاندارد
ب) تغییرات نیمه شبانه‌روزی فشار
ج) تنظیمهای ارتفاع‌سنج
د) گرادیان فشار

فصل ۶

مطالعه هوای مرطوب

در هر نقطه از جو آب به مقدار متفاوتی وجود دارد، ولی این آب معمولاً نامرئی و به شکل بخار است. گاهی بخار آب در جوّ متراکم می‌شود و به شکل ابر در می‌آید و بعضی از آثار جوی را که در طبیعت اتفاق می‌افتد پدید می‌آورد.

آب در اثر فرایندهای تبخیر و تعرّق وارد جو می‌شود و سپس همین آب به شکل باران به سطح زمین برمی‌گردد و بدین طریق گردش آب در طبیعت تکمیل می‌شود. به منظور آگاهی از این فرایندها و پیش‌بینی وضعیت جوی، باید تغییراتی را که در مقدار محتوای رطوبت جو رخ می‌دهد در نظر گرفت. در این فصل، تغییرات و روشهای اندازه‌گیری رطوبت جو بررسی می‌شود.

۶ـ۱ هوای مرطوب

غیر از ترکیب هوای خشک که در جدول (۱ـ۱) بیان شده است جو همیشه مقدار متفاوتی بخار آب دربردارد. اختلاط هوای خشک با بخار آب را هوای مرطوب می‌نامند. پیش از مطالعه مشخصات هوای مرطوب، بعضی از فرایندهای تغییر حالات آب مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۶ـ۲ سه حالت آب

در قسمت ۶ـ۴ کتاب علوم زمینی گفته شده که مواد تشکیل دهنده زمین ممکن است به سه حالت جامد، مایع، و گاز باشند.

سه حالت آب عبارتند از جامد (مانند یخ)، مایع (مانند آب)، و گاز (مانند بخار آب).

آب ممکن است به طور مستقیم یا غیرمستقیم تغییر حالت بدهد. فرایندهایی که طی آن آب از حالتی به حالت دیگر درمی‌آید به‌قرار زیر است:

حالت اولّیه	حالت نهائی	فرایند
یخ	آب	ذوب
یخ	بخار آب	تصعید
آب	بخار آب	تبخیر
بخار آب	یخ	تنزیل(تصعید)
آب	یخ	انجماد

۶ـ۳ فشار بخار آب هوای مرطوب

جو زمین اختلاطی ازگازهای مختلف است که هر یک فشاری جزئی دارد. فشار جزئی که به وسیلهٔ هر گاز تشکیل دهنده هوا وارد می‌شود، متناسب با تعداد مولکولهای آن گاز در حجم مشخصی از هواست. فشار جو در هر نقطه، برابر است با مجموع فشارهای جزئی وارده از طرف هر گاز به انضمام بخار آب.

وقتی آب در هوای خشک تبخیر می‌شود، این بخار دارای فشاری جزئی است که آن را فشار بخار آب می‌نامند و با حرف e نمایش می‌دهند. به علت وجود بخار آب، فشار جو که آن را با حرف p نمایش می‌دهند افزایش می‌یابد. پس فشارکلی جو برابر مجموع فشار وارده به وسیله بخار آب و هوای خشک است.

۶ـ۴ تغییرات محتوای بخار آب جوّ

مقدار بخار آب موجود در جو با مکان و زمان تغییر می‌کند. حداکثر مقدار فشار بخار آب که در مناطق حاره نزدیک سواحل دریا دیده می‌شود در حدود ۳۰ میلی‌بار است. در نواحی مرکز قاره قطب جنوب در ماههای زمستان، هنگامی که هوا خیلی سرد است، حداقل مقدار فشار بخار آب در سطح زمین دیده می‌شود.

معمولاً فشار بخار آب با ارتفاع کاهش می‌یابد، هر چند که گاهی در بعضی از قسمتهای جو فشار بخار آب ممکن است با ارتفاع افزایش یابد.

۶ـ۵ فشار بخار اشباع هوای مرطوب

در سطح هموار آب در دمای معین، بعضی از مولکولها با حرکت سریع طی فرایند تبخیر وارد هوا می‌شوند. بعضی از این مولکولها به سطح آب باز می‌گردند و بعضی دیگر به صورت بخار در فضای بالای سطح آب به حرکت خود ادامه می‌دهند تا آنجا که تعداد مولکولهای برگشتی به

سطح آب در هر ثانیه با تعدادی که موفق به فرار می‌شوند مساوی می‌شود. در این حالت فضای بالای سطح آب در دمای معین موجود اشباع می‌شود.

فشار جزئی وارده توسط بخار آب در زمانی که فضا اشباع شده است، فشار بخار اشباع در دمای موجود نامیده می‌شود. فشار بخار اشباع با دمای هوا تغییر می‌کند. چنانچه هوا گرمتر شود مولکولهای بیشتری تبخیر می‌شوند تا فضای بالای سطح آب به حالت اشباع درآید. بنابراین، فشار جزئی وارده به وسیله بخار آب بیشتر می‌شود. پس، فشار بخار اشباع با دما افزایش می‌یابد.

ظرفیت هوای گرم حاره‌ای برای دریافت بخار آب بیش از ظرفیت هوای سرد قطبی است و، به همین دلیل، فشار بخار اشباع بالا، در نزدیکی اقیانوسها، دریاچه‌ها، و رودخانه‌های حارهٔای دیده می‌شود.

جدول (۱ـ۶) بعضی از مقادیر فشار بخار اشباع را در سطح هموار آب در دماهای مختلف نشان می‌دهد.

جدول ۱ـ۶: فشار بخار اشباع روی سطح هموار آب

دما (درجه سانتیگراد)	فشار بخار اشباع (میلی‌بار)
۰	۶/۱۱
۱۰	۱۲/۲۷
۲۰	۲۳/۳۷
۳۰	۴۲/۴۳
۴۰	۷۳/۷۷

۶ـ۶ فرایند تراکم[1]

چنانچه در فضای اشباع شده بخار آب بیشتری در دمای معیّن وارد شود فرایند تراکم بخار آب پیش می‌آید. عوامل دیگری هم در جو بر فرایند تراکم تاثیر می‌گذارند. در قسمت ۵ـ۱۰ کتاب علوم زمینی بیان شده است که فرایند تراکم بر روی ذرّات ریز در جو، که آنها را هسته‌های تراکم می‌نامند، صورت می‌پذیرد و شامل گرد و خاک، دود، نمک، یونها، و غیره است. فرایند تراکم حتی زمانی که فشار بخار آب به حد غیر اشباع نسبت به سطح هموار آب در همان دما باشد نیز، بر روی بعضی از هسته‌های تراکم دیده می‌شود، زیرا بعضی از هسته‌های تراکم (نظیر نمک دریا) میل ترکیبی شدیدی با آب دارند و، در نتیجه، فرایند تراکم با وجود این گونه هسته‌ها زودتر انجام می‌گیرد. به این دلیل، این ذرات را هسته‌های نمگیر می‌خوانند.

1) Condensation Process

فرایند تراکم در جو معمولاً در اثر سرد شدن هوای مرطوب به وجود می‌آید، یعنی بستهٔ هوا همراه با مقدار بخار آب موجود در آن، به علت سرد شدن متراکم می‌گردد. هرچه دمای هوا کمتر باشد مقدار بخار آب لازم برای رسیدن به مرحله اشباع کمتر است، یعنی مرحله اشباع با دمای هوا رابطه عکس دارد. فرایند تبخیر گرماگیر است و باعث خنک شدن محیط می‌شود و با سرد شدن هوا، دما به قدری پایین می‌آید که فشار بخار آب موجود با فشار بخار آب اشباع مساوی می‌شود. در این وضعیت، چنانچه سرد شدن ادامه یابد، باعث بروز فرایند تراکم می‌شود.

۶ـ۷ فرایندهای فشار ثابت

در آزمایشهای ابتدایی در فیزیک رابطه بین فشار، دما و حجم گاز تعیین شده است. در بعضی از آزمایشها فشار گاز را بر حسب ضرورت ثابت نگاه می‌دارند. فرایند فیزیکی را که طی آن فشار گاز ثابت بماند، فرایند فشار ثابت[2] می‌گویند. کلمه «فشار ثابت» به این معناست که در طول آزمایش نباید فشار تغییر کند.

اکنون به فرایندهای فشار ثابت در **هوای مرطوب** می‌پردازیم. در فرایندهای فشار ثابت نمونه هوای مرطوب را می‌توان گرم یا سرد کرد به طوری که بخار آبی به نمونه هوا اضافه نشده و هیچ بخار آبی نیز از هوا پس گرفته نشود بخار آب به صورت گازی شکل باقی بماند. برای اندازه‌گیری نقطه شبنم از یک فرایند فشار ثابت استفاده می‌شود.

اگر هوا از طریق فشار ثابت سرد شود، دمای آن به حدی می‌رسد که هوا اشباع می‌گردد. این دما را نقطه شبنم یا دمای نقطه شبنم می‌نامند. می‌توان گفت که دمای نقطه شبنم، دمای نمونه هوای مرطوبی است که باید به قدری در فشار ثابت سرد شود که به حالت اشباع درآید. چنانچه دمای هوای اشباع شده باز هم در اثر سرد شدن پایین بیاید فرایند تراکم صورت می‌پذیرد.

۶ـ۸ فرایندهای بی‌دررو (آدیاباتیک)

در طبیعت، در نتیجه تغییر فشار هوای مرطوب، سرد شدن هوا برای انجام تراکم فراوان اتفاق می‌افتد. در این فرایند فشار هوا دیگر ثابت نمی‌ماند. در قسمت ۶ـ۱۰ کتاب علوم زمینی گفته شده که اگر هیچ گونه تبادل حرارتی بین بستهٔ هوا و محیط انجام نگیرد، فشار، دما، و حجم آن می‌تواند تغییر کند که چنین فرایندی را **بی‌دررو یا آدیاباتیک** گویند.

فرایند بی‌دررو گاهی به هنگام جابه‌جایی عمودی نمونه‌ای از هوا و انتقال آن به نواحی فشار کمتر یا فشار بیشتر صورت می‌پذیرد. وقتی که هوای مرطوب صعود می‌کند ممکن است به صورت

2) Isobaric Process

بی‌دررو سرد شود و با ادامه صعود ممکن است هوا اشباع شود و از آن پس سرد شدن بیشتر به فرایند تراکم بخار آب و تشکیل ابر منتهی گردد.

۹ـ۶ فرایند انجماد

چنانچه آب خالص و بدون اغتشاش باشد، می‌توان آن را تا دمای خیلی پایین‌تر از نقطه انجماد، یعنی زیر صفر درجه سانتیگراد، سرد کرد، در حالیکه همچنان مایع باقی بماند. چنین آبی تأخیر در انجماد دارد.وجود کریستالهای یخی یا هسته‌های انجماد سبب می‌شود که فرایند انجماد در آب با تأخیر در انجماد روی دهد.

تجربیات آزمایشگاهی نشان می‌دهد که پایین‌ترین دمایی که قطرات آب با تأخیر در انجماد می‌تواند وجود داشته باشد در حدود ۴۰ـ درجه سانتیگراد است و از آن پس آب به حالت انجماد درمی‌آید، حتی اگر هسته انجمادی موجود نباشد.

۱۰ـ۶ فرایند تنزیل[3]

فرایندی که طی آن بخار آب مستقیماً به صورت یخ تغییر حالت دهد، بدون آنکه از حالت آب (مایع) بگذرد تنزیل نامیده می‌شود؛ گاهی این فرایند را تصعید [4] نیز می‌گویند، هر چند که این لغت برای تغییر حالت از جامد به بخار هم استفاده می‌شود.

در طبیعت، تنزیل به فراوانی تراکم دیده نمی‌شود، چون **هسته‌های مستعد** برای تنزیل به اندازهٔ هسته‌های تراکم وجود ندارد و از آن کمتر است. این هسته‌ها را هسته‌های تصعید می‌نامند.

آزمایشها نشان می‌دهد که فشار بخار اشباع در مجاورت یخ کمتر از فشار بخار اشباع در مجاورت آب فوق سرد[5] در دمای یکسان است. این تفاوت در جدول (۲ـ۶) برای سطح هموار نشان داده شده است.

جدول (۲ـ۶) فشار بخار اشباع بر روی سطوح هموار یخ یا آب در دمای مختلف

	فشار بخار اشباع (میلی‌بار) در دمای مختلف (درجه سانتیگراد)				
دما	۰	−۱۰	−۲۰	−۳۰	−۴۰
روی یخ	۶/۱۰۶	۲/۵۹۷	۱/۰۳۲	۰/۳۸۰	۰/۱۲۸
روی آب	۶/۱۰۷	۲/۸۶۲	۱/۲۵۴	۰/۵۰۹	۰/۱۸۹

3) Deposition 4) Sublimation 5) Supercooled

دمای نقطه برفک دمای نمونه‌ای از هوای مرطوب است که در فشار ثابت سرد می‌شود تا جایی که نسبت به سطح هموار یخ اشباع شود. اگر دمای مرطوب به پایین‌تر از دمای نقطه برفک تنزل کند، بخار آب ممکن است به شکل یخ روی بعضی از ذرّات جامد (مثلاً روی هسته‌های تصعید) و سایر سطوح یخی رسوب کند.

با مراجعه به جدول (۲ـ۶) درمی‌یابیم که امکان دارد هوا در دمای مشخص در مجاورت سطح یخ به صورت اشباع درآید، حال آنکه همین هوا در همان دما، در مجاورت سطح آب هنوز به صورت غیراشباع باقی می‌ماند، اگرچه در جو ذرّات یخی موجود در ابر معمولاً وقتی مرئی می‌شوند که هوا در مجاورت سطح آب به حالت اشباع درآمده باشد. فرض می‌شود که تراکم در مجاورت بعضی از انواع هسته‌های تراکم زودتر از سایر ذرّات انجام می‌شود.

اگر هسته‌های تراکم از نوعی باشند که بتوانند به صورت هسته‌های انجماد هم عمل کنند، بخار آبی که روی آنها متراکم می‌شود ممکن است منجمد گردد.

هنوز (تا سال ۱۹۸۸) عمل‌کرد و چگونگی هسته‌های مولد انجماد مشخص نشده، ولی به نظر می‌رسد مشخصهٔ اساسی این هسته‌ها این است که ساختار پوسته‌ای منتج از آب آنها درست مشابه کریستالهای یخی عمل می‌کند. از طرف دیگر، گاهی کریستالهای یخی از ابرهای یخی سطوح بالاتر پیش از فرایند رسوب نزول می‌کنند و سبب انجماد می‌شوند.

۱۱ـ۶ گرمای نهان

در قسمت ۸ـ۷ در کتاب علوم زمینی به این موضوع برمی‌خوریم که به منظور تغییر حالت جسم باید به آن گرما داده شود یا از آن پس گرفته شود. در موقع تغییر حالت چنانچه گرمای بیشتری داده شود دمای جسم تغییر نمی‌کند. به عنوان مثال، آب در فشار استاندارد در ۱۰۰ درجه سانتیگراد می‌جوشد و با آنکه گرما دریافت می‌کند و آب از شکل مایع به حالت گاز درمی‌آید، دمای آن افزایش نمی‌یابد. این گرمای اضافی صرفاً برای جداسازی مولکولها به کار می‌رود و آن را گرمای نهان تبخیر می‌نامند.

گرمای نهان یا گرمای «مخفی» هنگامی که بخار آب متراکم شود و به حالت مایع باز گردد، مجدداً آزاد می‌شود. به طور مشابه، گرمای نهان ذوب برای ذوب یخ لازم است، این گرما وقتی آزاد می‌شود که آب یخ بزند و مجدداً منجمد شود.

۶ـ۱۲ شاخصهای رطوبت

رطوبت توصیف کنندهٔ هر اندازه از کمیت بخار آب در قسمتی از جو است. گاهی جرم بخار آب در واحد حجم هوا مستقیماً بیان می‌شود، و گاه سهمی که بخار آب نسبت به فشار کلّی ناشی از گازهای جو دارد به صورت غیرمستقیم توصیف می‌شود. یکی از شاخصهای مهم در سنجش رطوبت نم نسبی است.

۶ـ۱۳ نم نسبی

نم نسبی شاخص مناسبی از رطوبت است که در قسمت ۴ـ۱۰ کتاب علوم زمینی دربارهٔ آن توضیح کامل داده شده است. نم نسبی، عبارت است از نسبت جرم بخار آب موجود در واحد حجم هوا به مقدار جرم بخار آب مورد نیاز برای رسیدن به حالت اشباع در همان دما که معمولاً به صورت درصد بیان می‌شود.

در بخار غیراشباع، جرم آب موجود در واحد حجم هوا تقریباً با فشار بخار آب متناسب است. مقدار تقریبی نم نسبی هوا از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\text{نم نسبی (٪)} = \frac{\text{فشار بخار آب موجود در هوا}}{\text{فشار بخار اشباع در همان دما}} \times ۱۰۰$$

بسیاری از مواد آلی نسبت به تغییرات نم نسبی هوا حساسند. یکی از این مواد موی انسان است. بدین جهت ادواتی طرح‌ریزی شده‌اند که دارای این خاصیّت هستند و می‌توان با استفاده از آنها نم نسبی را اندازه‌گیری کرد. باید توجه داشت که حتی با ثابت بودن مقدار بخار آب در هوا، نم نسبی ممکن است تغییر یابد. این وضعیت وقتی به وجود می‌آید که دمای نمونه هوا تغییر کند.

با در نظر داشتن توضیح فوق، در اواخر شب و اوایل صبح، وقتی که دمای هوا به حداقّل می‌رسد، نم نسبی میزان حداکثر روزانه را داراست. در بعضی مواقع ممکن است نم نسبی در صبح آنقدر بالا رود که هوا اشباع شود و با وقوع تراکم، پدیدهٔ دمه یا مه حادث شود. سپس، هنگامی که خورشید بتدریج بالا می‌آید، دمای هوا افزایش می‌یابد و نم نسبی بتدریج کم می‌شود، و سرانجام تبخیر باعث محو و ناپدید شدن دمه یا مه می‌گردد.

۶ـ۱۴ روشهای اندازه‌گیری رطوبت

دستگاهی که برای اندازه‌گیری رطوبت یا مقدار بخار آب در جو به کار می‌رود. **نم سنج** نام دارد. در اینجا روشهای مختلف اندازه‌گیری رطوبت هوا در مکانی معیّن را بررسی می‌کنیم.

با تغییر نم نسبی هوا، ابعاد بسیاری از مواد آلی تغییر می‌کند، و از این خاصیّت در بعضی از رطوبت سنجها استفاده شده است. مثلاً طول موی انسان با تغییر نم نسبی ثابت نمی‌ماند. تغییرات طول مو را می‌توان به وسیلهٔ یک سری اهرم بزرگ کرد و از آن در به کار انداختن نشان دهنده استفاده کرد. اصول کار رطوبت سنجهای مویی بر این اساس بنا شده است. می‌توان به جای نشان دهنده، از قلم به نحوی استفاده کرد که نم نسبی را به طور مداوم و پیوسته روی نقشه‌ای که بر طبله‌ای استوانه‌ای شکل نصب شده است ثبت کند. این دستگاه را **رطوبت نگار مویی** می‌نامند.

یک روش ساده ولی دقیق‌تر برای اندازه‌گیری رطوبت، استفاده از سایکرومتر است. این دستگاه شامل دو دماسنج است که در کنار یکدیگر نصب شده‌اند. یکی از این دماسنجها **دمای هوا** و دیگری دمای‌تر را اندازه گیری می‌کند. گاهی سایکرومتر را دماسنجهای تر و خشک هم می‌نامند. دماسنج تر نوعی دماسنج مانند دماسنج معمولی خشک است که برای اندازه‌گیری دمای تر به کار می‌رود. مخزن دماسنج تر را لایه‌ای از پارچه پنبه‌ای مخصوص، که آن را موسلین می‌نامند، به صورت فتیلهٔ نمناک پوشانده است که انتهای این فتیله در ظرف آب مقطر قرار دارد.

دماسنجهای تر و خشک باید در معرض هوای آزاد قرار گیرند و از تابش مستقیم خورشید دور باشند.

سایکرومترها را می‌توان به دو نوع تقسیم کرد:

ـ **سایکرومتر ثابت**، مانند سایکرومتر پناهگاهی

ـ **سایکرومتر قابل حمل و نقل**، مانند سایکرومتر آسمن و چرخنده

هنگامی که دمای تر و خشک هوا اندازه‌گیری شود به کمک جداول می‌توان نم نسبی و دمای نقطه شبنم را تعیین کرد. طریق انجام این محاسبات در زیر مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۱۵ـ۶ اصول دماسنج تر

چنانچه هوای در حال عبور از روی دماسنج تر غیراشباع باشد، تبخیر آب از روی فتیله مخزن انجام می‌شود و مولکولهایی که سریعتر حرکت می‌کنند، هنگام ورود به هوا انرژی گرمایی را به صورت گرمای نهان تبخیر از محیط کسب می‌کنند و با خود به سایر جاها انتقال می‌دهند. برای توضیح بیشتر به قسمت ۲ـ۱۰ کتاب علوم زمینی رجوع کنید.

بنابراین، دمای آب در سطح فتیله بر روی مخزن کاهش می‌یابد. تا وقتی که تبخیر از سطح فتیله انجام شود دماسنج ترکمتر از دماسنج خشک نشان می‌دهد. تفاوت دماسنج تر از خشک به میزان تبخیر بستگی دارد. اختلاف قرائتهای دو دماسنج را کاهش دمای تر[6] می‌گویند (دمای دماسنج تر ـ دمای دماسنج خشک). کاهش دمای تر به نم نسبی هوا و تهویه محیط اطراف فتیله مخزن

6) Wet - Bulb Depression

بستگی دارد.

دربارهٔ تأثیر جریان هوا بر تبخیر نیز در قسمت ۲ـ۱۰ کتاب علوم زمینی بحث شده است. روش تهویه سایکرومتر برای اندازه‌گیری رطوبت اهمیت ویژه دارد.

۶ـ۱۶ انواع سایکرومتر

در سایکرومتر ساده و بدون تهویه مصنوعی، دماسنجهای تر و خشک در پناهگاه دماسنجها به طور عمودی نصب می‌شوند. جداول مورد استفاده به منظور تعیین رطوبت معمولاً با این فرض تنظیم می‌شود که سرعت متوسط باد در محوطه دماسنجها در حدود یک تا یک و نیم متر بر ثانیه است. در عمل، سرعت باد در محوطه دماسنجها اغلب از آنچه فرض شده متفاوت است و در فاصله ۱ـ۱/۵ متر بر ثانیه قرار ندارد. میزان خطا در رطوبت سنجی هنگامی حداکثر است که هوا فوق‌العاده گرم و خشک و یا سرعت باد خیلی کم باشد.

انواعی از سایکرومترها با تهویه مصنوعی نیز در اندازه‌گیری رطوبت به کار می‌رود، از جمله سایکرومتر آسمن که نیازی به پناهگاه ندارد و دماسنجها به واسطهٔ یک پوشش فلزی درخشنده از تابش مستقیم خورشید محافظت می‌شوند. هوا روی مخازن دماسنجها به وسیله یک پنکه جریان می‌یابد. از پنکه می‌توان جهت تهویه هوا برای سایکرومتری که از پناهگاه بیرون آورده می‌شود استفاده کرد. چنانچه دماسنجهای مورد استفاده از نوعی باشند که در ایستگاههای هواشناسی استفاده می‌شود، بایستی سرعت متوسط جریان هوایی که روی مخازن دماسنجها ایجاد می‌شود حداقل برابر ۲/۵ و حداکثر مساوی ۱۰ متر بر ثانیه باشد.

در سایکرومتر چرخنده دو دماسنج در کنار یکدیگر در داخل قابی فلزی نصب می‌شوند. این قاب فلزی دستگیرهٔ مناسبی دارد که عمل چرخاندن آن را امکانپذیر می‌سازد. برای تهویهٔ هوای روی مخازن دماسنجها، معمولاً از روکش کاملی استفاده نمی‌شود و، به همین دلیل، به طور کامل از تشعشعات مصون نیستند. بنابراین، بهتر است از این نوع سایکرومتر در مکانی استفاده شود که از تابش مستقیم خورشید در امان باشد.

۶ـ۱۷ جداول سایکرومتری

به منظور تعیین دمای نقطه شبنم یا نم نسبی هوا باید از جداول ویژه‌ای که با سرعت تهویه مناسب تهیه شده است استفاده کرد بیشتر جداول سایکرومتری بر اساس سرعت تهویه در فاصله ۱ـ۱۰ متر بر ثانیه محاسبه شده‌اند.

۱۸ـ۶ چگالی هوای مرطوب

چگالی هوای خشک با فشار و دمای هوا تغییر می‌کند. در نزدیکی سطح زمین در فشار استاندارد (۱۰۱۳/۲۵ میلی‌بار) و در دمای ۱۵ درجه سانتیگراد (۲۸۸/۱۵ درجه کلوین) چگالی هوا برابر با ۱/۲۲۵ کیلوگرم بر متر مکعب یا $۱/۲۲۵ \times ۱۰^{-۳}$ گرم بر سانتیمتر مکعب است.

در جدول (۱ـ۱) نشان داده شده است که هوای خشک اختلاطی از گازهاست. بنابراین، کمیتی واقعی به نام وزن مولکولی هوای خشک وجود ندارد. با وجود این، می‌توان متوسط وزن **مولکولی هوای خشک** را تعیین کرد. در بعضی از مواقع همین متوسط وزن مولکولی را متوسط وزن مولکولی ظاهری می‌نامند. در هموسفر، جایی که گازهای تشکیل دهنده هوای خشک کاملاً مخلوط شده‌اند، متوسط وزن مولکولی هوا در حدود ۲۸/۹۶ در نظر گرفته می‌شود.

از طرف دیگر، وزن مولکولی بخار آب تقریباً برابر ۱۸ است. این عدد در حدود $\frac{۵}{۸}$ متوسط وزن مولکولی هوای خشک در هموسفر، تا زیر مزوپاز، است. می‌دانیم که همه گازها در هموسفر کاملاً بصورت اختلاط بوده و نسبت آنها تقریباً بدون تغییر است. بنابراین، جرم یک مولکول بخار آب از جرم متوسط یک مولکول هوای خشک کمتر است.

چنانچه حجم مشخصی از هوای خشک در نظر گرفته شود و به جای تعداد معینی از مولکولهای آن تعدادی مساوی از مولکولهای بخار آب جایگزین شود، جرم حجم در نظر گرفته شده در این آزمایش کاهش می‌یابد. از آنجایی که چگالی نسبت جرم به حجم، یا در واقع جرم واحد حجم است، می‌توان گفت که **چگالی هوای مرطوب** از چگالی هوای خشک در فشار و دمای یکسان کمتر است.

متوجه شدیم که به هنگام اندازه‌گیری رطوبت جو، حرکت هوا حائز اهمیت است و به این لحاظ این حرکت در نزدیکی سطح زمین و روشهای اندازه‌گیری آن مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

سؤالات فصل ۶

۱) هوای مرطوب چیست؟ فشار بخار اشباع در دمای معیّن را شرح دهید. فشار بخار اشباع چگونه با دما تغییر می‌کند؟

۲) اصطلاحات زیر را به طور مختصر شرح دهید:

الف) هسته‌های تراکم

ب) فرایندهای فشار ثابت

۳) فرایند بی‌دررو چیست؟ چرا این فرایند عاملی مهم در تشکیل ابر محسوب می‌شود؟

۴) اصطلاحات زیر را تعریف کنید:

الف) دمای نقطه شبنم

ب) دمای نقطه برفک

۵) نم نسبی چیست؟ اصول و طرزکار نم‌سنج‌مویی را شرح دهید.

۶) واژه‌ها و اصطلاحات زیر را بطور مختصر شرح دهید:

الف) سایکرومتر

ب) کاهش دمای تر (دمای دماسنج تر (–) دمای دماسنج خشک)

ج) جداول سایکرومتری

۷) چرا چگالی هوای مرطوب از چگالی هوای خشک در دما و فشار یکسان کمتر است؟

فصل ۷

باد سطح زمین

مقداری از تابش خورشید که به سطح زمین می‌رسد، سرانجام به انرژی جنبشی گازهای جو تبدیل می‌شود و، در نتیجه، مولکولهای هوا دارای حرکت دائمی می‌شوند.

جریان هوا با حرکت طبیعی را باد می‌نامند. در هواشناسی کلمه باد به جریان وسیعی از هوا اطلاق می‌شود که در نزدیکی سطح زمین یا در جو آزاد وجود دارد. در این فصل جریان افقی هوا در سطح زمین مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

جریان هوا بندرت به صورت یکنواخت دیده می‌شود. حرکت هوا معمولاً به صورت تربولانسی همراه با حرکات پیچکی به اشکال و اندازه‌های گوناگون است که مانع پیشروی جریان هوا به صورت مستقیم می‌شود. اثر تربولانس در نزدیکی سطح زمین با ظهور تغییرات شدید و نامنظم در سمت و سرعت باد مشخص می‌شود. این گونه انحرافها به طور مستقل در فواصل زمانی کوتاه اتفاق می‌افتد و، در نتیجه، باد متغیری از نظر سمت و سرعت، ایجاد می‌کند که آن را باد گاستی (جَستی)[1] گویند.

در قسمت بعد، نحوهٔ اندازه‌گیری باد و بعضی از مشخصات آن بررسی می‌شود.

۷ـ۱ اصول کلّی اندازه‌گیری باد سطح زمین

تندی باد[2] کمیتی برداری است که جهت و سرعت دارد. اندازه بردار سرعت باد را سرعت باد[3] می‌نامند. جهت باد نشان دهندهٔ سمتی است که باد از آن سمت وزرد.

سرعت باد در سطح زمین تحت تأثیر انحرافهای ناگهانی واقع می‌شود. چنانچه این انحرافها به مقدار زیاد و در فاصله زمانی کوتاه اتفاق افتد، باد را گاستی می‌نامند.

جهت و سرعت و تغییرات باد سطح زمین را می‌توان بخوبی از روی ابزار اندازه‌گیری مشخص کرد. در صورتی که این ابزار قابل استفاده نباشد جهت و سرعت باد با تخمین بیان می‌شود. همچنین هنگامی که سرعت باد از دو نات کمتر باشد، جهت و سرعت باد با تخمین بیان می‌شود، زیرا

---

1) Gustiness 2) Wind Velocity 3) Wind Speed

ابزار اندازه‌گیری جهت باد در این گونه موارد از حساسیت لازم برخوردار نیستند تا بتوانند تغییرات جهت باد را در سرعتهای کم تعیین کنند. هوا هنگامی آرام و بدون باد است که هیچ گونه حرکت قابل ملاحظه‌ای دیده نشود.

۲ـ۷ محل قرار دادن دستگاه اندازه‌گیری باد سطح زمین

محاسبهٔ جهت واقعی و میزان سرعت باد سطح زمین آسان نیست، زیرا حرکت هوا تحت تأثیر عواملی چون ناهمواریهای زمین، وضع زمین، منابع گرما، و ساختمانها قرار دارد. علاوه بر این، سرعت باد به طور معمول با ارتفاع افزایش می‌یابد. بنابراین، لازم است ارتفاع استانداردی جهت اندازه‌گیری باد سطح زمین مشخص شود تا بتوان بادهای اندازه‌گیری شده در نقاط مختلف را با یکدیگر مقایسه کرد. بدین جهت، ابزار سنجش جهت و سرعت باد سطح زمین را در ارتفاع استاندارد ۱۰ متری از سطح زمین در یک سطح هموار در فضای باز[4] نصب می‌کنند. منظور از فضای باز منطقه‌ای است که فاصلهٔ بین بادنما و اشیای اطراف آن حداقل ده برابر ارتفاع مانع باشد.

انتخاب محلی مناسب جهت نصب استاندارد این ابزارها در فرودگاهها اهمیّت خاص دارد. در ایستگاههایی که محل مناسب برای نصب استاندارد ابزار وجود ندارد، ابزار اندازه‌گیری باد سطح زمین در ارتفاعی نصب می‌شوند که بتوان به صحّت اندازه‌گیری و عدم تأثیر موانع محلی روی ابزارها اطمینان حاصل کرد. در این مناطق، باید ارتباطی منطقی بین اندازه‌گیری انجام شده در ارتفاع مورد نظر و ارتفاع ده متری برقرار کرد، یعنی از جدول تصحیح مناسبی در ایستگاه استفاده شود.

۳ـ۷ جهت باد سطح زمین و واحدهای اندازه‌گیری

جهت باد به سمتی اطلاق می‌شود که باد از آن سمت می‌وزد و بر حسب درجه بیان می‌شود. مبدأ آن شمال جغرافیایی است و درجات در جهت حرکت عقربه‌های ساعت افزایش می‌یابد. سمت باد بر حسب جهات اصلی و فرعی جغرافیایی مشخص می‌شود.

برای کُد گذاری و گزارش اندازه‌گیری جهت باد در ایستگاهها از اعداد ۰۰ تا ۳۶ استفاده می‌شود. جدول (۱ـ۷) اعداد کُد و درجات واقعی و جهات جغرافیایی را در ۳۲ نقطه نشان می‌دهد.

---

4) Open terrain

۴ـ۷ اندازه‌گیری جهت باد سطح زمین

معمولاً سمت باد سطح زمین به وسیله جهت‌نما نشان داده می‌شود برای اینکه جهت‌نما بخوبی کار کند باید آن را به طریقی نصب کرد که نیروی اصطکاک حداقل باشد و دستگاه نسبت به محورش کاملاً به حال تعادل قرار داشته باشد. باید توجه کرد که محور جهت‌نما کاملاً قائم قرار گرفته باشد و شمال جهت‌نما کاملاً در امتداد شمال حقیقی قرار گیرد.

جدول ۱ـ۷: جهت باد بر حسب درجات واقعی، جهت جغرافیایی، و عدد رمزی

جهت جغرافیایی	جهت باد بر حسب درجه واقعی	عدد رمز	جهت جغرافیایی	جهت باد بر حسب درجه واقعی	عدد رمز
آرام	—	۰۰	S by W	۱۹۱/۲۵	۱۹
N by E	۱۱/۲۵	۰۱	S S W	۲۰۲/۵۲	۲۰
N N E	۲۲/۵	۰۲	SW by S	۲۱۳/۷۵	۲۱
NE by N	۳۳/۷۵	۰۳	S W	۲۲۵	۲۳
NE	۴۵	۰۵	SW by W	۲۳۶/۲۵	۲۴
NE by E	۵۶/۲۵	۰۶	W S W	۲۴۷/۵	۲۵
E N E	۶۷/۵	۰۷	W by S	۲۵۸/۷۵	۲۶
E by N	۷۸/۷۵	۰۸	W	۲۷۰	۲۷
E	۹۰	۰۹	W by N	۲۸۱/۲۵	۲۸
E by S	۱۰۱/۲۵	۱۰	W N W	۲۹۲/۵	۲۹
E S E	۱۱۲/۵	۱۱	NW by N	۳۰۳/۷۵	۳۰
SE by E	۱۲۳/۷۵	۱۲	N W	۳۱۵	۳۲
S E	۱۳۵	۱۴	NW by N	۳۲۶/۲۵	۳۳
SE by S	۱۴۶/۲۵	۱۵	N N W	۳۳۷/۵	۳۴
S S E	۱۵۷/۵	۱۶	N by W	۳۴۸/۷۵	۳۵
S by E	۱۶۸/۷۵	۱۷	N	۳۶۰	۳۶
S	۱۸۰	۱۸	متغیر	—	۹۹

به منظور تهیّه گزارش سینوپ و انتخاب عددی که متوسط جهت باد را نشان دهد، باید از ده دقیقه قبل از زمان گزارش هوا، ارقامی را که عقربه جهت‌نما نشان می‌دهد مورد توجه قرار داد. در این مورد می‌توان از دستگاه ثبات جهت‌نما هم استفاده کرد.

برای مقاصد هواپیمایی، ثبت پیوسته جهت باد از راه دور طرح‌ریزی شده است. دستگاه اندازه‌گیری سمت باد باید دارای حساسیت قابل قبول باشد تا بتواند انحرافات و تغییرات ناگهانی

جهت باد را نشان دهد. بدین جهت، معمولاً از دستگاههای انتقال‌دهنده الکتریکی استفاده می‌شود.

در مواقعی که سرعت باد از دو نات کمتر باشد و جهت‌نما قادر به نشان دادن جهت باد نباشد و در مواقعی که جهت‌نما درست کار نکند یا در ایستگاه موجود نباشد جهت باد را با حدس و با تخمین تعیین می‌کنند.

۵ـ۷ سرعت باد سطح زمین و واحدهای اندازه‌گیری

واحد اندازه‌گیری سرعت باد نات یا گره است. هر نات برابر یک مایل دریایی در ساعت یا در حدود ۰/۵۱ متر بر ثانیه است.

سرعت باد سطح زمین بندرت در یک دوره زمانی نسبتاً طولانی ثابت می‌ماند. سرعت باد معمولاً با زمان تغییر می‌کند و در بعضی مواقع تغییرات ناگهانی زیادی در آن دیده می‌شود. بادهای لحظه‌ای یا گاستی تغییراتی ناگهانی را ایجاد می‌کنند که از نظر دوره تناوب و دامنه بی‌نظم است.

در اکثر گزارشهای هواشناسی، میانگین سرعت باد مورد نیاز است. به عنوان مثال، برای گزارشهای سینوپ، به سرعت متوسط باد سطح زمین در یک دوره ده دقیقه‌ای نیازمندیم. این سرعت متوسط باید بر حسب گره گزارش شود. هنگامی که سرعت باد کمتر از یک نات باشد گفته می‌شود که هوا آرام است.

سرعت باد سطح زمین را می‌توان به روشهای گوناگون اندازه‌گیری کرد. ساده‌ترین روش، دیده‌بانی مستقیم اثرات باد سطح زمین بدون توسل به دستگاه اندازه‌گیری سرعت باد است. مقیاس بوفورت از این نوع است که در سال ۱۹۰۵، توسط دریا سالار فرانسیس بوفورت، برای استفاده دریانوردان طرح ریزی شد. در سالهای بعد مقیاس بوفورت در خشکی هم مورد استفاده قرارگرفت. بتدریج با تکمیل این جدول، دیده‌بانان هواشناسی نیز از این مقیاس برای تخمین سرعت باد استفاده کردند. امروزه دستگاههای بادسنج و نیز دستگاههای ثبات سرعت باد، هواشناسان را از استفاده از این جدول بی‌نیاز کرده است. چنانچه دستگاهی برای سنجش سرعت باد در اختیار نباشد، استفاده از جدول بوفورت بسیار مفید است. دیده‌بان هواشناس می‌تواند با مشاهدات خود و استفاده از این جدول، سرعت باد را تخمین بزند. جدول (۲ـ۷) سرعت باد را بر حسب اعداد بوفورت نشان می‌دهد.

۶ـ۷ اندازه‌گیری سرعت باد سطح زمین

دستگاه اندازه‌گیری سرعت باد در سطح زمین بادسنج نام دارد. دستگاههای مورد استفاده جهت

اندازه‌گیری سرعت باد به دو نوع اصلی تقسیم می‌شوند:
۱) بادسنج چرخشی
۲) بادسنج با لوله فشار

معمولی‌ترین دستگاه اندازه‌گیری سرعت بادسنج از نوع چرخشی یا بادسنج فنجانی است. این بادسنج از سه کاسهٔ فنجانی شکل مخصوص تشکیل شده است که به طور قرینه نصب شده‌اند و هر یک با محور قائم زاویه قائمه می‌سازد. سرعت چرخش فنجانها بستگی به سرعت باد دارد و مستقل از جهت باد است. فنجانهای نصب شده بر محور، دستگاه شمارنده‌ای را به حرکت درمی‌آورند و سرعت باد با استفاده از دستگاه شمارنده محاسبه می‌شود. نوع ساده‌تر این دستگاه، دستگاهی است که محور چرخنده یا مولد کوچک الکتریکی را بحرکت درآورد. بدین ترتیب شدت جریان حاصله اندازه‌گیری و ثبت می‌شود و مقیاس نشان دهنده بر حسب سرعت باد مدرج می‌گردد.

بادسنج پره‌ای نیز از نوع بادسنج چرخشی است. پره توسط جهت نما در مقابل باد نگاه داشته می‌شود و چرخش پره به واحد نشان دهنده دستگاه منتقل می‌گردد.

بادسنج چرخشی نوع دیگر بادسنج آسیای بادی است. این نوع بادسنج شمارنده‌ای را به حرکت درمی‌آورد. برای استفاده از بادسنج به دستگاه زمان سنج نیاز است تا بتوان سرعت باد را تعیین کرد. بادسنج نوع آسیای بادی کوچک است و معمولاً برای اندازه‌گیری سرعت باد در دست گرفته می‌شود. از این نوع بادسنج برای اندازه‌گیری سرعت باد کم، مانند سرعت هوا در تهویه مطبوع، استفاده می‌شود.

بادسنج با لوله فشار نوع دیگری از بادسنج است که جهت نمای آن بالای یک دکل لوله‌ای نصب شده که سمت دیگر لوله باز است و در مقابل وزش باد نگهداری می‌شود. وزش باد به داخل این لولهٔ باز، موجب افزایش فشار در درون آن می‌شود که با سرعت باد متناسب است. این افزایش فشار به وسیلهٔ لوله فشاری به واحد نشان دهنده سرعت باد منتقل می‌شود.
لوله جداری دستگاه، درست در زیر جهت‌نما، دارای سوراخهای کوچک زیادی است که موجب می‌شود بادی که به داخل لوله جداری وزیده است از این سوراخها خارج شود و فشار درون آن به نسبت سرعت باد تقلیل یابد. این اثر توسط یک لولهٔ مکنده به واحد نشان دهنده منتقل می‌شود و این ترکیب موجب می‌شود که بادسنج مستقل از هر اختلاف فشار جزئی در داخل و خارج

جدول ۲ـ۷: سرعت باد بر حسب اعداد بوفورت در ارتفاع استاندارد ۱۰ متری در روی زمین باز و هموار

شاخصهای تخمین سرعت باد در خشکی	مایل بر ساعت	کیلومتر بر ساعت	متر بر ثانیه	نات	توصیف	اعداد
دود به طور آرام و عمودی بالا می‌رود	<۱	<۱	۰ـ۰/۲	<۱	آرام	۰
جهت باد با حرکت دود مشخص است ولی بادنما قادر به نمایش آن نیست	۱ـ۳	۱ـ۵	۰/۳ـ۱/۵	۱ـ۳	نسیم ضعیف	۱
باد روی صورت حس می‌شود، برگها تکان می‌خورند	۴ـ۷	۶ـ۱۱	۱/۶ـ۳/۳	۴ـ۶	نسیم ملایم	۲
فنجانهای معمولی بادنما حرکت می‌کنند، برگها می‌جنبد، و پرچم به اهتزاز درمی‌آید	۸ـ۱۲	۱۲ـ۱۹	۳/۴ـ۵/۴	۷ـ۱۰	نسیم منظم	۳
گرد و خاک بلند می‌شود، کاغذ از زمین بلند می‌شود، و شاخه‌های کوچک می‌جنبند	۱۳ـ۱۸	۲۰ـ۲۸	۵/۵ـ۷/۹	۱۱ـ۱۶	نسیم متوسط	۴
درختان کوچک برگ دار به حرکت درمی‌آیند و روی آبهای ساکن امواج کوچک ایجاد می‌شود	۱۹ـ۲۴	۲۹ـ۳۸	۸/۰ـ۱۰/۷	۱۷ـ۲۱	نسیم تند	۵
شاخه‌های بزرگ به حرکت در می‌آیند، سیمهای تلگراف به صدا در می‌آیند، و نگهداری چتر مشکل است	۲۵ـ۳۱	۳۹ـ۴۹	۱۰/۸ـ۱۳/۸	۲۲ـ۲۷	نسیم شدید	۶
درختان بشدّت تکان می‌خورند و راه رفتن در جهت مخالف باد مشکل است	۳۲ـ۳۸	۵۰ـ۶۱	۱۳/۹ـ۱۷/۱	۲۸ـ۳۳	نزدیک طوفان	۷
شاخه‌ها می‌شکنند و کار در این هوا ممکن نیست	۳۹ـ۴۶	۶۲ـ۷۴	۱۷/۲ـ۲۰/۷	۳۴ـ۴۰	طوفان	۸
خسارات کمی به ساختمانها وارد می‌شود، دودکشها می‌افتند	۴۷ـ۵۴	۷۵ـ۸۸	۲۰/۸ـ۲۴/۴	۴۱ـ۴۷	طوفان شدید	۹
درختها ریشه کن می‌شود، خسارات قابل ملاحظه‌ای به ساختمانها وارد می‌شود	۵۵ـ۶۳	۸۹ـ۱۰۲	۲۴/۵ـ۲۸/۴	۴۸ـ۵۵	طوفان مخرب	۱۰
خسارات زیادی وارد می‌شود. این باد بندرت دیده می‌شود	۶۴ـ۷۲	۱۰۳ـ۱۱۷	۲۸/۵ـ۳۲/۶	۵۶ـ۶۳	طوفان مخرب شدید	۱۱
خسارات وسیع و شدید بروز می‌کند	۷۳ یا بیشتر	۱۱۸ یا بیشتر	۳۲/۷ یا بیشتر	۶۴ یا بیشتر	هاریکن	۱۲

ساختمانی که دستگاه ثبات در آن نگهداری می‌شود عمل کند.

در بادسنجهای لوله فشاری در دسترس از دو نوع نشاندهنده استفاده می‌شود: یکی شناور نوع داین[5] که در آن فشار و مکش به محفظه شناور منتقل می‌شود. این دستگاه طوری ساخته شده است که سطح سیلندر شناور در آب کنترل شود، و شناور به نوبهٔ خود نشان دهندهٔ دستگاه را کنترل می‌کند.

نوع دیگر، نشان دهندهٔ **اناروئیدی** است. این نوع نشان دهنده برای کشتی مناسب است و نشان دهنده نوع شناور در کشتی قابل استفاده نیست.

سرعت باد را می‌توان بر روی نقشه‌ای که حرکت آن به وسیله مکانیزمی نظیر ساعت کنترل می‌شود ثبت کرد. بادسنج نوع چرخشی و نوع لوله فشاری، هر دو، برای استفاده ثبت مداوم سرعت باد به کار می‌رود. بادسنج خودکاری که سرعت باد را به طور مداوم اندازه‌گیری و ثبت می‌کند بادنگار می‌نامند.

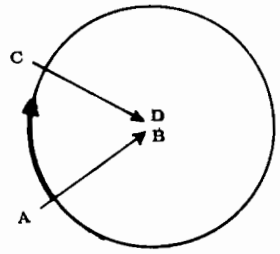
۷ـ۷ تغییرات باد سطح زمین

برای توصیف تغییرات جهت و سرعت باد هواشناسان از اصطلاحات خاص استفاده می‌کنند. هنگامی که جهت باد طوری تغییر کند که عقربه جهت نما به طرف راست دیده‌بان، یعنی موافق حرکت عقربه‌های ساعت، بچرخد می‌گویند باد پیشگرد[6] کرده است. در شکل (۱ـ۷) جهت باد از جهت AB به سمت CD چرخیده است. قوس AC در این شکل نحوهٔ چرخش جهت باد، یعنی پیشگرد، را نشان می‌دهد. برعکس، چنانچه جهت باد طوری تغییر کند که جهت‌نما به طرف چپ دیده‌بان، یعنی خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت بچرخد در اینصورت می‌گویند باد پسگرد[7] کرده است. در شکل ۱ـ۷، اگر جهت باد از CDبه AB تغییر یابد، **پسگردی** باد رخ می‌دهد.

از طرف دیگر اصطلاحاتی که برای سرعت باد به کار می‌رود تند باد موقتی[8] و تند باد لحظه‌ای (گاستی) است. تند باد لحظه‌ای (گاستی) افزایش ناگهانی در سرعت باد نسبت به مقدار متوسط در یک دورهٔ زمانی است. مدت وزش تند باد لحظه‌ای بمراتب کمتر از تندباد موقتی (اسکول) است. به دنبال افزایش سرعت باد، کاهش قابل ملاحظه‌ای در مقدار متوسط دیده می‌شود که بروز این وضعیت در سرعت باد را لال می‌نامند.

تند باد موقتی، باد شدیدی است که ناگهان شروع می‌شود، چند دقیقه دوام می‌یابد، و سپس به طور ناگهانی از بین می‌رود. به عبارت دیگر، تندباد موقتی عبارت است از افزایش سرعت باد،

5) Dines Float Type 6) Veer 7) Back 8) Squall



شکل ۱ـ۷: پیشگردی باد

حداقل به اندازه ۱۶ نات. در تندباد موقتی، معمولاً سرعت باد به ۲۲ نات یا بیشتر می‌رسد. تندباد موقتی حداقل یک دقیقه دوام می‌یابد.

۸ـ۷ تغییرات شبانه روزی باد سطح زمین

در نزدیکی درّه‌ها، تپه‌ها، و دریا تغییرات مشخصی در جهت و سرعت باد سطح زمین در شبانه‌روز مشاهده می‌شود. این تغییرات را تغییرات شبانه‌روزی باد سطح زمین می‌نامند. بعضی از این بادهای محلی در قسمت ۱۰ـ۴ مورد بحث قرارگرفت، و برخی دیگر را در فصلهای بعد شرح خواهیم داد.

در مناطقی که سطح زمین در روی خشکی نسبتاً یکنواخت است، غالباً تغییرات فراوانی در سرعت باد در شبانه روز مشاهده می‌شود. حداکثر سرعت باد در حوالی ظهر تا عصر اتفاق می‌افتد، زیرا اندازه حرکت[9] از سطوح بالاتر به سطح زمین توسط جریانهای کنوکشن منتقل می‌شود. در هنگام غروب آفتاب که دمای هوا رو به کاهش می‌رود، کنوکشن نیز کاهش می‌یابد و، در نتیجه، سرعت باد هم تنزل می‌کند. در حوالی صبح، نزدیک طلوع آفتاب، سرعت باد حداقل است.

۹ـ۷ نیروهای مؤثر بر هوای متحرک

در قسمت ۱۴ـ۵ گفته شد که مقادیر فشار در سطح متوسط دریا در ایستگاههای مختلف یکسان نیست و معمولاً تفاوتی بین آنها وجود دارد. گرادیان فشار عبارت است از تغییر فشار روی فاصله افقی، و جهت آن از طرف مرکز پر فشار به طرف مرکز کم فشار است.

انتظار می‌ورد نیروی گرادیان فشار، حرکت بسته هوا را از مرکز پر فشار به طرف مرکز کم فشار

9) Momentum

سبب شود. و نیروی گرادیان فشار در این امتداد است، اما هوا بندرت در این جهت حرکت می‌کند. علت این امر چیست؟

چنانکه در قسمت ۴ـ۹ کتاب علوم زمینی گفته شده، حرکت وضعی زمین بر حرکت بسته هوا تأثیر می‌گذارد. ناظری که در سطح زمین است، تصور می‌کند حرکت بسته هوا در امتداد گرادیان فشار نیست و در اثر نیروی کوریولیس منحرف می‌شود، زیرا دیده‌بان در روی سطح زمین با سرعتی مساوی گردش وضعی می‌چرخد.

زمین هر ۲۴ ساعت یک بار به دور خود می‌چرخد که آن را گردش وضعی زمین می‌نامند. نیروی ظاهری که روی بسته هوا تأثیر می‌کند و در اثر گردش زمین به وجود می‌آید، **نیروی کوریولیس** نامیده می‌شود. مقدار نیروی کوریولیس در خط استوا صفر است، ولی این نیرو با عرض جغرافیایی افزایش می‌یابد و در دو قطب از نظر مقدار، حداکثر است، مقدار این نیرو با سرعت نسبی هوا نسبت به سطح زمین متناسب است.

در نیمکره شمالی، نیروی کوریولیس روی بسته هوا تأثیر می‌گذارد و آن را به طرف راست جهت حرکت منحرف می‌سازد، ولی در نیمکره جنوبی بسته هوا به طرف چپ جهت حرکت منحرف می‌شود.

نیروی دیگری که بر بسته هوا تأثیر می‌گذارد نیروی اصطکاک است. این نیرو در اثر حرکت نسبی بین هوا و سطح زمین، یا بین لایه‌های مجاور هوا به وجود می‌آید، و در جهت مخالف حرکت نسبی عمل می‌کند. نیروی اصطکاک در نزدیکی زمین حداکثر است. هوای زیر ارتفاع یک کیلومتری از سطح زمین را لایهٔ اصطکاک می‌نامند. در بالای لایهٔ اصطکاک مقدار نیروی اصطکاک به اندازه‌ای است که می‌توان از آن صرف نظر کرد. این لایه، از هوا که در بالاتر از ارتفاع یک کیلومتری از سطح زمین قرار دارد، جو آزاد نامیده می‌شود.

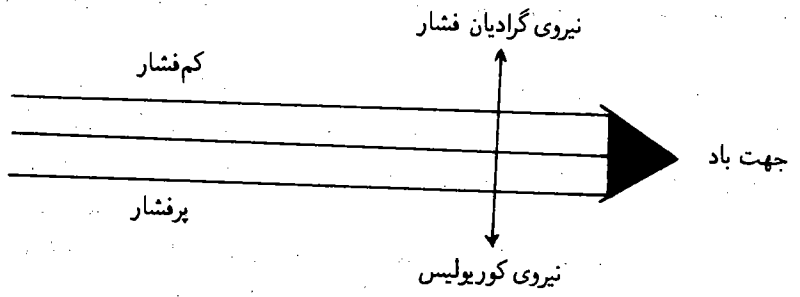
۱۰ـ۷ باد ژئوستروفیک

بسته هوا را که به طور افقی با سرعت ثابت در ناحیه‌ای حرکت می‌کند در نظر بگیرید و در این حرکت از نیروی اصطکاک صرف نظر کنید. در این حالت، نیروهای افقی که روی بسته هوا اثر می‌گذارند شامل نیروی گرادیان فشار و نیروی کوریولیس است.

چنانچه مقادیر دو نیرو کاملاً با هم مساوی باشد نیروی گرادیان فشار به وسیلهٔ نیروی کوریولیس، از انحراف بسته هوای متحرک به طرف راست یا چپ جلوگیری می‌کند. چنین حرکتی را جریان **ژئوستروفیک** گویند. شکل (۲ـ۷) تعادل این دو نیرو را در نیمکره شمالی نشان می‌دهد.

وضعیت مشابه شکل فوق برای نیمکره جنوبی در شکل (۳ـ۷) نشان داده شده است.

از آنجا که جریان ژئوستروفیک، بادی افقی است، در واقع، هوا در امتداد دایره‌ای با شعاع

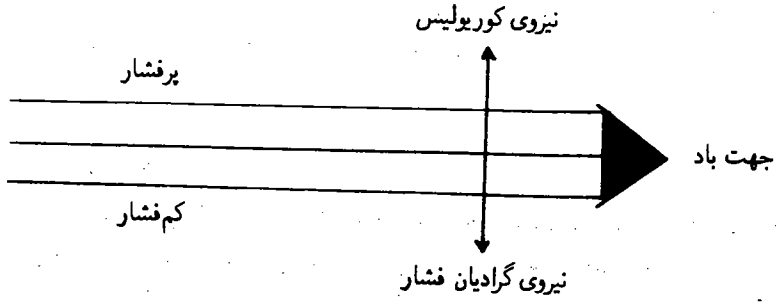


شکل ۲ـ۷: جریان ژئوستروفیک در نیمکره شمالی

خیلی بزرگ حرکت می‌کند. این جریان وقتی روی نقشه‌های وضعیت جوی سینوپتیکی در سطحی هموار تصویر شود، به صورت خط مستقیم به نظر می‌رسد.

در یک عرض جغرافیایی مشخص به ازای مقدار معینی از سرعت باد، نیروی کوریولیس با نیروی گرادیان فشار در حال تعادل قرار می‌گیرد، و این همان سرعت باد ژئوستروفیک است. برای محاسبه سرعت باد ژئوستروفیک می‌توان از مقیاس باد ژئوستروفیک از روی نقشه‌های سینوپتیکی استفاده کرد. البته این مقیاس در روی نقشه برای مناطقی به کار می‌رود که در آن مناطق خطوط همفشار به صورت خط مستقیم باشند.

سرعت باد ژئوستروفیک را در استوا نمی‌توان تعیین کرد، زیرا نیروی کوریولیس در نزدیکی



شکل ۳ـ۷: جریان ژئوستروفیک در نیمکره جنوبی

خط استوا کوچک است و در خط استوا صفر می‌شود. چنانچه غیر از نیروی گرادیان فشار نیروی دیگری بر بسته هوا اثر نکند، هوا در امتداد نیروی گرادیان فشار از مرکز پر فشار به طرف مرکز کم فشار حرکت می‌کند.

همان طور که بیان شد نیروی کوریولیس در عرضهای جغرافیایی پایین کوچک می‌شود و بین

عرضهای جغرافیایی ۱۵ درجه شمالی و ۱۵ درجه جنوبی بندرت جریان ژئوستروفیک اتفاق می‌افتد.

۱۱ـ۷ باد گرادیان

در این قسمت، حرکت بسته هوایی که به طور افقی با سرعت ثابت در منطقه‌ای بدون اصطکاک جریان می‌یابد مورد بررسی قرار می‌گیرد.

تصور کنید که مقادیر نیروی گرادیان فشار و نیروی کوریولیس با یکدیگر مساوی نیستند. در این حالت، حرکت به صورت مستقیم نیست و در سمت چپ یا راست به شکل منحنی در می‌آید.

گاهی در یک عرض جغرافیایی معیّن ممکن است نیروی کوریولیس بزرگتر یا کوچکتر از نیروی گرادیان فشار باشد و این امر به سرعت باد بستگی دارد.

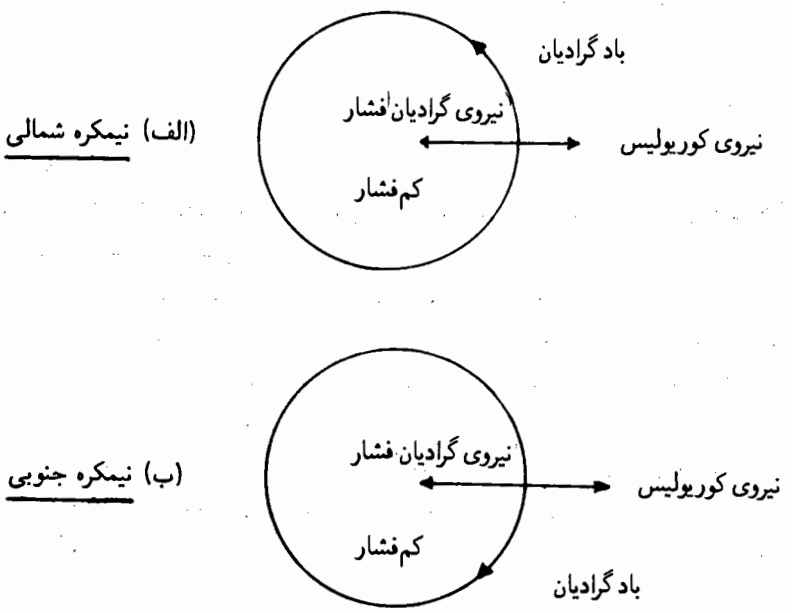
حرکت منحنی‌الخط افقی بدون اصطکاک با سرعت ثابت را **جریان گرادیان** می‌گویند. این امر بدان معناست که جریان گرادیان در هر نقطه بر خط همفشار مماس است. سرعت باد گرادیان عبارت است از سرعتی که جریان گرادیان در یک عرض جغرافیایی مشخص با نیروی گرادیان فشار معین به وجود می‌آورد.

گاهی ممکن است جریان باد در یک نقطه تنها یا در تمام طول مسیر به صورت گرادیان باشد. هنگامی که فقط در یک نقطه جریان گرادیان باشد، جهت باد فقط در همان نقطه مماس بر خط همفشار می‌شود. در مورد جریانهایی که توسعه بیشتری دارند، حرکت در امتداد خطوط همفشار در سراسر مسیر به صورت گرادیان در می‌آید. باید توجه داشت که چنین جریانی هنگامی اتفاق می‌افتد که خطوط همفشار با زمان تغییر نکند. در این حالت، جریان در هر نقطه در طول خط همفشار بر آن مماس می‌شود.

چنانچه جریانی به صورت توسعه یافته در مسیری طولانی گرادیان باشد، بسته هوا با سرعت ثابت در جهت خطوط همفشاری که به شکل منحنی در روی نقشه سینوپتیکی ظاهر می‌شوند حرکت می‌کند. اگر نیروی گرادیان فشار بزرگتر از نیروی کوریولیس باشد، جریان در اطراف مرکز کم فشار به صورت منحنی در می‌آید. شکل ۴ـ۷ الف این وضعیت را در نیمکره شمالی نشان می‌دهد. وضعیت مشابه برای نیمکره جنوبی در شکل (ب) نشان داده شده است.

باید توجه داشت که جریان گرادیان در نیمکره شمالی خلاف حرکت عقربه‌های ساعت است، زیرا تأثیر نیروی کوریولیس بطرف راست حرکت است. برعکس، حرکت در نیمکره جنوبی در اطراف مرکز کم فشار، موافق گردش عقربه‌های ساعت است. در هر دو حالت، این جریان را **سیکلونیک** می‌گویند.

جریان سیکلونیک جریانی در جهت گردش زمین است. در قسمت ۲ـ۴ کتاب علوم زمینی



شکل ۴ـ۷: جریان گرادیان در ناحیه کم فشار

آمده است که اگر فردی از بالای قطب شمال ناظر این حرکت باشد، این حرکت مخالف گردش عقربه‌های ساعت به نظر می‌رسد. و برعکس، اگر ناظر در قطب جنوب قرار داشته باشد، این حرکت را موافق گردش عقربه‌های ساعت می‌بیند.

اکنون می‌توانید شکلهایی را که در آنها نیروی گرادیان فشار کمتر از نیروی کوریولیس باشد رسم کنید. در این حالت، حرکت در اطراف مرکز پر فشار به صورت منحنی درمی‌آید، و جریان در نیمکره شمالی موافق گردش عقربه‌های ساعت و در نیمکره جنوبی مخالف گردش عقربه‌های ساعت است.

بنابراین، جریان به وجود آمده در جهت مخالف گردش زمین در هر نیمکره است و، به همین دلیل، چنین جریانی را در اطراف منطقه پر فشار، **جریان آنتی‌سیکلونیک** می‌خوانند.

همان طورکه در جریان **ژئوستروفیک** از نیروی اصطکاک صرف نظر شده، در جریان گرادیان نیز از این نیرو صرف نظر می‌شود، ولی در جریان گرادیان خطوط همفشار مستقیم نیستند، بلکه معمولاً به شکل منحنی در می‌آیند. از اینجا معلوم می‌شود که جریان گرادیان نسبت به جریان

ژئوستروفیک به حرکت واقعی که در جو آزاد اتفاق می‌افتد نزدیکتر است.

مقدار باد گرادیان در هر عرض جغرافیایی به نیروی گرادیان فشار و همچنین به شعاع انحنای خطوط همفشار وابسته است و، به همین دلیل، اندازه‌گیری باد گرادیان با دقت زیاد مشکل است.

۷ـ۱۲ قانون بیسبالوت

در سال ۱۸۵۷ میلادی، هواشناس هلندی به نام بیسبالوت رابطه‌ای بین خطوط همفشار و جهت باد به دست آورد. با مراجعه به شکلهای (۲ـ۷) و (۴ـ۷) (قسمت الف) می‌توان این رابطه را برای نیمکره شمالی به این صورت تعریف کرد. اگر شخص پشت به باد بایستد، در سمت چپ کم فشار و در سمت راست پر فشار قرار می‌گیرد. برعکس، در نیمکره جنوبی فشار کمتر در طرف راست قرار می‌گیرد که این امر در قسمت (ب) شکلهای (۳ـ۷) و (۴ـ۷) نشان داده شده است.

این رابطه را قانون بیسبالوت می‌گویند و به طور خلاصه به صورت زیر تعریف می‌شود: چنانچه دیده‌بان در نیمکره شمالی پشت به باد بایستد کم فشار در طرف چپ و پر فشار در طرف راست او قرار می‌گیرد و در نیمکره جنوبی، برعکس، کم فشار در طرف راست و پر فشار در سمت چپ او قرار می‌گیرد.

۷ـ۱۳ باد در لایه اصطکاک

باد سطح زمین معمولاً در سطح استاندارد ۱۰ متری از سطح زمین اندازه گیری می‌شود. در عمل، این باد از سرعت باد ژئوستروفیک که از روی نقشه‌های سطح متوسط دریا محاسبه می‌شود، کمتر است، حتی اگر همفشارها خطوط مستقیم باشند. زیرا **نیروی اصطکاک** را نمی‌توان در لایه اصطکاک ناچیز شمرد و از آن صرف نظر کرد. در نتیجه، سرعت باد دیده‌بانی شده بطور متوسط حدود یک سوّم سرعت باد ژئوستروفیک در روی خشکی و حدود دو سوّم آن در روی دریاست.

به علّت تأثیر نیروی اصطکاک، جهت باد سطح زمین در امتداد خطوط همفشار نیست و همچنین بعلت تقلیل سرعت باد نیروی کوریولیس نیزکم می‌شود. به سبب نیروی اصطکاک، نیروی گرادیان فشار نسبت به نیروی کوریولیس افزایش می‌یابد و سبب می‌شود که هوا در نزدیکی سطح زمین، خطوط همفشار را از طرف پر فشار به طرف کم فشار با زاویه کوچک قطع کند. گاه نیروی اصطکاک باعث می‌شود که خطوط همفشار توسط باد واقعی با زاویه‌ای در حدود ۳۰ درجه در روی خشکی و ۱۰ درجه در روی دریا قطع شوند.

تأثیر نیروی اصطکاک بر جریان هوا در نزدیک سطح زمین حداکثر است و در قسمتهای ناهموار، این نیرو باعث ایجاد تُربولانس می‌شود. تأثیر نیروی اصطکاک با ارتفاع بسرعت کم می‌شود

تا جایی که در بالای **لایه اصطکاک** می‌توان از آن صرف نظر کرد. ارتفاع لایه اصطکاک در حدود یک کیلومتر از سطح زمین است.

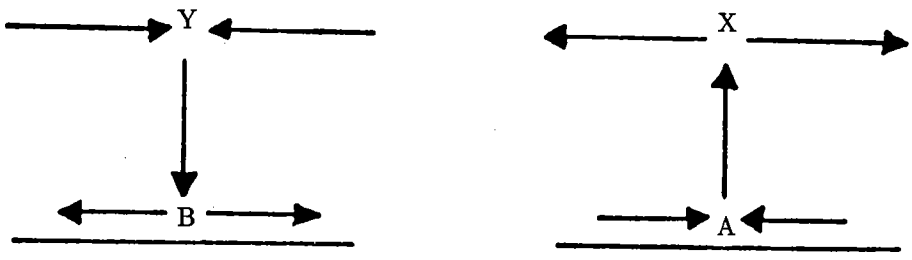
۷ـ۱۴ همگرایی و واگرایی افقی جرم

چنانچه مقدار جرم جریانهای ورودی هوا از جرم جریانهای خروجی در هر محدوده افقی روی زمین کمتر یا بیشتر باشد، فشار در پایین ستون هوا تغییر می‌کند. اگر جرم جریانهای ورودی هوا کمتر از جرم جریانهای خروجی باشد، فشار در سطح زمین کاهش می‌یابد و در حالت عکس فشار در سطح زمین افزایش می‌یابد.

هنگامی که جرم جریانهای افقی ورودی هوا از جرم جریانهای افقی خروجی هوا در هر محدوده بیشتر باشد، هوا به طرف داخل محدوده جریان می‌یابد و همگرایی جرمی اتفاق می‌افتد. اگر همگرایی در آن محدوده ادامه یابد، تراکم جرمی هوا در آنجا به وجود می‌آید و، در نتیجه، بایستی چگالی هوا افزایش می‌یابد، در عمل این تغییر در چگالی بسیار کوچک و ناچیز است. در چنین وضعیتی هوا به طور قائم به طرف بالا حرکت می‌کند تا از تراکم جرمی هوا جلوگیری به عمل آید.

واگرائی افقی جرم هنگامی اتفاق می‌افتد که جرم جریانهای افقی ورودی هوا از جرم جریانهای افقی خروجی هوا در هر محدوده کمتر باشد. در این حالت، هوا به طرف خارج آن محدوده جریان می‌یابد. واگرایی نیز مانند همگرایی باعث حرکت قائم هوا می‌شود ولی جهت حرکت معکوس است.

توسعه مراکز کم فشار و زبانهٔ آنها در قسمت تحتانی تروپسفر همراه با همگرایی، و در سطوح فوقانی آن همراه با واگرایی است. چنانچه واگرایی در سطح فوقانی بیشتر از همگرایی در سطح زمین باشد، مقدار فشار در سطح زمین کاهش می‌یابد. در شکل (۵ـ۷) واگرایی افقی جرم در



شکل ۵ـ۷: همگرایی و واگرایی افقی جرم همراه با حرکت عمودی

محدوده x با همگرایی افقی جرم در محدوده A همراهی می‌کند و حرکت رو به بالای هوا در ستون با این جریانها در ارتباط است و کم فشار توسعه می‌یابد.

برعکس، توسعه مرکز پر فشار و زبانهٔ آنها در سطوح فوقانی تروپسفر با همگرایی، و در قسمت تحتانی آن با واگرایی همراه است. حرکت رو به پایین هوا در داخل ستون در ارتباط با این جریانهاست. در شکل (۵ـ۷) نشان داده شده است که اگر همگرایی در محدود Y بیشتر از واگرایی جرمی در محدوده B باشد، فشار هوا در سطح زمین افزایش و، در نتیجهٔ آن، پر فشار توسعه می‌یابد.

همان طور که گفته شد چنانچه فشار هوا در محدوده A کاهش سریع داشته باشد، محدوده کم فشار توسعه می‌یابد و، به علّت بزرگتر شدن نیروی گرادیان فشار، هوا با شتاب حرکت می‌کند. می‌دانیم که نیروی کوریولیس در ابتدای حرکت کوچک و متناسب با سرعت است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که جریان در حال تعادل بدون شتاب بلافاصله به وجود نمی‌آید. در چنین وضعیت سینوپتیکی، ممکن است در یک منطقهٔ وسیع، حرکت رو به بالای کندی دیده شود و، در صورت بالا بودن میزان رطوبت هوا، توده‌های ضخیمی از ابر و بارندگی بوجود آید. برعکس، افزایش سریع فشار هوا در محدوده B باعث توسعه پر فشار در آن منطقه می‌شود و در منطقه‌ای وسیع، حرکت رو به‌پایین کندی از توسعه ابرها جلوگیری می‌کند.

حتی هنگامی که نیروی کوریولیس افزایش یابد، به علت تأثیر نیروی اصطکاک در نزدیکی سطح زمین، تعادل بین نیروی گرادیان فشار و نیروی کوریولیس برقرار نمی‌شود و جریان هوا تحت زاویه‌ای خطوط همفشار را از طرف پر فشار به طرف کم فشار قطع می‌کند. اصولاً همگرایی تحتانی با مراکز کم فشار و واگرایی تحتانی با مراکز پر فشار همراه است. اثر نیروی اصطکاک در لایه اصطکاک محدود می‌شود و نتیجهٔ آن حرکت قائم نسبتاً کندی است که مورد بحث قرار گرفت. اگر نیروی اصطکاک سطح زمین در تشکیل مقداری ابر در مراکز کم فشار مؤثر است، ولی دلیل کافی برای هر بارندگی نیست و فقط بارندگیهای خیلی سبک ممکن است در اثر اصطکاک سطح زمین به وجود آید.

۱۵ـ۷ فرارفت هوا[10]

جو محیطی است که حرکات توده‌ای در آن به آسانی انجام می‌شود، در نتیجه، ممکن است گرما در اثر حرکت افقی یا عمودی هوا جابه‌جا شود.

در هواشناسی واژه کنوکشن (همرفت) اغلب برای نشان دادن حرکت عمودی به کار می‌رود. در همرفت سرعت حرکت عمودی هوا معمولاً در حدود ۱٪ مقادیر سرعت افقی است، یعنی اگر سرعت باد در حدود یک متر بر ثانیه در نظر گرفته شود سرعت عمودی هوا در حدود یک

10) Advection

سانتیمتر بر ثانیه خواهد بود. علاوه بر این، حرکت افقی معمولاً در مقیاس خیلی وسیع اتفاق می‌افتد، حال آنکه حرکات عمودی ممکن است در مقیاس کوچکتری انجام شود. در انتقال افقی، حتی ممکن است انرژی گرمایی از مناطق حاره‌ای به مناطق جنب قطبی برده شود، که در این حالت، گرما به فاصلهٔ چندین هزار کیلومتری منتقل می‌شود.

انتقال افقی گرما و سایر کمیّتهای فیزیکی در اثر جریان باد را **فرارفت** گویند. انتقال افقی جریانها علاوه بر آنکه در مقیاس وسیعتری انجام می‌شود، دوام بیشتری نیز دارد. حرکت عمودی هوا با وجود کوچک بودن از نظر مقدار و منطقه، اثرات مهمی در جو به جای می‌گذارد و ممکن است باعث توسعه ابرها در جو شود، در فصل بعد چگونگی تشخیص ابرها از یکدیگر را مورد مطالعه قرار می‌دهیم.

سؤالات فصل ۷

۱) بادسنج چیست؟ سه نوع بادسنج چرخشی را توضیح دهید.
۲) اصطلاحات زیر را به طور خلاصه شرح دهید:
الف) نصب استاندارد ابزار سنجش باد در سطح زمین
ب) پیشگردی و پسگردی باد
ج) تندباد موقتی
د) لایه اصطکاک
۳) به کمک شکل، جریانهای ژئوستروفیک را در دو حالت زیر شرح دهید:
الف) در نیمکره شمالی
ب) در نیمکره جنوبی
۴) اصطلاحات زیر را تعریف کنید:
الف) سرعت باد گرادیان
ب) جریان سیکلونیک
۵) قانون بیسبالوت را بیان کنید و به کمک شکل، کاربرد این قانون را در هر نیمکره توضیح دهید.
۶) چگونه می‌توان جابه‌جایی عمودی و انتقال افقی را در جو تشخیص داد؟

فصل ۸

دسته بندی ابرها

ابرها در جو دائماً در حال نمو هستند. به هنگام مشاهدهٔ آسمان متوجه می‌شویم که ابرها به شکلهای گوناگون در می‌آیند.

از آنجا که بخار آب می‌تواند در جو تغییر حالت دهد، ممکن است قطرات آب و ذرّات یخی تشکیل شوند و به صورت مرئی در جو درآیند. بعضی اوقات ابرهای مرتفع سفید رنگ در آسمان دیده می‌شوند و زمانی دیگر ابرهای تیره قسمتی یا تمام آسمان را می‌پوشاند. وضعیت جوی با انواع ابرهایی که در آسمان تشکیل می‌شوند بستگی زیاد دارد. به همین جهت، هواشناسان ساختار توسعه ابرها را مورد مطالعه قرار می‌دهند و برای این کار اهمیّت فراوان قائل هستند.

در سالهای اخیر، به دنبال پرتاب سفینه‌های هواشناسی به مدار زمین، هواشناسان به پیشرفتهای چشمگیری در مطالعهٔ ابرها نایل آمده‌اند. امروزه تصاویری که از ابرها در دسترس داریم، به همراه اطلاعاتی که از هواپیماهای اکتشافی به دست می‌آید، برای پیش‌بینی وضع جوی منطقه‌ای وسیع از کرهٔ زمین مورد استفاده قرار می‌گیرد.

در این فصل، شکلهای تعدادی از ابرها مورد بررسی قرار می‌گیرد تا به کمک آنها بتوان بعضی از مشخصات مهمّتر وضعیتهای جوّی را مطالعه کرد. جزئیات بیشتر انواع ابرها را در درس دیده‌بانی جو بررسی می‌شود.

۸ـ۱ نامگذاری ابرها

در قسمت ۸ـ۱۰ کتاب علوم زمینی از دو دسته اصلی ابر صحبت شده است: ابرهای جوششی و ابرهای پوششی. ابرهای جوششی شامل ابرهای کومولوس است و معمولاً به وسیلهٔ قسمتهای بدون ابر آسمان از یکدیگر جدا می‌شوند. ابرهای پوششی، بر عکس ابرهای جوششی، به صورت ورقه‌ورقه یا لایه‌ای هستند و قسمت وسیعی از آسمان را به طور پیوسته می‌پوشانند.

ابرها را از روی نوع و شکل آنها نامگذاری می‌کنند و از نامهای لاتین برای نشان دادن مشخصات آنها استفاده می‌شود: واژهٔ «نیمبوس» یا «رگبارزا» به آن دسته از ابرهایی اطلاق می‌شود که موجب

بارندگی رگباری می‌شوند. پیشوند «فراکتو»، به معنی «پاره‌پاره»، در ابتدای اسامی ابرهای پاره شده توسط باد افزوده می‌شود، و کلمه «سیروس» به معنای «مویی» برای نمایش ابرهای شبیه به مو به کار می‌رود.

۸ـ۲ گونه‌های[1] ابر

دسته‌های اصلی قابل تشخیص ابرها هر یک به تنهایی یک **گونه**[2] را تشکیل می‌دهند. هر گونه ابر به نوبه خود ممکن است به انواع جزئی‌تر تقسیم شود که در اینجا ما به این قسمتهای جزئی نمی‌پردایم.

ابرها به ده دسته تقسیم می‌شوند:

۱) سیروس
۲) سیروکومولوس
۳) سیرواستراتوس
۴) آلتوکومولوس
۵) آلتواستراتوس
۶) نیمبواستراتوس
۷) استراتوکومولوس
۸) استراتوس
۹) کومولوس
۱۰) کومولونیمبوس

۸ـ۳ ارتفاع و ضخامت ابر

بیان ارتفاع ابر از سطحی که قسمتهای مشخص ابر روی آن استقرار دارد حائز اهمیت است. برای مشخص ساختن چنین سطوحی باید ارتفاع از سطح زمین و ارتفاع از سطح متوسط دریا را تعریف کنیم.

ارتفاع از سطح زمین[3] برای نقطه‌ای معیّن (مثلاً ارتفاع کف ابر) عبارت است از فاصلهٔ عمودی بین آن نقطه تا سطحی که چشم ناظر در آن قرارگرفته است. باید توجه داشت که مکان دیده‌بانی ممکن است در روی تپه‌ای یا کوهی قرار داشته باشد. **ارتفاع از سطح متوسط دریا**[4] برای یک نقطه عبارت است از فاصله عمودی بین آن نقطه و سطح متوسط دریا.

معمولاً دیده‌بانان در سطح زمین، ارتفاع از سطح ایستگاه را به کار می‌برند و دیده‌بانان در هواپیمایی، سطح متوسط دریا را مبداء سنجش قرار می‌دهند.

ضخامت عمودی[5] ابر عبارت از فاصله عمودی بین کف و قله ابر است.

1) Genera 2) Genus 3) Height 4) Altitude
5) Vertical Extent

۸ـ۴ طبقات ابر

اکثر ابرها در فاصله ارتفاعی که از سطح دریا تا سطح تروپوپاز تغییر می‌کند محصورند. ارتفاع تروپوپاز از سطح متوسط دریا با زمان و مکان تغییر می‌کند و، بنابراین، قلهٔ ابرها در نواحی حارّه بیشتر از نواحی عرضهای میانی و عرضهای بالاست.

در اثر جابه‌جایی عمودی، قسمتی از جو که معمولاً ابرها در آن ظاهر می‌شوند، به سه طبقه تقسیم می‌شود که عبارتند از طبقه بالا، طبقه میانی، و طبقهٔ پایین. هر طبقه براساس دامنهٔ تغییرات ارتفاع ابرهای نوع مشخصی که در آن طبقه دیده می‌شوند تعریف می‌شود. این طبقات با یکدیگر ناحیه مشترک دارند و حدود آنها با عرض جغرافیایی تغییر می‌کند. ارتفاع تقریبی ابرها بر حسب کیلومتر در جدول (۱ـ۸) بیان شده است.

جدول ۱ـ۸: طبقات ابر در نواحی مختلف

طبقات	نواحی جنب قطبی	عرضهای میانی	نواحی حارّه‌ای
بالا	کیومتری ۸ـ۳	کیلومتری ۱۳ـ۵	کیلومتری ۱۸ـ۶
میانی	کیلومتری ۴ـ۲	کیلومتری ۷ـ۲	کیلومتری ۸ـ۲
پایین	از سطح زمین تا ارتفاع ۲ کیلومتری		

سه طبقه بیان شده در بالا شامل شش گونه ابر به قرار زیر است:

۱) طبقهٔ بالا شامل ابرهای سیروس، سیروکومولوس، و سیرواستراتوس است که به آنها ابرهای مرتفع یا بالا می‌گویند.

۲) طبقه میانی شامل ابر آلتوکومولوس است که ابری میانی محسوب می‌شود

۳) طبقه پایین شامل ابرهای استراتوکومولوس و استراتوس است که آنها را ابرهای پایین می‌نامند.

یادآوری نکات زیر در مورد ابرهای مختلف ضروری است:

الف) ابر آلتواستراتوس معمولاً در طبقه میانی دیده می‌شود ولی اغلب این ابر به ارتفاعات بالاتر گسترش می‌یابد.

ب) ابر نیمبواستراتوس معمولاً در طبقه میانی دیده می‌شود ولی گاهی از پایین و بالا به طبقه پایین یا بالا کشیده می‌شود.

ج) کف ابرهای کومولوس و کومولونیمبوس معمولاً در طبقه پایین قرار دارد، ولی گسترش عمودی آنها اغلب به قدری زیادی است که قله ابر به طبقات میانی و بالا کشیده می‌شود.

هنگامی که ارتفاع ابر از سطح ایستگاه معلوم باشد، به کمک طبقه آن بهتر می‌توان نوع آن را تشخیص داد.

۵ـ۸ تعریف انواع ابر

سازمان هواشناسی جهانی تعاریف رسمی از ده نوع ابر در جلد اول اطلس بین‌المللی ابرها بیان کرده است. این تعاریف وقتی بیشتر معنی می‌دهد که تصاویر ابرها نیز همراه آن مورد مطالعه قرار گیرد.

تعاریف و حروف اختصاری هر ابر در زیر بیان می‌شود:

۱) ابر سیروس (Ci)

ابری است مجزا که به شکل رشته‌های سفید یا نوارهای باریک با ظاهری شبیه یک دسته مو، یا ابریشمهای درخشان در آسمان دیده می‌شود.

۲) ابر سیروکومولوس (Cc)

ابری است تکه‌ای، مجزا، کم ضخامت، و سفید که به شکل ورقه‌ورقه یا لایه‌های بدون سایه دیده می‌شود این ابر ترکیبی از ذرّات بسیار کوچک به شکل دانه‌های غلات یا موجهای کوچک است که به شکل کم و بیش منظم کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. بیشتر عناصر تشکیل دهنده این ابر در زاویه یک درجه یا کمتر دیده می‌شود.

۳) ابر سیرواستراتوس (Cs)

ابری است شفاف، مایل به سفید، بصورت رشته یا توری، به رنگ شیری، با ظاهری کاملاً صاف و هموار که قسمتی از آسمان یا تمام آن را می‌پوشاند و معمولاً هاله همراه این ابر دیده می‌شود.

۴) ابر آلتوکومولوس (Ac)

این ابر به رنگ سفید یا خاکستری، یا هر دو رنگ، و به شکل تکه‌ای یا ورقه‌ورقه یا لایه‌ای دیده می‌شود. معمولاً با سایه همراه است و از نظمی خاص برخوردار است. عرض قسمتهای غلتان و گرد این ابر بین زاویهٔ یک تا پنج درجه دیده می‌شود.

۵) ابر آلتواستراتوس (As)

ابری است مایل به خاکستری یا آبی که به شکل ورقه‌ورقه یا لایه‌ای شیاردار است این ابر رشته‌رشته یا یکنواخت است. این ابر تمام یا قسمتی از آسمان را می‌پوشاند و بعضی از قسمتهای آن به قدری نازک است که مانند شیشهٔ مات به نظر می‌رسد و براحتی می‌توان محل خورشید را از پشت آن تشخیص داد این ابر با هاله همراه نیست.

۶) ابر نیمبواستراتوس (Ns)
این ابر معمولاً به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود که کم و بیش با ریزش برف و باران همراه است. قسمتهای مختلف این ابر به قدری ضخیم است که می‌تواند خورشید را کاملاً محو سازد. ابرهای پاره‌پاره طبقات پایین اغلب در زیر ابر لایه‌ای نیمبواستراتوس دیده می‌شوند. گاه این ابرهای پاره‌پاره با نیمبواستراتوس ترکیب می‌شوند و گاه به صورت مجزا باقی می‌مانند.

۷) ابر استراتوکومولوس (Sc)
این ابر به رنگ خاکستری، خاکستری مایل به سفید، یا هر دو رنگ دیده می‌شود و به شکل تکه‌ای، ورقه‌ورقه، و لایه‌ای است. این ابر از ذرّات گِرد و غلتان تشکیل می‌شود و معمولاً بعضی از قسمتهای آن تیره است. این ابر رشته‌ای نبوده (ریشه‌های زیر ابر یا ویرگا به حساب نمی‌آیند) و اجزای مختلف آن ممکن است با یکدیگر ترکیب شوند یا مجزا باقی بمانند. عرض اکثر اجزای تشکیل دهنده آن که به طور منظم کنار هم قرار گرفته‌اند در زاویهٔ بیش از پنج درجه قابل رؤیت است.

۸) ابر استراتوس (St)
ابری است خاکستری و لایه‌ای که کف آن صاف و یکنواخت می‌باشد. باران ریزه، منشورهای یخی، و برف دانه‌ای از این ابر ریزش می‌کند. هنگامی که خورشید از پشت این ابر قابل رویت است، اندازه ظاهری خورشید به طور واضح قابل تشخیص است. ابر استراتوس معمولاً با هاله همراه نیست، اما به احتمال ضعیف، ممکن است در دمای خیلی پایین هاله ایجاد کند.

۹) ابر کومولوس (Cu)
این ابر تکه‌ای معمولاً بصورت متراکم با شکلی کاملاً واضح دیده می‌شود. ابر کومولوس به طور عمودی و به شکل قله‌ای با حرکت صعودی یا گنبدی شکل و برجی شکل توسعه می‌یابد. قسمت بالای این ابر کاملاً شبیه گل کلم برآمده است. بعضی از قسمتهای آن که تحت تاثیر نور خورشید قرار دارد کاملاً سفید و روشن است، در حالی که کف ابر نسبتاً تیره و افقی است. ابر کومولوس گاهی به صورت پاره‌پاره نیز دیده می‌شود.

۱۰) ابر کومولونیمبوس (Cb)
کومولونیمبوس ابری تیره و متراکم، با ضخامت عمودی نسبتاً زیاد است. این ابر بشکل کوه یا برجی عظیم دیده می‌شود. قسمتهای فوقانی آن معمولاً صاف یا به شکل ریشه‌ای و مخطّط دیده می‌شود، و در همه حالات قله آن تقریباً پهن است. این قسمت از ابر معمولاً به شکل سندان یا یک دسته پر گسترده می‌شود.

در بیشتر مواقع، ابرهای پاره‌پاره طبقه پایین، در زیر پایه این ابر، که اغلب خیلی تیره است، دیده می‌شوند. این ابرهای پاره‌پاره گاه با ابر کومولونیمبوس ترکیب می‌شوند و گاه به صورت مجزا باقی می‌مانند بارندگی از ابر کومولونیمبوس گاه به شکل ریشه یا ویرگا است و به زمین نمی‌رسد.

۶ـ۸ ابر شناسی

گرچه دسته‌بندی ابرها به شکلهای مشخص بسیار مفید است، تشخیص شکل ابرها همیشه کار ساده‌ای نیست. این شکلها که در اثر تغییر تدریجی شکل ظاهری و نوع ابر به وجود می‌آید هنوز کاملاً قابل شناسایی نیست.

در طبیعت ابرها را نمی‌توان همیشه براساس طبقه‌بندی ده‌گانه‌ای که قبلاً ذکر شد تشخیص داد. به هنگام تغییر وضعیت ابر از یک نوع به نوعی دیگر، تجربهٔ هواشناس کارآزموده به کمک او می‌آید.

دیده‌بانیهای قابل اعتماد از ابرها هنگامی انجام می‌شود که دیده‌بان دائماً از نزدیک توسعه ابرها را مورد توجه قرار دهد. نگاهی کوتاه و ظاهری به وضعیت آسمان برای دیده‌بانی کافی نیست.

در طبیعت قطرات آب و کریستالهای یخی با شکلهای مختلف غیر از ابر نیز دیده می‌شوند. در فصل بعد شکلهای مختلف تراکم، رسوب یا تصعید بخار آب در جو را مورد بررسی قرار خواهیم داد.

سؤالات فصل ۸

۱) چگونه می‌توان ابرهای پوششی و جوششی را تشخیص داد؟

۲) اصطلاحات زیر را به طور خلاصه شرح دهید:

الف) گونه‌های ابر

ب) ارتفاع کف ابر

ج) ضخامت عمودی ابر

۳) منظور از طبقه چیست؟ در کدام طبقه ابرهای زیر قرار می‌گیرند:

الف) ابر آلتوکومولوس

ب) ابر استراتوکومولوس

ج) ابر سیروکومولوس

۴) بعضی از گونه‌های ابر ممکن است در یک طبقه نباشند؛ کدام یک از ابرهای زیر این ویژگی را دارند:

الف) نیمبواستراتوس

ب) کومولونیمبوس

ج) آلتواستراتوس

۵) چگونه می‌توان ابرهای سیرواستراتوس، آلتواستراتوس، و استراتوس را تشخیص داد؟

۶) مشخصات ابرهای زیر را به طور مختصر شرح دهید:

الف) ابر سیروس

ب) ابر کومولوس

فصل ۹

پدیده‌های آبدار

پدیده‌های جوی نظیر باران، برف، و تگرگ نشان می‌دهد که قطرات آب و کریستالهای یخی به اشکالی در جو ظاهر می‌شوند که با شکل آنها در ابر متفاوت است. ذرّات مایع و جامد ممکن است در هوا به صورت معلّق باقی بمانند یا به طرف سطح زمین نزول کنند. گاهی این ذرّات، در اثر وزش باد، از سطح زمین به محیط جو وارد می‌شوند و گاه قطرات آب یا کریستالهای یخی بر روی اشیای سطح زمین یا در جو آزاد به صورت رسوب ظاهر می‌شوند.

در این فصل خصوصیات ذرات مایع و جامدی که به کار هواشناسان مربوط می‌شود، و نحوهٔ تشخیص آنها از یکدیگر مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

۹ـ۱ تعریف پدیده[1]

بسیاری از کتابهای لغت، متئور را ظهور مرئی یا چشمی پدیده در جو دانسته‌اند. شهابهای نجومی را که از فضا وارد جو می‌شوند نباید با پدیده‌های جوی اشتباه کرد.

در هر صورت کلمه «پدیده» در مورد پدیده‌های غیر نجومی بیشتر معمول است به همین دلیل، هواشناسان کلمه «پدیده» یا «متئور» را به طریق خاصی تعریف می‌کنند که نباید با معنای آن در نجوم اشتباه شود.

در هواشناسی واژه «متئور» عبارت از هر پدیده‌ای غیر از ابر است که در جو یا در سطح زمین دیده می‌شود. پدیده شامل ریزشهای جوّی یا رسوبی از ذرّات مایع و جامد است. کلمه «پدیده» ظهورهای مرئی یا الکتریکی را که در جو روی می‌دهد نیز شامل می‌شود.

پدیده‌ها را براساس ماهیت ذرات یا فرایندهای فیزیکی به وجود آورندهٔ آنها به چهار نوع تقسیم می‌کنند:

۱) پدیده‌های آبدار

۲) پدیده‌های خاکدار

---

1) Meteor

۳) پدیده‌های نورانی
۴) پدیده‌های الکتریکی

۹ـ۲ پدیده‌های جوّی

سازمان هواشناسی جهانی انواع پدیده را در جداول اطلس بین‌المللی ابرها به شرح زیر تعریف کرده است:

۱) پدیده آبدار؛ همان طورکه از نام آن پیداست اثرکلی ذرّات جامد یا مایع آبدار است که به صورت معلق در جو باقی می‌ماند یا از آن نزول می‌کند یا در اثر وزش باد از سطح زمین بلند می‌شود و روی اشیای سطح زمین یا در هوای آزاد رسوب می‌کند.

۲) پدیده خاکدار؛ اثرکلی ذرات جامد غیر آبدار است که در اثر باد از سطح زمین بلند می‌شوند و در هوا معلقند. پدیده‌های خاکدار شامل گرد و خاک، دود، و از این قبیل است.

۳) پدیده نورانی؛ پدیده درخشانی است که در اثر انعکاس، شکست، پراش[2]، و تداخل نور صادره از خورشید یا ماه ایجاد می‌شود. از جمله پدیده‌های نورانی می‌توان از رنگین کمان و هاله نام برد.

۴) پدیده الکتریکی؛ ظهور مرئی یا شنیدنی از الکتریسیتهٔ جوی است. رعد و برق از جمله پدیده‌های الکتریکی جوی محسوب می‌شود.

در این قسمت پدیده‌های آبدار مورد بررسی قرار می‌گیرد و سایر پدیده‌ها را در قسمتهای بعد مطالعه خواهیم کرد.

۹ـ۳ دسته‌بندی پدیده‌های آبدار

پدیده‌های آبدار به پنج دسته تقسیم می‌شوند:

۱) پدیده‌های آبدار ناشی از اثرات کلی ذرات نزول کننده‌ای که اکثر آنها از ابرها سرچشمه می‌گیرند؛ شامل باران‌ریزه، باران، برف، گلوله‌های برفی، و منشورهای یخی است.

۲) پدیده‌های آبدار ناشی از اثرات کلّی ذرّات نزول کننده‌ای که قبل از رسیدن به سطح زمین تبخیر شده یا رسوب می‌کنند؛ نظیر ریشه‌های ابر (ویرگا).

۳) پدیده‌های آبدار ناشی از اثرات کلّی ذرّات معلّق در هوا، مانند مه و دمه که اگرچه شبیه ابر هستند،

---

2) Diffraction

به دلیل ظهور آنها در نزدیکی سطح زمین، پدیده محسوب می‌شوند.

۴) پدیده‌های آبدار ناشی از ذرات مایع یا جامدی که در اثر باد از سطح زمین کنده می‌شوند. پدیده‌هایی نظیر کولاک کم ضخامت و کولاک برف و پاش نم[3] دریا توسط باد معمولاً در پایین‌ترین لایه جو محدود می‌شود.

۵) پدیده‌های آبدار ناشی از ذرات جامد یا مایعی که روی اشیاء رسوب می‌کنند؛ مانند شبنم، شبنم یخ‌زده، یخ کدر (رایم)، و یخ شفاف (گلیز).

در ساختار شبنم یخ زده و یخ کدر معمولاً گروههای منفردی از ذرات جامد دیده می‌شود، اگرچه گاه ممکن است آنها با یکدیگر ادغام شوند. در یک یخ شفاف هیچ ساختار ذره‌ای را نمی‌توان تشخیص داد و این پدیده به شکل لایه‌های مسطح همگن تشکیل می‌شود.

۹ـ۴ ریزشهای جوی

منظور از ریزشهای جوی سقوط پدیده‌های آبدار به سطح زمین است. همان طور که در تعریف پدیده‌های آبدار بیان شد، سقوط پدیده جوی، مانند ریشه‌های زیر ابر (ویرگا)، که به سطح زمین نمی‌رسند، ریزش جوی محسوب نمی‌شوند.

هنگامی که ریزش جوی به سطح زمین می‌رسد، می‌توان مقدار آن را بر حسب عمق آب معادل اندازه‌گیری کرد. این اندازه‌گیری، میزان بارندگی را بدون در نظر گرفتن شکل اولیّه‌ای که به زمین رسیده است نشان می‌دهد.

شدت ریزش با اندازه‌گیری سرعت انباشته شدن ریزش در روی سطح افقی، در صورتی که از هدر رفتن آن جلوگیری شود، تعیین می‌شود. شدت بارش را می‌توان از روی سرعت ریزش جوی که در یک باران سنج جمع آوری می‌شود محاسبه کرد. اندازه‌گیری شدت ریزش معمولاً با واژه‌های کم، متوسط، و شدید بیان می‌شود ولی این کلمات توسط افراد مختلف تفسیرهای متفاوت دارد.

پدیده‌های آبداری که شامل ذرات سقوط کننده است به شکل رگبار و ریزش (منقطع یا مداوم) کم و بیش یکنواخت دیده می‌شود.

ریزش رگباری و ریزش منقطع را باید از یکدیگر جدا کرد. بارندگی رگباری را می‌توان از روی آغاز و پایان ناگهانی آن تشخیص داد. این رگبارها معمولاً سریع و دارای تغییرات خیلی زیاد از نظر شدت ریزش هستند. در حالت کلی، قطرات آب یا ذرات جامدی که در ریزش رگباری دیده می‌شوند بزرگتر از ذرات یا قطرات مشابه در ریزشهای غیر رگباری است.

ریزش منقطع ریزشی است که به طور مداوم یا پیوسته در سطح زمین دیده نمی‌شود، هر چند ابری که ریزش منقطع از آن انجام می‌شود کم و بیش تداوم دارد. از آنجا که شروع و پایان این نوع

3) Spray

ریزش ناگهانی نیست براحتی می‌توان آن را از ریزش رگباری تفکیک کرد. شروع و پایان ریزشهای غیررگباری را نمی‌توان مشخص کرد.

پدیده‌های آبدار، خواه رگباری و خواه غیر رگباری، به ابرهایی مربوط می‌شوند که ریزش از آنها ناشی می‌شود. رگبار از ابرهای جوششی شکل تیره نظیر کومولونیمبوس ریزش می‌کند، در حالی که ریزشهای غیر رگباری معمولاً از ابرهای پوششی است که (عمدتاً از نوع ابرهای آلتواستراتوس و نیمبواستراتوس) فرو می‌ریزند.

بنابراین، غالباً می‌توان نوع ابرها را از روی چگونگی ریزش آنها تعیین کرد. این روش در شب و در روزهایی که تشخیص ابر مشکل است، بسیار مفید واقع می‌شود.

۹ـ۵ توصیف پدیده‌های آبدار

برای اینکه بتوان پدیده‌های مختلف آبدار را از یکدیگر تمیز داد، باید برای هر یک تعریف مشخصی ارائه شود. تعاریف و مشخصات عمومی هر یک از این پدیده‌ها در جلد اول کتاب اطلس بین‌المللی ابرها بیان شده است.

۱)باران

باران ریزش جوی به صورت ذرات آب مایع و به شکل قطراتی با قطری بیشتر از ۰/۵ میلیمتر است که قطرهای متفاوت دارند. قطرات باران به طور عادی از قطرات باران ریزه بزرگتر است. با وجود این، گاه در حاشیهٔ منطقهٔ بارانی، به علت تبخیر جزئی، اندازه قطرات سقوط کننده باران ممکن است به اندازه قطرات باران ریزه بشود. قطر قطرات باران متفاوت است و از همین راه می‌توان آن را از باران ریزه تفکیک کرد. در بعضی حالات ابرها دربردارندهٔ تعداد زیادی ذرات ریزگرد و خاک یا شن هستند که در اثر طوفانهای گرد و خاک و شن از سطح زمین به هوا بلند شده است این ذرات ممکن است بعد از طی مسافتی زیاد به سطح زمین بازگردند.

باران یخزن[۴]

باران یخزن بارانی است که قطرات آن در اثر برخورد با زمین یا اشیای روی زمین یا برخورد با هواپیمای در حال پرواز یخ می‌زنند.

۲)باران ریزه

باران ریزه ریزش نسبتاً یکسان قطرات ریز آب بقطر کمتر از ۰/۵ میلیمتر است که خیلی نزدیک به یکدیگر قرار دارند. این قطرات اغلب شناورند و حرکات خفیف هوا را مرئی می‌سازند.

---

4) Freezing rain

باران ریزه از لایه متراکم و نسبتاً پیوسته ابر استراتوس، که معمولاً کف آن پایین است و در بعضی از مواقع به سطح زمین نیز می‌رسد، ریزش می‌کند. مقدار ریزش جوی به شکل باران ریزه گاهی قابل ملاحظه است (تا یک میلیمتر در ساعت) و این حالت بخصوص در امتداد خط ساحل و در مناطق کوهستانی اتفاق می‌افتد.

باران ریزه یخزن

باران ریزه یخزن، باران ریزه‌ای است که در اثر برخورد با زمین، اشیای روی سطح زمین، و هواپیمای در حال پرواز یخ می‌زند.

۳)برف

برف ریزش کریستالهای یخی شاخه‌ای شکل (گاهی ستاره‌ای شکل) است. کریستالهای شاخه‌ای، گاهی با کریستالهای غیرشاخه‌ای ادغام می‌شود. معمولاً در دماهای بالاتر از ۵ـ درجه سانتیگراد، کریستالها به شکل برف تکه‌ای[5] متراکم می‌شوند.

۴)گلوله‌های برفی[6]

گلوله‌های برفی، ریزشهای سفید و دانه‌های تیره‌ای از یخ است که کروی یا مخروطی هستند و قطرشان در حدود ۲/۵ میلیمتر است. این دانه‌ها شکننده‌اند و به آسانی له می‌شوند، و به همین دلیل، هنگامی که این دانه‌ها روی زمین سخت می‌افتند به طرف بالا می‌جهند و اغلب می‌شکنند. ریزش گلوله‌های برفی معمولاً زمانی اتفاق می‌افتد که دمای سطح زمین به حدود صفر درجه سانتیگراد برسد. در این حالت، رگباری همراه با بارش تکه‌های برف یا قطرات باران شروع می‌شود.

۵)برف دانه‌ای[7]

برف دانه‌ای، ریزش دانه‌های یخی بسیار کوچک به رنگ سفید یا تیره است، که این دانه‌ها نسبتاً پهن یا درازند و قطرشان معمولاً کمتر از یک میلیمتر است.

هنگامی که برف دانه‌ای به زمین سخت برخورد کنند، بالا نمی‌جهند و خرد نمی‌شوند. این دانه‌های خیلی کوچک معمولاً از ابر استراتوس یا مه ریزش می‌کنند و هرگز به شکل رگبار فرو نمی‌ریزند.

۶)گلوله‌های یخی

گلوله‌های یخی، ریزش دانه‌های شفاف یا نیمه شفاف کروی بوده، یا شکل منظم هندسی ندارند و

5) Snow Flakes 6) Snow Pellets 7) Snow Grains

بندرت به شکل مخروطی دیده می‌شوند. قطر آنها ۵ میلیمتر یا کمتر است.

گلوله‌های یخی هنگام برخورد به زمین معمولاً به طرف بالا می‌جهند و صدایی تولید می‌کنند. دو تعریف از گلوله‌هایی یخی در زیر ارائه می‌شود:

۱) گلوله‌های یخی قطرات یخ زدهٔ باران یا تکه‌هایی از برف است که بیشتر آن ذوب شده و مجدداً نزدیک سطح زمین یخ می‌زنند.

۲) گلوله‌های یخی، گلوله‌های برفی هستند که لایهٔ نازکی از یخ روی آنها را پوشانیده است. این گلوله‌ها در اثر یخ بستن قطرات باران یا ذوب شدن جزئی گلوله‌های یخی دیگر به وجود می‌آیند.

۷) تگرگ

تگرگ، ریزش جوی به شکل توپهای کوچک یا تکه‌هایی از یخ (تگرگهای سنگین) است که قطر آنها به ۵ الی ۵۰ میلیمتر یا بیشتر می‌رسد. تگرگ به صورت مجزا یا متراکم و به شکل تکه‌های غیرمنظم ریزش می‌کند.

معمولاً تگرگهای سنگین از یخ شفاف یا یک سری از لایه‌های یخی شفاف به وجود می‌آیند که ضخامت آنها حداقل یک میلیمتر است و توسط لایه‌های نیم شفاف از یکدیگر جدا می‌شوند. تگرگ عموماً با طوفانهای شدید و رعد و برق همراه است.

۸) سوزنکهای یخی[8]

سوزنکهای یخی، ریزش کریستالهای یخی غیر شاخه‌ای به شکل سوزنی، ستونی، یا ورقه‌ای است. این اشکال به قدری ریز هستند که در هوا معلق به نظر می‌رسند. سوزنکهای یخی از ابر یا از آسمان بدون ابر ریزش می‌کنند و زمانی دیده می‌شوند که در مقابل تابش خورشید می‌درخشند. بدین جهت، آنها را غبار الماسی می‌گویند. این کریستالها ممکن است ستونی روشن یا پدیده‌هایی مانند هاله ایجاد کنند. این پدیدهٔ آبدار مخصوص نواحی قطبی است و در درجات خیلی پایین و در توده‌های پایدار اتفاق می‌افتد.

۹) مه

مه قطرات خیلی کوچک آبکی معلق در هواست. این پدیده دید افقی را در سطح زمین به کمتر از یک کیلومتر تقلیل می‌دهد.

هنگامی که روشنایی به قدر کافی موجود باشد قطرات منفرد با چشم غیرمسلح دیده می‌شوند. در چنین شرایطی، قطرات مه به صورت تربولانسی حرکت می‌کنند. به هنگام استقرار مه، هوا نمناک، تر، و چسبناک، و کاملاً مرطوب می‌شود و رطوبت نسبی در مه معمولاً نزدیک

8) Ice Prisms

به ۱۰۰٪ می‌رسد.

این پدیدهٔ آبدار به شکل توری به رنگ سفید است که مانع دید طبیعی انسان می‌شود. هنگامی که مه با دود یا گرد و خاک ادغام می‌شود، لایهٔ ضعیف زرد رنگی روی آن را می‌پوشاند. در این حالت، مه نسبت به مواقعی که تنها از قطرات آب تشکیل شده باشد دوام بیشتری دارد.

مه یخی

مه یخی، کریستالهای یخی ریزی است که به مقدار زیاد در هوا معلقند و باعث تقلیل دید افقی در سطح زمین می‌شوند. این کریستالها اغلب در مقابل نور خورشید می‌درخشند. مه یخی می‌تواند پدیده‌های قابل رؤیتی مانند ستونهای شفاف و هاله‌های کوچک ایجاد کند.

یادداشت ۱

در کدهای بین‌المللی در مورد هوای حاضر به منظور گزارشهای جوی، واژهٔ «مه» هنگامی به کار می‌رود که پدیده آبدار مه دید افقی را در سطح زمین به کمتر از یک کیلومتر تقلیل دهد.

۱۰) دمه

دمه یا مه رقیق، قطرات میکروسکپی آب یا ذرّات جذب کنندهٔ رطوبتی است که دید افقی را در سطح زمین تقلیل می‌دهد. به هنگام مه رقیق، هوا معمولاً کمتر مرطوب و شرجی است و رطوبت نسبی آن کمتر از ۱۰۰٪ است.

این پدیده آبدار عموماً به شکل تور سفید نازک مایل به خاکستری است که مانع دید طبیعی انسان می‌شود.

یادداشت ۲

طبق قرارداد، در کدهای بین‌المللی به منظور گزارشهای جوی، واژهٔ «دمه»، زمانی به کار می‌رود که پدیدهٔ آبدار دمه دید افقی را در سطح زمین به کمتر از یک کیلومتر تقلیل ندهد.

۱۱) کولاک برف

کولاک برف، اثر کلی از ذرات برف است که در اثر باد همراه با تربولانس قوی از زمین بلند می‌شوند. شرایط باد از نظر سرعت و گاستی برای ایجاد چنین پدیده‌هایی به وضعیت و عمر برف سطح زمین بستگی دارد.

الف) کولاک برف پایین‌تر از سطح چشم دیده‌بان[9]

این پدیده ناشی از ذرات برفی است که در اثر باد در ارتفاع کم از زمین بلند می‌شود. حرکت کولاک برف در ارتفاعی کم و بیش ثابت از زمین انجام می‌شود. دید افقی در سطح چشم دیده‌بان در این نوع کولاک برف، خیلی کم نمی‌شود.

9) Driftng Snow

کولاک برف، اشیاء و موانع کم ارتفاع را می‌پوشاند و از نظر مخفی می‌سازد. حرکت ذرات برف کم و بیش موازی با سطح زمین است.

ب) کولاک برف در بالای سطح چشم دیده‌بان[10]

این نوع کولاک برف ناشی از ذرات برفی است که در اثر باد در سطح چشم دیده‌بان یا بالاتر از آن، از روی زمین بلند می‌شود. در این حالت، دید افقی در سطح چشم دیده‌بان معمولاً خیلی کم می‌شود. تمرکز ذرات برف گاه به قدری است که می‌تواند آسمان و حتی خورشید را بپوشاند. ذرّات برف تقریباً به طور دائم توسط باد شدید به هم برخورد می‌کنند و به ارتفاعات بالاتر برده می‌شوند.

۱۲) پاشیدن ذرات آب به هوا، در اثر باد

این پدیده هنگامی بروز می‌کند که قطرات آب از سطح وسیع تودهٔ بزرگی از آب جدا شوند. این عمل معمولاً در قله امواج بهتر انجام می‌شود. ذراتی که وارد هوا می‌شوند تا مسافت کوتاهی در هوا باقی می‌مانند.

هنگامی که سطح آب متلاطم است ممکن است ذرات با کف هم همراه باشد.

۱۳) شبنم

شبنم، عبارت است تشکیل قطرات آب روی اشیای واقع در زمین یا در نزدیکی آن که در اثر تراکم بخار آب در هوای صاف محیط ایجاد می‌شود. هنگامی که دمای سطوح در معرض هوا به کمتر از نقطه شبنم هوای محیط برسد شبنم تشکیل می‌شود. معمولاً چنین دمایی در اثر تشعشع شبانه اتفاق می‌افتد و شبنم روی اشیای سطح زمین یا در نزدیکی زمین ایجاد می‌شود.

همچنین هنگامی که هوای گرم مرطوب، با سطح سردتر که دمایش پایین‌تر از دمای نقطه شبنم هوا باشد تماس حاصل کند، شبنم تشکیل می‌شود. این نوع شبنم در اثر جابه‌جایی افقی هوا حادث می‌شود. یکی از انواع شبنم، شبنم سفید است که در اثر رسوب قطرات شبنم یخ‌زده تشکیل می‌شود.

۱۴) برفک[11]

برفک رسوب یخی کریستالی است که معمولاً به یکی از اشکال فلسی، سوزنی، پری، یا پره‌ای دیده می‌شود.

برفک به روش شبیه تولید شبنم ایجاد می‌شود، با این تفاوت که در این حالت دمای هوا

10) Blowing Snow 11) Hoar Frost

باید پایین‌تر از صفر درجه سانتیگراد باشد.

۱۵) یخ کدر[۱۲]

یخ کدر از ذرات کم و بیش جدا از هم یخی که مقداری هوا نیز در آن محبوس شده است تشکیل می‌شود. به دلیل وجود هوا در این یخ، رنگ آن کدر می‌شود و ظاهرش دارای برجستگیهای شاخه مانند کریستالی است.

این نوع یخ در اثر یخ زدن سریع قطرات خیلی کوچک آب فوق‌العاده سرد ایجاد می‌شود. گاهی این قطرات رشد می‌کنند و به لایه‌های ضخیم تبدیل می‌شوند.

در نزدیک سطح زمین، یخ کدر روی اشیاء رسوب می‌کند و این عمل بیشتر در روی سطوح اجسامی که در معرض وزش باد قرار دارند انجام می‌شود. یخ کدر بویژه در محل تقاطع سطوح و لبه‌های اجسام و در اثر یخ زدن آب فوق‌العاده سرد قطرات مه ایجاد می‌شود. در نواحی کوهستانی در اثر آب فوق‌العاده سرد قطرات ابر ایجاد می‌شود.

در جو آزاد، یخ کدر به نوعی یخبندان اطلاق می‌شود که خرد شونده و شبیه گلوله‌های برفی است و بر روی قسمتهایی از هواپیما که بیشتر در معرض باد قرار می‌گیرد تشکیل می‌شود.

۱۶) یخ شفاف[۱۳]

یخ شفاف، رسوب شفاف و همگنی از یخ است که در هوای سرد و در اثر قطرات باران ریزه فوق‌العاده سرد یا قطرات بارانی که بر روی اجسامی با دمای زیر صفر یا کمی بالای صفر می‌بارد ظاهر می‌شود.

یخ شفاف ممکن است در اثر یخ زدن قطرات باران ریزه غیر فوق سرد یا در اثر برخورد قطرات باران با سطوحی که دمای آنها زیر صفر درجه سانتیگراد است تشکیل شود. یخ شفاف هنگامی در سطح زمین مشاهده می‌شود که قطرات باران از میان لایه‌ای که دمای آن زیر صفر درجه سانتیگراد و ضخامت آن به قدر کافی زیاد است عبور کنند.

در جوّ آزاد، یخ شفاف به صورت نوعی یخبندان صاف و فشرده دیده می‌شود. در داخل ابرهایی که حاوی قطرات آب فوق سرد باشند، به محض برخورد این قطرات با قسمتی از بدنه هواپیما که بطور نسبی در معرض وزش باد قرار می‌گیرد یخ شفاف تشکیل می‌شود. گاهی در تمام قسمتهای هواپیمای در حال پروازی که در معرض ریزشهای فوق سرد قرار می‌گیرد یخ شفاف تشکیل می‌گردد.

یادداشت ۳

یخ شفاف روی زمین را نباید با یخ زمینی که به یکی از سه روش زیر تشکیل می‌شود اشتباه

12) Rime 13) Glaze

کرد:

الف) یخ زمینی که از ریزش قطرات باران ریزه غیر فوق سرد یا از قطرات بارانی که بعداً در روی زمین یخ می‌بندد تشکیل می‌شود.

ب) یخ زمینی که از یخ زدن مجدد برفی که روی زمین وجود داشته و قسمتی یا تمام آن ذوب شده باشد تشکیل می‌شود.

ج) یخ زمینی که در اثر فشردگی و سخت شدن برف روی زمین، در اثر عبور و مرور، تشکیل می‌گردد.

۱۷) پدیده خرطومی (اسپات)[۱۴]

اسپات، پدیده‌ای همراه با گردباد شدید است که در اثر ظهور ابری ستونی یا مخروطی واژگون (ابر قیفی)، که از کف ابر کومولونیمبوس به طرف پایین کشیده می‌شود، ایجاد می‌شود. این زائدهٔ بوته مانند و پیچکی شکل در اثر قطرات آب برخاسته از دریا، یا در اثر گرد و خاک و شنی که از سطح زمین بلند شده است تشکیل می‌شود. محور ابر قیفی مایل به عمودی است یا گاهی به شکل سینوسی دیده می‌شود. گاه قیف ابر توسط بوته پیچکی شکل پوشیده شده و از دید ناپدید می‌شود.

چرخش هوا در گردباد سریع، و معمولاً به صورت سیکلونی است. گاه یک حرکت سریع چرخان از قیف ابر و بوته پیچکی شکل دیده می‌شود، و کمی دورتر از آن، جریان هوا بسیار آرام است. قطر ستون ابر به دهها متر می‌رسد، ولی در بعضی مناطق به قطر چند صد متر نیز دیده می‌شود.

گاهی این پدیدهٔ خرطومی در زیر یک ابر مشاهده می‌شود. در امریکای شمالی این پدیده را ترنادو می‌نامند. ترنادوها در این منطقه بسیار مخربند و ممکن است منطقه‌ای به عرض پنج کیلومتر و بطول چند صد کیلومتر را ویران سازند. گاهی یک پدیدهٔ خرطومی ضعیف در زیر ابرهای کومولوس دیده می‌شود.

۹ـ۶ ارتباط ریزشها با انواع ابر

هنگامی که ذرات بارش به محل دیده‌بانی می‌رسند، می‌توان جنس یا ماهیّت آنها را تعیین کرد. از آنجا که پدیده‌های آبدار در ارتباط نزدیک با بعضی از انواع ابرها قرار دارند، دیده‌بانان اغلب از روی شناسایی آنها می‌توانند نوع ابر موجود را تشخیص دهند. جدول (۱ـ۹) ریزشهای جوی مختلف و نوع ابری را که ریزش از آن صورت گرفته است نشان می‌دهند.

14) Spout

جدول ۱ـ۹: ریزشهای جوی مربوط به گونه‌های مختلف ابر

پدیده‌های آبدار	انواع ابر					
	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
باران	+	+	+		+	+
باران ریزه				+		
برف	+	+	+			+
گلوله‌های برفی			+			+
برف دانه‌ای				+		
گلوله‌های یخی	+	+				+
سوزنکهای یخی				+		

تبصره: دیده‌بان از داخل هواپیمای در حال پرواز ممکن است سوزنکهای یخی را در زیر ابرهای سیروس، سیروکومولوس، سیرواستراتوس، و آلتواستراتوس نیز مشاهده کند.

۷ـ۹ سرعت ریزش قطرات آب

هر جسمی که در هوا سقوط می‌کند تحت تأثیر سه نیروی زیر قرار می‌گیرد:

الف) نیروی ثقل

ب) نیروی شناوری (نیروی ارشمیدس)

ج) نیروی مقاومت هوا

در ابتدای حرکت، نیروی ثقل از برآیند دو نیروی دیگر که به طرف بالا هستند بزرگتر است و باعث شتاب حرکت می‌شود. هرچه سرعت جسمی که به طرف زمین سقوط می‌کند زیاد شود، نیروی مقاومت هوا بیشتر می‌گردد. تا وقتی که چنین جسمی به سطح زمین نرسیده است نیروهای مؤثر بر آن تعادل می‌یابند و از آن پس جسم با سرعت ثابت سقوط می‌کند. این سرعت ثابت را سرعت حد می‌نامند.

یک چترباز در لحظات اول با شتاب رو به پایین سقوط می‌کند، ولی به محض باز شدن چترش سرعت او ثابت می‌شود و سقوط با سرعت ثابت ادامه می‌یابد. به همین ترتیب، قطرات باران نیز در حال سقوط به زمین، شتاب می‌گیرند تا جایی که به حداکثر سرعت سقوط خود می‌رسند، و از آن پس با سرعت ثابت سقوط می‌کنند.

هرچه ذرات آب بزرگتر باشد سرعت حد آن بیشتر می‌شود. جدول ۲ـ۹ این اثر را نشان می‌دهد.

جدول ۲ـ۹: سرعت حد قطرات آب باران

قطر (میکرون)	سرعت حد (متر بر ثانیه)
۲	۰/۰۰۰۱۲
۸	۰/۰۰۱۹۲
۱۰۰	۰/۲۷
۲۰۰	۰/۷۲
۵۰۰	۲/۰۶
۱۰۰۰	۴/۰۳
۲۰۰۰	۶/۴۹
۵۰۰۰	۹/۰۹
۵۸۰۰	۹/۱۷

۸ـ۹ تغییر شکل قطرات سقوط کنندهٔ باران

قطرات آب به هنگام سقوط تغییر شکل می‌یابند، و مقدار تغییر شکل آنها متناسب با اندازه قطره است. به این دلیل، رنگین کمان فقط زمانی دیده می‌شود که قطرات آب به اندازه معین باشند. رنگین کمان از تجزیه اشعه مرئی خورشید با طول موجهای مختلف، که رنگهـای قوس قـزح را در بردارند، ایجاد می‌شود.

نور خورشید در داخل قطرات کروی آب می‌شکند و انعکاس کلی رخ می‌دهد. اگر اندازه قطره از حد معینی تجاوز کند، شکل ظاهری قطره، کروی باقی نمی‌ماند و در قسمت پایین نسبتاً پهن می‌گردد. در این حالت، تجزیهٔ نور مشاهده نمی‌شود.

اگر قطرات کروی باران بیش از حد کوچک باشند، رنگین کمان تشکیل نمی‌شود. در صورتی که قطر این قطرات مساوی با بعضی از طول موجهای امواج مرئی باشد، سایر اثرات اپتیکی از توسعه رنگین کمان جلوگیری می‌کند.

جدول (۲ـ۹) حد بالای اندازه قطرات باران را به طور تقریبی نشان می‌دهد. تغییر شکل قطرات باران تا آنجا ادامه می‌یابد که سرانجام این قطرات بزرگتر به قطرات کوچکتر شکسته می‌شوند و، به همین دلیل اندازه و سرعت حدّی قطرات باران محدود است.

ریزش پدیده‌های آبدار به طرف زمین، تنها بعد از گسترش ابرها در آسمان اتفاق می‌افتد. با سرد شدن بخار آب، سرانجام بخار آب به صورت مایع یا کریستالهای یخی جامد تغییر حالت می‌دهد و ابر تشکیل می‌شود.

سرد شدن هوای مرطوب برای تشکیل ابرها باید با حرکت عمودی همراه باشد. در فصل

بعد فرایندهای فیزیکی که باعث حرکت عمودی هوا می‌شوند مورد بررسی قرار می‌گیرند.

سؤالات فصل ۹

۱) چهار نوع پدیده جوی را نام ببرید و بگویید کدامیک از این پدیده‌ها مورد توجه هواشناس است؟ دو مثال از هر یک از پدیده‌های چهارگانه اصلی ذکر کنید.

۲) در مورد اصطلاحات زیر شرح کوتاهی بنویسید:

الف) شدت بارندگی

ب) سرعت حدّ

ج) ویرگا یا ریشه‌های کف ابر

۳) مشخصات رگبار و بارندگی منقطع را شرح دهید و بگویید چگونه می‌توان این دو نوع بارش را از یکدیگر تفکیک کرد؟

۴) پدیدهای آبدار زیر را دوبه‌دو با یکدیگر مقایسه کنید و تفاوت آنها را شرح دهید:

الف) باران و باران ریزه

ب) مه و دمه

ج) برف و تگرگ

د) گلوله‌های برفی و گلوله‌های یخی

۵) ریزش جوی هر یک از پدیده‌های آبدار زیر از چه ابری ناشی می‌شود؟

الف) باران

ب) برف

ج) باران ریزه

فصل ۱۰

پایداری عمودی جوّ

تشکیل ابر و ریزشهای جوی به حرکات عمودی جو مربوط می‌شود. هنگامی که به توسعهٔ ابرها در آسمان دقت کنیم می‌توانیم حرکات عمودی جو را ببینیم. گاهی حرکت عمودی جو بدون وجود ابر پدید می‌آید.

مقیاس حرکت عمودی جو معمولاً خیلی کوچکتر از مقیاس حرکت افقی است، اما اثرات ناشی از حرکت عمودی گسترده یا نسبتاً گسترده بسیار مهم است.

در اثر حرکت عمودی، پدیده‌های متنوع جوی روی می‌دهد و گاهی تند بادها و کند بادهای لحظه‌ای به وقوع می‌پیوندد. جریانهای شدید صعودی یا نزولی ممکن است برای مدت چند دقیقه در هنگام طوفان رعد و برق ادامه یابد. در بعضی مواقع، به علت اثرات سیستمهای جوی در مقیاس بزرگ، جابه‌جایی گسترده ولی کُند هوا چند روز متوالی دوام می‌یابد. این حرکات به پایداری عمودی جو مربوط می‌شود که در قسمتهای بعدی همین فصل مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

۱ـ۱۰ فرایندهای بی‌دررو جو

در قسمت ۶ـ۱۰ کتاب علوم زمینی ماهیّت فرایندهای بی‌دررو مورد بحث قرارگرفته است. فرایند بی‌دررو فرایندی است که در آن تبادل گرما با محیط اطراف انجام نمی‌پذیرد. بنابراین، فرایند بی‌دررو تغییری است که در حجم یا فشار بستهٔ کوچکی از گاز رخ می‌دهد، بدون آنکه مبادله گرما به طرف داخل یا خارج از بسته هوا وجود داشته باشد.

بسیاری از تغییرات کوچک در فشار جو را به سه دلیل می‌توان فرایند بی‌دررو یا نزدیک به آن محسوب کرد:

۱) هوا هدایت کننده‌ای ضعیف نسبت به گرماست.
۲) اختلاط بسته هوا با محیط اطرافش نسبتاً کُند صورت می‌گیرد.
۳) فرایند تشعشعی، در کوتاه مدت، تغییرات خیلی کمی ایجاد می‌کند.

هنگامی که بسته هوای غیر اشباع صعود کند و به ناحیه‌ای با فشار کمتر در ارتفاعات بالا برسد به صورت بی‌دررو انبساط حاصل می‌کند. در حین انجام این عمل، میزان سرد شدن هوا **به میزان کاهش بی‌دررو خشک** (DALR)[1] خواهد بود. این سرد شدن در اثر انبساط به حالت بی‌دررو است و میزان آن، در صورتی که هوا به حالت غیر اشباع باقی بماند، حدود ۱۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است.

میزان کاهش بی‌دررو خشک از آن جهت مورد استفاده قرار می‌گیرد که تغییرات دما با ارتفاع برای هوای غیر اشباع تقریباً به آن نزدیک است. باید توجه داشت که میزان کاهش دمای هوای مرطوب با ارتفاع، تا وقتیکه اشباع نشده باقی بماند، به اندازهٔ کاهش بی‌دررو خشک است.

گاهی هوای مرطوب در اثر سرد شدن به حالت اشباع در می‌آید. چنانچه بسته هوای اشباع شده، به صعود خود ادامه دهد و انبساط یابد، میزان کاهش دما با ارتفاع تغییر می‌کند.

سرد شدن به حالت بی‌دررو هوا باعث تراکم مقداری از بخار آب و تشکیل ابر می‌گردد. در این موقع، گرمای نهان آزاد می‌شود و سرد شدن هوا در اثر انبساط را تا حدی جبران می‌کند. در حالت بی‌دررو، میزان کاهش دمای هوای اشباع شده با ارتفاع از میزان کاهش بی‌دررو خشک با ارتفاع کمتر می‌شود. کاهش دما با ارتفاع در این حالت کاهش بی‌دررو اشباع (SALR)[2] نامیده می‌شود. میزان کاهش بی‌دررو اشباع به دما و فشار بستگی دارد. این بستگی از نظر دما بجهت آن است که هوا در دمای بالاتر، رطوبت بیشتری را نگاه می‌دارد، و در نتیجه، گرمای نهان بیشتری در موقع اشباع آزاد می‌شود و از میزان سرد شدن هوا با ارتفاع می‌کاهد. بنابراین، نمی‌توان مقدار واحدی برای میزان کاهش دما با ارتفاع برای هوا اشباع به حالت بی‌دررو در نظر گرفت. جدول (۱ـ۱۰) مقادیر این کاهش را بر حسب فشار و دمای مختلف نشان می‌دهد.

انتخاب ۵ درجه سانتیگراد کاهش برای هر کیلومتر هوای اشباع به حالت بی‌دررو فقط به سبب سهولت کاربرد آن است، وگرنه در هر وضعیت، باید شرایط واقعی را در نظر گرفت.

۲ـ۱۰ میزان کاهش دمای محیط

در فصل ۲ همین کتاب تقسیمات عمودی جو بر مبنای دما مورد بحث قرار گرفت. این تغییرات دما بر اساس شرایط متوسط جو بیان شده است.

1) Dry Adiabatic Lapse Rate(DALR)
2) Saturated Adiabatic Laspe Rate (SALR)

جدول ۱ـ۱۰:میزان کاهش بی‌دررو اشباع

دما بر حسب درجه سانتیگراد	میزان کاهش بی‌دررو اشباع (درجه سانتیگراد بر کیلومتر)	
	فشار بر حسب میلیمتر ۵۰۰	۱۰۰۰
۳۰	-	۳/۶
۲۰	-	۴/۵
۱۰	۴/۲	۵/۶
۰	۵/۴	۶/۹
ـ۱۰	۶/۸	۸/۱
ـ۲۰	۸/۴	۸/۸

توزیع عمودی روزانهٔ دما با ارتفاع در هر مکان با مقدار متوسط آن اختلاف دارد. به همین دلیل، ایستگاههای جو بالا در هواشناسی، بالن پر از هیدروژنی را رها می‌کنند که دستگاه اندازه‌گیری رادیو سوند را با خود به ارتفاعات بالا می‌برد و سنجشهای جوی را انجام می‌دهد، و، به این ترتیب، فشار، دما، و رطوبت هوا را در سطوح مختلف جو تعیین می‌کنند.

آگاهی از چگونگی توزیع دما با ارتفاع، هواشناس را قادر می‌سازد تا میزان کاهش دما با ارتفاع را برای محیط در سطوح مختلف تعیین کند. میزان کاهش دمای محیط [۳](ELR) همان میزان نزول دما با ارتفاع یا لاپسریت دیده‌بانی شده است. چنانچه دما با ارتفاع کاهش یابد، لاپسریت محیط مثبت است و، برعکس، چنانچه دما با ارتفاع در لایه‌ای از جو افزایش یابد، لاپسریت محیط منفی می‌شود و در این حالت وارونگی یا اینورشن دما در آن لایه روی می‌دهد.

لاپسریت محیط یا میزان کاهش دما با ارتفاع برای بسته کوچکی از هوای غیر اشباع که به طور عمودی در جو حرکت می‌کند ممکن است بیشتر، مساوی، یا کمتر از میزان کاهش بی‌دررو خشک باشد. به همین ترتیب، لاپسریت محیط ممکن است با کاهش بی‌دررو اشباع شده تفاوت داشته باشد.

تفاوت بین لاپسریت محیط و لاپسریت آدیا باتیکی بسته هوا موجب می‌شود که پدیده‌های مهمی در جو ایجاد شود.

۳ـ۱۰ پایداری جو

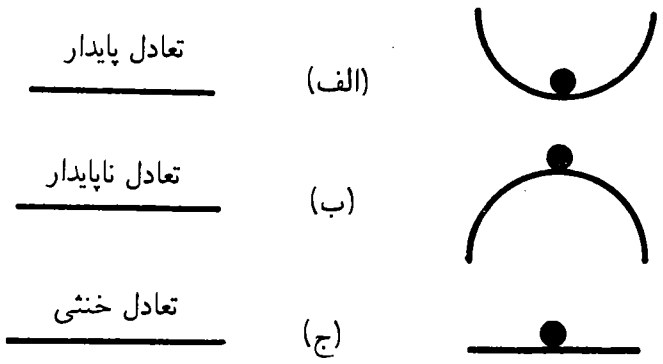
چنانچه نیروهای وارد بر جسم در حال تعادل باشند، جسم به حال سکون باقی می‌ماند و می‌گوییم

3) Environment Lapse Rate (ELR)

جسم در حال تعادل است.

هنگامی که اجسام در حال تعادل تحت تأثیر جابه‌جایی کوچکی از وضعیت تعادل واقع شوند، به صورتهای مختلف عکس‌العمل نشان می‌دهند؛ بعضی از آنها مایلند به موقعیت اولیه برگردند که در این حالت جسم در **تعادل پایدار** است. بعضی دیگر از اجسام در حال تعادل مایلند که هرچه بیشتر از موقعیت تعادل دور شوند که در این حالت جسم در **تعادل ناپایدار** قرار دارد. وضعیت سومی که ممکن است اتفاق افتد آن است که جسم در حال تعادل در اثر جابه‌جایی کوچک نه مایل است به موقعیت اولیه برگردد و نه اینکه از موقعیت تعادل دور شود، یعنی جسم در موقعیت جدید باقی می‌ماند. در این صورت، این جسم را در حال **تعادل خنثی** می‌نامند.

شکل (۱ـ۱۰) سه وضعیت از تعادل یک جسم کروی را که در روی سطوحی به اشکال گوناگون قرار گرفته است نشان می‌دهد.



شکل ۱ـ۱۰: وضعیتهای مختلف تعادل

۴ـ۱۰ بررسی وضعیت تعادل جو به روش بسته هوا

یکی از روشهای بررسی برای احتمال وجود حرکت عمودی در جو، در نظرگرفتن جابه‌جایی عمودی بسته کوچکی از هواست. نخست فرض می‌شود که بسته هوا و نیروهای موثر بر آن در حال تعادل قرار دارند. سپس، بسته هوا جابه‌جایی عمودی کوچکی انجام می‌دهد. چنانچه بسته هوا مایل باشد به موقعیت اولیه برگردد، هوا دارای تعادل پایدار است. باید توجه داشت که در جو پایدار حرکات عمودی رو به بالا وجود ندارد یا نسبتاً محدود است. به عنوان مثال، در مناطقی که جو پایدار است، توسعه عمودی ابرها محدود می‌باشد.

در بعضی از وضعیتها، **جو ناپایدار** است. در این حالت اگر بسته کوچکی از هوا مسافت کمی بالا برده شود، حرکت آن به سوی بالا ادامه می‌یابد. در جو ناپایدار حرکات عمودی رو به بالا بر سایر حرکات غلبه دارد. در هوای اشباع شده، ابرها تا ارتفاع زیادی گسترش می‌یابند.

حالت سوم، جو خنثی است. در این حالت، بسته هوا هیچ تمایلی ندارد که از موضع جدید به موقعیت اولیه باز گردد یا مسیر را ادامه دهد.

در هر یک از سه حالت بالا، جهت حرکت عمودی بسته هوای جابه‌جا شده، به زیادتر یا کمتر بودن دمای آن از دمای هوای محیط اطراف بستگی دارد. بنابراین، پایدار، ناپایدار، یا خنثی بودن جو بستگی به تغییرات دما با ارتفاع دارد.

حال به بررسی وضعیت هوای غیر اشباع در سه حالت بالا می‌پردازیم.

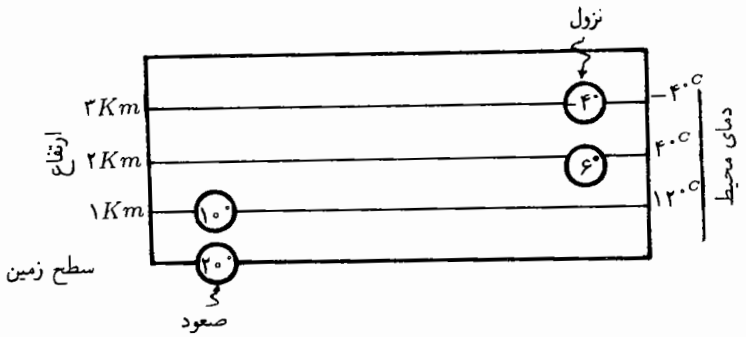
۵ـ۱۰ حرکت عمودی هوای غیر اشباع

ناحیه‌ای از جو را که رطوبت نسبی آن کمتر از ۱۰۰٪ و هوای آن غیر اشباع است در نظر بگیرید. با فرض دمای ۲۰ درجه سانتیگراد در سطح زمین، سه لاپسریت متفاوت برای محیط در نظر گرفته می‌شود.

۱) فرض کنید لاپسریت در هر کیلومتر برابر ۸ درجه سانتیگراد باشد شکل (۲ـ۱۰) توزیع دما را تا ارتفاع سه کیلومتری بالای سطح زمین نشان می‌دهد. سپس بسته‌ای از هوای در حال تعادل در نزدیکی سطح رمین را در نظر بگیرید و فرض کنید دمای بسته هوا و محیط، هر دو، ۲۰ درجه سانتیگراد است. حال اگر این بسته هوا با جابه‌جایی عمودی به ارتفاع یک کیلومتری برده شود، به حالت بی‌دررو منبسط و سرد می‌شود دمای آن با ارتفاع در هر کیلومتر در حدود ۱۰ درجه سانتیگراد کاهش می‌یابد. این همان لاپسریت هوای خشک به حالت بی‌دررو است.

در شکل ۲ـ۱۰ دمای بستهٔ هوا در ارتفاع یک کیلومتری برابر ۱۰ درجه سانتیگراد نشان داده شده است در حالی که دمای محیط در همان ارتفاع برابر ۱۲ درجه سانتیگراد است. و این امر نشان می‌دهد که بسته هوا دو درجهٔ سانتیگراد سردتر از هوای محیط اطراف است. در نتیجه، بستهٔ هوا سنگینتر از هوای محیط در آن سطح است و به سطح اصلی نشست می‌کند و به زمین بازمی‌گردد. همچنانکه بسته هوا نشست می‌کند فشرده می‌شود و می‌توان فرض کرد که این عمل به حالت بی‌دررو انجام می‌شود. در اثر این عمل، دمای بسته هوا ۱۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر افزایش می‌یابد و سرانجام به دمای اولیهٔ ۲۰ درجه سانتیگراد می‌رسد.

به هنگام رویداد فوق، بسته هوا از حالت تعادل به طرف بالا جابه‌جا می‌شود و سپس به موقعیت اولیه باز می‌گردد. بنابراین، تعادل بسته هوا و جو پایدار است.



شکل ۲ـ۱۰: جوپایدار برای هوای غیر اشباع

باید توجه داشت که در این حالت، لاپسریت محیط برابر ۸ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است. این لاپسریت با میزان سرد شدن بسته هوا که برابر ۱۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است تفاوت دارد.

به منظور داشتن جو پایدار باید رابطه زیر برقرار باشد:

$$E.L.R. < D.A.L.R \qquad \text{رابطه (۱ـ۱۰)}$$

یعنی: میزان کاهش دمای بسته هوای غیراشباع به حالت بی‌دررو از میزان کاهش دمای محیط بزرگتر باشد.

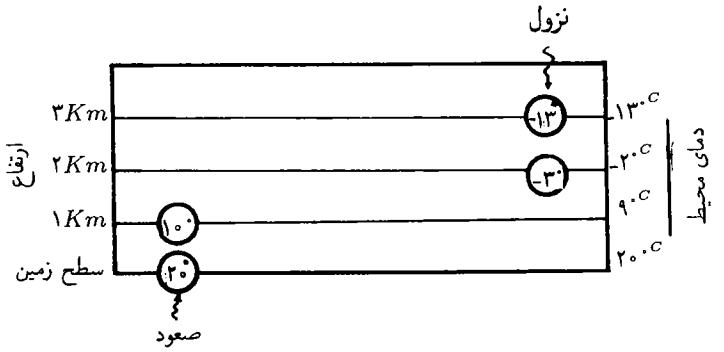
رابطه فوق تا وقتی درست است که بسته هوا غیراشباع باقی بماند.

۲) در این حالت لاپسریت یا میزان کاهش دمای محیط مساوی ۱۱ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر فرض می‌شود. شکل (۳ـ۱۰) توزیع دما را تا ارتفاع سه کیلومتری در بالای سطح زمین نشان می‌دهد.

در این حالت هم بستهٔ هوا به ارتفاع یک کیلومتری با دمای ۱۰ درجه سانتیگراد می‌رسد ولی در این سطح بسته هوا یک درجهٔ سانتیگراد از هوای محیط اطرافش گرمتر است، زیرا دمای هوای محیط در یک کیلومتری برابر ۹ درجه سانتیگراد است. در نتیجه، بسته هوا که سبکتر از هوای محیط اطراف است وادار به صعود بیشتر می‌شود. در این حالت، تعادل بسته هوا ناپایدار است. برای داشتن جو ناپایدار باید رابطهٔ زیر وجود داشته باشد.

$$E.L.R. > D.A.L.R \qquad \text{رابطه (۲ـ۱۰)}$$

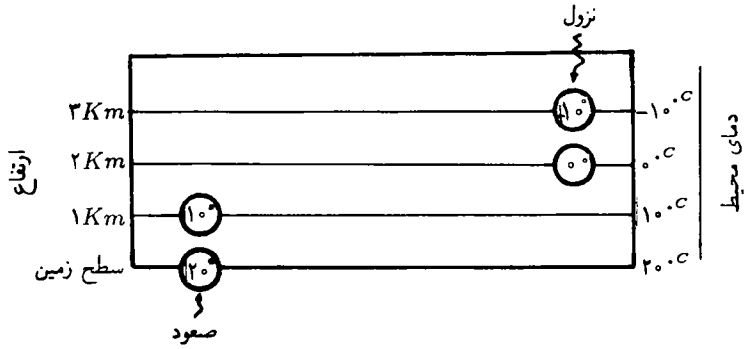
یعنی میزان کاهش دمای بسته هوای غیر اشباع به حالت بی‌دررو از میزان کاهش دمای هوای محیط کوچکتر باشد.



شکل ۳ـ۱۰: جو ناپایدار برای هوای غیراشباع

رابطه فوق تا وقتی صحیح است که بسته هوا غیراشباع باقی بماند.

۳) در این حالت لاپسریت یا میزان کاهش دمای محیط برابر ۱۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر فرض می‌شود. شکل (۴ـ۱۰) وضعیتی را نشان می‌دهد در آن که لاپسریت محیط برابر ۱۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر، یعنی مساوی میزان کاهش دمای هوای غیراشباع به حالت بی‌دررو است. در این حالت، با جابه‌جا کردن بستهٔ هوا به ارتفاع یک کیلومتری، دمای بسته هوا و محیط برابر ۱۰ درجه سانتیگراد می‌شود و بسته هوا مایل است در وضعیت جدید باقی بماند. و **جو خنثی** در چنین شرایطی پدید می‌آید.
برای آنکه جو خنثی باشد رابطهٔ زیر باید برقرار باشد:



شکل ۴ـ۱۰: جو خنثی برای هوای غیراشباع

$$E.L.R.=D.A.L.R. \qquad \text{رابطه (۳ـ۱۰)}$$

یعنی: میزان کاهش دمای بسته هوای غیراشباع به حالت بی‌دررو، مساوی میزان کاهش دمای هوا محیط باشد.
این رابطه نیز تا وقتی اعتبار دارد که بسته هوا به صورت غیراشباع باقی بماند.

تا اینجا از جابه‌جایی عمودی به طرف بالا (صعود) صحبت کردیم و حال به نزول یا جابه‌جایی عمودی به طرف پایین (از ارتفاع ۳ کیلومتری به ارتفاع ۲ کیلومتری) که در گوشهٔ بالایی سمت راست شکلها نشان داده شده است می‌پردازیم.

در هنگام نزول، بسته هوا به میزان لاپسریت هوای خشک به حالت بی‌دررو گرم می‌شود. چنانچه محاسبات صحیح انجام شود، آنچه به دست می‌آید در سه حالت نشان داده شده در شکلهای (۲ـ۱۰) و (۳ـ۱۰) و (۴ـ۱۰) به نتایج زیر می‌انجامد.

الف) اگر $E.L.R. < D.A.L.R$ باشد، بسته هوا بسطح ۳ کیلومتری برمی‌گردد (جو پایدار).

ب) اگر $E.L.R. > D.A.L.R$ باشد، بسته هوا به نزول خود ادامه می‌دهد (جو ناپایدار).

ج) اگر $E.L.R = D.A.L.R$ باشد، بستهٔ هوا در سطح ۲ کیلومتری باقی می‌ماند (جو خنثی).

۶ـ۱۰ حرکت عمودی هوای اشباع

در اثر اشباع بسته هوا، گرمای نهان آزاد می‌گردد و باعث تقلیل میزان سرد شدن در موقع انبساط به حالت بی‌دررو می‌شود. بنابراین، میزان کاهش بی‌دررو اشباع شده مناسب باید به جای میزان کاهش بی‌دررو خشک به کار رود.

مقدار کاهش بی‌دررو اشباع شده با دما و فشار تغییر می‌کند ولی برای سهولت می‌توان مقدار ۵ درجه سانتیگراد را در هر کیلومتر به کار برد.

اکنون جابه‌جایی بسته هوا را در حالتی که دمای سطح زمین ۲۰ درجه سانتیگراد و لاپسریت محیط ۴ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است بررسی کنید و سپس مسئله را برای لاپسریت محیط برابر ۸ درجه سانتیگراد و بار دیگر برابر ۵ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر حل کنید. نتایجی که از بررسی فوق به دست می‌آید به صورت زیر است:

اگر $E.L.R < S.A.L.R$ باشد، جو پایدار است

اگر $E.L.R > S.A.L.R$ باشد، جو ناپایدار است

اگر $E.L.R = S.A.L.R$ باشد، جو خنثی است

این نتایج در مورد هوای اشباع شده صحیح است. میزان $S.A.L.R$ برابر ۵ درجه سانتیگراد

در هر کیلومتر در نظر گرفته شده‌است.

۱۰ـ۷ ناپایداری شرطی

در حالتی که لاپسریت محیط برابر ۸ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است روابط زیر برقرار می‌شود:

لاپسریت بی‌دررو غیراشباع > لاپسریت میحط

لاپسریت بی‌دررو اشباع < لاپسریت محیط

روابط فوق را می‌توان به صورت ساده زیر نوشت:

$$E.L.R > S.A.L.R \quad و \quad E.L.R < D.A.L.R$$

بنابراین، جو نسبت به بسته‌های هوای غیراشباع پایدار است و، برعکس، نسبت به بسته‌های هوای اشباع شده ناپایدار است.

چنین شرایطی را ناپایداری شرطی گویند. این وضعیت برای جوّ ممکن است به صورت زیر نیز بیان شود:

$$S.A.L.R < E.L.R < D.A.L.R$$

۱۰ـ۸ خلاصه‌ای از پایداری عمودی جو

آگاهی از حالت خنثی، پایدار، و ناپایدار بستهٔ هوای ساکن، نشانهٔ خوبی است که امکان به وجود آمدن حرکت عمودی را آشکار می‌سازد، زیرا بسته هوای ساکن بیانگر این مفهوم است که هوا دارای تعادل استاتیکی است.

در بخشهای پیش فرض بر این بوده است که بسته هوا جابه‌جایی عمودی کوچکی انجام دهد، یعنی بسته هوا در ناحیه‌ای از جو با فشارهای مختلف حرکت کند و حجم آن تغییر یابد. در این جابه‌جایی‌ها فرض شده است که هیچ گرمایی به بسته هوا اضافه نشده یا از آن گرفته نشود، یعنی انبساطها و انقباضها در شرایط بی‌دررو یا آدیاباتیکی انجام شود.

در مطالعه فرایندهای جوی به مدّت یک روز یا در این حدود، فرض بی‌دررو بودن را می‌توان به دو دلیل زیر پذیرفت:

الف) هوا هدایت کننده‌ای ضعیف است

ب) اختلاط بسته هوا با محیط اطراف بکندی انجام می‌شود.

با وجود این، در بعضی شرایط، اختلاط بسته هوا با محیط اطرافش حائز اهمیّت است. به عنوان مثال، هنگام توسعه ابرهای جوششی (نظیر ابرهای کومولونیمبوس) هوای اطراف ممکن است

به داخل ناحیه‌ای با حرکت صعودی کشیده شود. این وضعیت را **کشش هوای محیط به درون هوای صعود کننده**[۴] گویند. در این هنگام اختلاط هوا صورت می‌گیرد.

هواشناسان روشهای خاصی را برای مطالعهٔ پایداری جوّ در ناحیه‌ای که کشش هوای محیط به درون هوای صعود کننده انجام می‌شود به کار می‌برند. در این نواحی نه تنها تبادل گرما رخ می‌دهد، بلکه تغییراتی نیز در میزان رطوبت هوا به وجود می‌آید که حائز اهمیت است.

در صورتی که هواشناسان بخواهند حرکت عمودی را برای مدّت زمانی بیش از حدود ۲۴ ساعت پیش‌بینی کنند، باید تغییرات دما با ارتفاع را به حالت دررو یا غیر آدیاباتیکی فرض کنند. فرایندهای دررو، دریافت یا از دست دادن گرما در اثر تشعشع را نیز شامل می‌شود.

بررسی و تعیین پایداری استاتیکی به روش بستهٔ هوا، راهنمای مفیدی است که امکان به وجود آمدن حرکت عمودی را در جو نشان می‌دهد. بررسی به روش بسته هوا، برای دوره‌های کوتاه مدت بسیار مفید است، زیرا از روی دیده‌بانیهای ایستگاههای جو بالا می‌توان لاپسریت محیط را تعیین کرد.

با توجه به دو خصوصیّت زیر می‌توان وضعیت پایداری جوّ را در فرایندهای کوتاه مدت تا حد زیادی تعیین کرد.

۱) تغییر دمای محیط با ارتفاع

۲) تغییر دما با ارتفاع برای بسته هوای صعود یا نزول کننده.

برای قسمت دوّم، اگر هوا به صورت غیراشباع باقی بماند، کاهش بی‌دررو خشک به کار می‌رود و چنانچه هوا به صورت اشباع شده باشد باید از میزان کاهش بی‌دررو اشباع مناسب استفاده کرد.

الف) اگر $E.L.R. < S.A.L.R.$ باشد، هوا همیشه پایدار است.

ب) اگر $S.A.L.R. < E.L.R < D.A.L.R.$ باشد، جو نسبت به هوای غیراشباع پایدار ولی نسبت به هوای اشباع شده ناپایدار است (ناپایداری شرطی).

ج) اگر $E.L.R > D.A.L.R.$ باشد، جو همیشه ناپایدار است.

در صورتی که لاپسریت محیط مساوی لاپسریت هوای اشباع شده یا لاپسریت هوای غیراشباع باشد، احتمال وجود پایداری خنثی باید مورد بررسی قرار گیرد.

۹ـ۱۰ سطح تراکم هوای بالا رونده[۵] (LCL)

بستهٔ کوچکی از هوای غیراشباعی را که مجبور به صعود است در نظر بگیرید. این بسته هوا، به علّت صعود، به میزان کاهش بی‌دررو خشک سرد می‌شود و، چنانچه حرکت ادامه یابد، تا مرحله‌ای که به حالت اشباع برسد سرد می‌شود. سرد شدن بیشتر باعث می‌شود که تراکم (تشکیل ابر) شروع شود. این **سطح** را **سطح تراکم هوای بالا رونده** گویند.

4) Entrainment 5) Lifting Condensation Level (LCL)

برای مطالعهٔ حرکت بسته هوا در بالای سطح (LCL)، لازم است میزان سرد شدن آن کمتر از .D.A.L.R در نظر گرفته شود، زیرا گرمای نهان آزاد شده و، میزان سرد شدن به حالت بی‌دررو را تا حدی جبران می‌نماید. در این موقعیت میزان کاهش دمای هوای اشباع به حالت بی‌دررو با لاپسریت محیط، که از دیده‌بانی جو بالا تعیین می‌گردد، مقایسه می‌شود.

۱۰ـ۱۰ تربولانس جوی

چنانچه به مسیر قلم بادنگاری دقت کنیم، متوجه می‌شویم که باد سطح زمین معمولاً دارای انحرافات نامنظم و سریع در سرعت و جهت است. این انحرافات نشان می‌دهد که جریان هوا تربولانسی است و حرکات پیچکی زیادی در منطقه اندازه‌گیری در سطح زمین وجود دارد.

تعیین ساختار واقعی این حرکات پیچکی به علت آنکه بسیار نامنظم می‌باشند مشکل است. بخصوص که محور چرخش آنها ممکن است به تمام جهات متمایل باشد.

درجهٔ تربولانس به عواملی مانند سرعت باد، ناهمواری سطح، و کاهش دمای هوای محیط با ارتفاع و غیره بستگی دارد.

هواشناسان غالباً دو نوع تربولانس را تمیز می‌دهند.

۱) تربولانس حرارتی: این نوع تربولانس از جریانهای جابه‌جایی عمودی که در اثر گرم شدن سطح زمین ایجاد می‌شود به وجود می‌آید و نتیجهٔ تابش خورشید بر خشکی است. با وجود این، گاهی این پدیده به هنگام عبور توده هوای نسبتاً سرد بر روی زمین گرم یا دریای گرمتر هم دیده می‌شود.

همچنانکه دمای سطح زمین افزایش می‌یابد لاپسریت محیط نیز عمیقتر می‌شود، تا آنکه سرانجام هوا ناپایدار می‌شود و جریانهای جابه‌جایی عمودی قسمتی از حرکات تربولانسی را تشکیل می‌دهند.

در ابرهای جوششی ناشی از جابه‌جایی عمودی، بخصوص در طوفانهای رعد و برق، گرمای نهان در ارتفاعی که ابر تشکیل می‌شود آزاد می‌شود و این انرژی حرکات عمودی رو به بالا و پایین را در مقیاس کوچک به وجود می‌آورد که خود نشان دهنده حرکات پیچکی شکل بزرگ است. این حرکات پیچکی، باعث ایجاد حرکتهای پیچکی کوچکتر تربولانسی با اندازه‌های مختلف می‌شوند. تربولانس حرارتی یا جابه‌جایی عمودی همیشه باعث توسعه ابرها نمی‌شود.

در مناطق خشک و خیلی گرم، رطوبت جو ممکن است به قدری کم باشد که تراکم اتفاق نیفتد. تربولانس حرارتی در این مناطق گاه خیلی زیاد است و هواپیماها تحت تأثیر این تربولانس قرار می‌گیرند. در این حالت، آن ناحیه از جو را اصطلاحاً پر دست‌انداز یا متلاطم[۶] گویند. در

Bumpiness

بعضی از مناطق صحرایی، در صورت توسعه طوفانهای گرد و خاک، اثرات تربولانس حرارتی قابل توجه است.

۲) تربولانس مکانیکی: تربولانس مکانیکی یا اصطکاکی در اثر ناهمواریهای سطح زمین به صورت گسترده دیده می‌شود. تربولانس مکانیکی در اثر جریان هوا روی ساختمانها، درختان، تپه‌ها، و غیره نمایان می‌شود. این نوع تربولانس در اثر برش باد[7] یا تغییرات بردار باد در جهت قائم نیز ایجاد می‌شود. قسمتی از سیال که با مرز ساکن در تماس است، خود در حال سکون است، اما با افزایش ارتفاع از مرز در طول ضخامت لایه اصطکاک، به سرعت متوسط باد افزوده می‌شود تا آنجا که به جریان آزادی می‌رسد که هیچ‌گونه تأخیری در اثر اصطکاک ندارد.

هر جریانی که سرعت آزاد آن برای سیال مشخص و نوع مرز مشخص به قدر کافی کم باشد، به صورت یکنواخت یا لایه‌ای باقی می‌ماند. با وجود این، هنگامی که سرعت آزاد سیال از حد معین تجاوز کند، جریان به صورت حرکت تربولانسی شکسته می‌شود. در این حالت، حرکات پیچکی نزدیک مرز شکل می‌گیرد و در داخل جریان به جاهای دیگر کشیده می‌شود. در جریان تربولانس، ضخامت لایه اصطکاک بمراتب عمیق‌تر از جریان هموار یا لایه‌ای هواست.

حرکات پیچکی تولید شده در اثر تربولانس مکانیکی به دور محور خود در جهات مختلف می‌چرخند و چنانچه سرعت باد زیاد یا لاپسریت محیط عمیق باشد، این حرکات به آسانی توسعه می‌یابند. تربولانس مکانیکی در روی دریای آزاد یا زمین هموار کمتر است. در شرایط جو آرام، بادها ضعیف، جو پایدار، و تربولانس مکانیکی کم می‌شود.

یک نوع تربولانس شدید که در هوای صاف و در سطوح فوقانی جو اتفاق می‌افتد **تربولانس هوای صاف** نامیده می‌شود. این نوع تربولانس اغلب خطراتی برای هواپیمای در حال پرواز در این گونه مناطق ایجاد می‌کند.

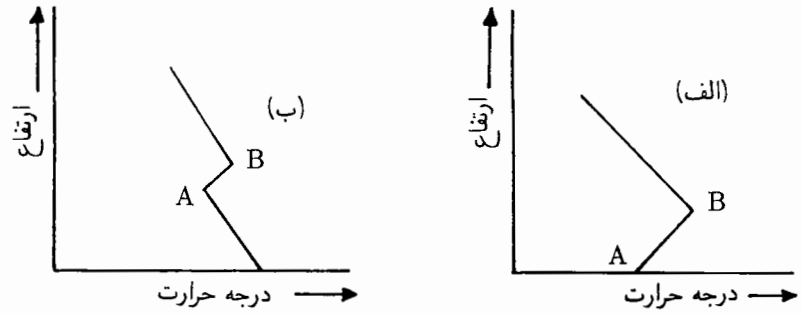
اثرات انواع مختلف تربولانس جوی، باجزئیات بیشتر، در فصلهای بعد مورد بحث قرار می‌گیرد.

۱۱ـ۱۰ وارونگی دما

دمای هوای محیط در تروپسفر معمولاً با ارتفاع کاهش می‌یابد. با وجود این، گاهی در بعضی لایه‌ها دما با ارتفاع افزایش نشان می‌دهد که این وضعیت را وارونگی[8] یا وارونگی دما می‌نامند.

وارونگی گاهی از سطح زمین به طرف بالا دیده می‌شود که آن را وارونگی سطح زمین می‌گویند و گاه در لایه‌ای بالاتر از سطح زمین دیده می‌شود که آن را وارونگی فوقانی می‌خوانند. شکل (۵ـ۱۰) این دو نوع وارونگی را توضیح می‌دهد. نقطهٔ A پایه وارونگی، و نقطهٔ Bقلّه آن را

7) Wind Shear 8) Inversion



شکل ۵ـ۱۰: وارونگیهای سطح زمین و سطح فوقانی

نشان می‌دهد. در حالت وارونگی سطح زمین، پایه وارونگی روی زمین قرار دارد.
وارونگیهای دما به طرق گوناگون ایجاد می‌شوند. چهار نوع وارونگی زیر حائز اهمیت است.

۱) وارونگی تشعشعی **۲) وارونگی تربولانسی**
۳) وارونگی فرونشینی **۴) وارونگی جبهه‌ای**

در زیر هر یک از این وارونگیها را شرح می‌دهیم.

۱۲ـ۱۰ وارونگی تشعشعی

وارونگی تشعشعی ممکن است وارونگی سطح زمین را ایجاد کند. در هنگام شب سطح زمین در اثر تشعشع سرد می‌شود و چنانچه فرایند سرد شدن برای مدّت کافی ادامه یابد هوای نزدیک سطح زمین سردتر از جو بالای آن می‌شود و وارونگی سطح زمین در نزدیکی زمین گسترش می‌یابد. شکل (۵ـ۱۰) قسمت (الف) این وضعیت را نشان می‌دهد.

در هوای آرام یا هنگام وزش بادهای خیلی ضعیف، فرایند سرد شدن به طرف بالا تا ارتفاع نسبتاً کمی گسترش می‌یابد که وارونگی کم عمق ایجاد می‌شود. با وجود این، گاه دمای سطح زمین نیز پایین است و **وارونگی کم عمق** سطح زمین کاملاً مشخص می‌شود. در این حالت آن را وارونگی شدید می‌خوانند. در شبهای بدون ابر و همراه با باد ضعیف، وارونگی تشعشعی پدید می‌آید و در صورت کافی بودن رطوبت در این شرایط، مه صبحگاهی (مه تشعشعی) ایجاد می‌شود.

در بعضی شرایط، شبنم یخی تشکیل می‌شود. در این حالات رطوبت هوا کمتر است و تشعشع سریعتر انجام می‌شود و، در نتیجه، دمای سطح زمین کمتر می‌شود. این وضعیت بخصوص در

مناطق خشک، بعد از شبهای طولانی بدون ابر در زمستان، پدید می‌آید.

در شب، از قله ابرها نیز عمل تشعشع انجام می‌شود. در این صورت ممکن است وارونگی تشعشعی در جو در ارتفاعی کاملاً بالاتر از سطح زمین توسعه یابد.

۱۰ـ۱۳ وارونگی تربولانسی

تربولانس اغلب در توسعه وارونگی سهم دارد و چنانچه به مدت کافی ادامه یابد، اختلاط کلی هوا در لایه‌هایی که تربولانس وجود دارد رخ می‌دهد.

تربولانس مکانیکی سبب انتقال هوای سرد قسمت پایین وارونگی سطح زمین به ارتفاعات بالاتر می‌شود. این حالت، سرد شدن هوا که در اثر تشعشع انجام می‌شود، در لایه‌ای ضخیم‌تر گسترش می‌یابد و قلّهٔ وارونگی به ارتفاعات بالاتر کشیده می‌شود.

از طرف دیگر، چنانچه باد شدیدتر باشد، تربولانس بیشتر می‌گردد و اختلاط هوا سبب می‌شود که هوای سردتر در سرتاسر لایه‌ای ضخیمتر گسترش یابد. در نتیجه، کم شدن دما کمتر است و وارونگی پدید نمی‌آید. این موضوع نشان می‌دهد که قدرت باد و تربولانس ایجاد شده باید در حدود معینی باشد. تا وارونگی تربولانسی عمیق در سطح زمین پدید آید.

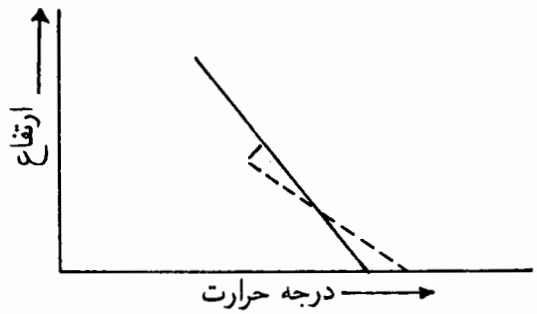
تربولانس گاهی وارونگی فوقانی را ایجاد می‌کند. در لایه‌های تربولانس، هوایی که به طرف پایین کشیده شده است، در اثر فشرده شدن به حالت بی‌دررو گرم می‌شود. در همین موقع، هوا از سطوح پایین‌تر صعود می‌کند و، در اثر انبساط، به حالت بی‌دررو سرد می‌شود.

پس از مدتی هوا کاملاً در لایه تربولانس تحت تأثیر انبساط و فشردگی به حالت بی‌دررو قرار می‌گیرد و عمل اختلاط انجام می‌شود. در این صورت، لاپسریت به حالت بی‌دررو خشک در داخل لایه گسترش می‌یابد، بدین معنی که هوای قسمت پایین لایه گرمتر و در قسمت فوقانی لایه سردتر از حالت اولیه می‌شود.

دمای هوا در قسمت بالاتر از لایه تربولانس تحت تأثیر سردشدن به حالت بی‌دررو قرار نمی‌گیرد و، در نتیجه، وارونگی تربولانسی ایجاد می‌شود. شکل (۶ـ۱۰) این تغییرات را نشان می‌دهد. خطوط بریدهٔ روی شکل توزیع جدید دما را نشان می‌دهد.

۱۰ـ۱۴ وارونگی فرونشینی

در بعضی از مناطق جو ممکن است لایه‌ای از هوا به ضخامت صدها متر نشست کند. چنانچه



شکل ۶ـ۱۰: توسعه وارونگی تربولانسی

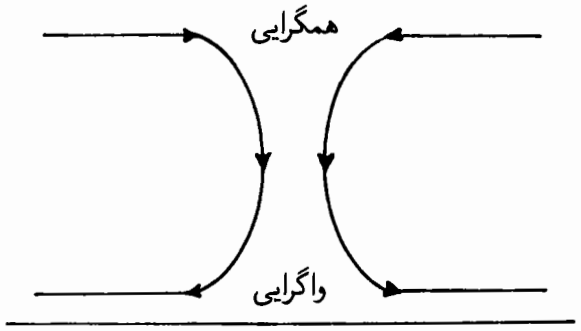
این امر در منطقه‌ای وسیع اتفاق افتد آن را **فرونشینی هوا**[9] می‌گویند.

فرونشینی هوا با همگرایی و واگرایی جرمی در سطح افقی همراه است که در قسمت ۱۴ـ۷ مورد بحث قرار گرفت. همگرایی اغلب در قسمت فوقانی تروپسفر اتفاق می‌افتد و همزمان با آن واگرایی در نزدیکی سطح زمین به وجود می‌آید. شکل (۷ـ۱۰) چگونگی فرونشینی را که ممکن است از این فرایند نتیجه شود نشان می‌دهد.

از آنجا که مقداری از جریان هوا در نزدیکی سطح زمین به خارج ستون متمایل است، هوایی که از بالا به طرف پایین فرونشینی می‌کند جای آن را می‌گیرد. سرعت عمودی رو به پایین تقریباً در اواسط تروپسفر به حداکثر مقدار خود می‌رسد. در ارتفاعات بالاتر زیر سطح تروپوپاز، جریان هوا پیش از حرکت به سطوح پایین‌تر، به طرف داخل ستون متمایل است. از آنجا که جهت جریان هوا در نزدیکی سطح زمین به طرف خارج گسترده می‌شود ضخامت لایه نزول کننده هوا عموماً تقلیل می‌یابد و قلّهٔ لایه بیشتر از کف آن نشست می‌کند. هوای نزول کننده همچنانکه به نواحی پرفشار نزدیک زمین می‌رسد، در اثر تحمّل فشردگی به حالت بی‌دررو گرم می‌شود. چنانچه قله لایه بیشتر از کف آن فرونشینی کند بیشتر از کف لایه گرم می‌شود.

اگر دمای قله لایه نزول کننده بیشتر از کف آن باشد، وارونگی فرونشینی رخ می‌دهد. این نوع وارونگی در مناطق پر فشار تشکیل می‌شود. همگرایی موجود در سطوح فوقانی باعث افزایش فشار در نزدیکی سطح زمین می‌گردد. در ابتدا، واگرایی سطوح پایین ممکن است در اثر نیروی گرادیان فشار، که باعث به خارج رانده شدن هوا می‌گردد، پدید آید، اما بتدریج نیروی کوریولیس با سرعت باد افزایش می‌یابد و مایل است با نیروی گرادیان فشار تعادل حاصل کند. با وجود تعادل دو نیرو، هوا درست در امتداد خطوط همفشار جریان نمی‌یابد، زیرا نیروی اصطکاک باعث می‌شود

9) Subsidence



شکل ۷ـ۱۰: فرونشینی همراه با همگرایی و واگرایی

که جریان به طرف فشار کمتر، خطوط همفشار را قطع کند. این عمل نیز در به وجود آمدن واگرایی سطح پایین موثر است.

۱۵ـ۱۰ وارونگی جبهه‌ای

در قسمت ۵ـ۹ کتاب علوم زمینی توضیح داده شده است که چگونه جبهه‌ها بین توده‌های هوا با دما و چگالی‌های مختلف پدید می‌آیند. شرایط لازم جهت تشکیل وارونگی هنگامی به وجود می‌آید که هوای گرم اجباراً از روی هوای خنک‌تر، در مجاورت منطقه جبهه با شیب معین، صعود کند. این نوع اینورشن را وارونگی جبهه‌ای می‌خوانند.

در مورد جبهه‌ها و وارونگی ناشی از آنها با جزئیات بیشتر در بخشهای بعد صحبت خواهیم کرد، اما در اینجا باید تذکر داد که در وارونگی جبهه‌ای علاوه بر افزایش دما به صورت وارونگی گاهی مقدار بخار آب نیز افزایش می‌یابد. از این جهت وارونگی جبهه‌ای با سایر انواع وارونگی متفاوت است، زیرا در سایر وارونگیها، معمولاً با افزایش دما، میزان رطوبت بسرعت کاهش می‌یابد.

۱۶ـ۱۰ اثرات وارونگیها

پایداری هوا در وارونگیها خیلی زیاد است و، به همین دلیل، در حالت وارونگی، از حرکت عمودی جلوگیری می‌شود یا حرکت عمودی بسرعت از بین می‌رود.

وارونگی سطوح فوقانی اغلب با قلّه ابرها که از گسترش عمودی آنها به طرف بالا جلوگیری

شده است مشخص می‌شود، زیرا در این حالت قله ابرها در زیر لایه وارونگی پهن و گسترده است. گرد و غبار معلق در هوا که ناشی از دود یا گرد و خاک است، اغلب به صورت «هیز» به طور مشخص زیر لایه وارونگی دما دیده می‌شود.

اثرات قابل رؤیت در جو نیز به وارونگی دما بستگی دارد. میزان شکست یا خم شدگی اشعه نورانی به دما و مقدار بخار آب موجود در هوا بستگی دارد. در مجاورت وارونگی دما، میزان شکست نور غیرعادی است. در موقع شکست اشعه نورانی، همچنانکه نور از لایه هوای گرمتر به داخل لایه هوای سردتر به طرف زمین عبور می‌کند نوعی سراب، تشکیل می‌شود.

تغییرات دما و مقدار بخار آب موجود در لایه‌های هوا روی انتقال امواج رادیویی با طول موجهای کمتر از ۱۰ متر اثری مشابه دارد. وارونگی دما و تفاوت چگالی لایه‌های مختلف هوا که همراه وارونگی دیده می‌شود، به علت تأثیر بر امواج رادیویی کوتاهتر که در انتقال امواج میکروویو و رادار به کار می‌رود، اهمیّت ویژه‌ای دارند.

۱۷ـ۱۰ آهنگ کاهش فوق بی‌دررو دما

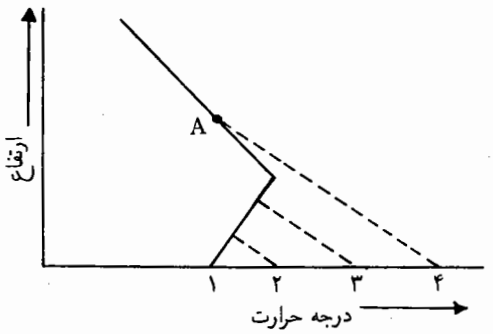
کاهش دما به میزان بیشتر از لاپسریت بی‌دررو خشک را لاپسریت فوق آدیاباتیکی گویند. در شرایط فوق آدیاباتیکی، جو ناپایدار است و معمولاً جریانهای صعودی عمودی توسعه می‌یابد. در نتیجه، هوا به حالت اختلاط در می‌آید و توزیع جدید گرما استقرار پیدا می‌کند. این عمل تا وقتی ادامه می‌یابد که لاپسریت محیط مساوی لاپسریت هوای خشک به حالت بی‌دررو شود.

لاپسریت فوق آدیاباتیکی یا میزان کاهش غیرعادی دما با ارتفاع برای هوای غیر اشباع به حالت بی‌دررو گاهی در سطح زمین و در لایه‌ای که ضخامت آن از چند متر تجاوز نمی‌کند دیده می‌شود. این وضعیّت ممکن است هنگام تابش شدید خورشید بر زمین در شرایطی که هوا آرام است یا باد ضعیفی می‌وزد نیز اتفاق بیفتد.

۱۸ـ۱۰ سطح تراکم جابه‌جایی عمودی هوا[10]

لاپسریت محیط در نزدیکی سطح زمین در طول شبانه‌روز تغییر می‌کند. در قسمتهای پیش تغییراتی که باعث تشکیل وارونگی دما می‌شدند مورد بررسی قرار گرفت. اثرات دیگری هم به علت گرم شدن در اثر تابش خورشید در سطح زمین به وجود می‌آید. در طول روز، عمق هوایی که بدین شکل گرم می‌شود توسط ضخامت لایه‌ای مشخص می‌شود که در آن لاپسریت محیط مساوی با لاپسریت هوای خشک به حالت بی‌دررو در می‌آید.

10) Convection Condensation Level (CCL)



شکل ۸ـ۱۰: سطح تراکم جابه‌جایی عمودی هوا

شکل (۸ـ۱۰) توزیع تغییرات دما را در لایه‌ای که لاپسریت بی‌دررو خشک در آن بتدریج در طول روز عمیق‌تر می‌شود نشان می‌دهد. همچنانکه دمای هوا در هنگام روز افزایش می‌یابد، میزان کاهش دما به حالت بی‌دررو خشک تا سطحی توسعه پیدا می‌کند که عمل تراکم رخ می‌دهد. این سطح در شکل (۸ـ۱۰) با نقطهٔ A نشان داده شده است.

سطحی که تراکم بخار آب در آن دیده می‌شود، به سطح تراکم جابه‌جایی عمودی (C.C.L)هوا موسوم است. دما در سطح زمین در این حالت دمای تراکم (Tc) نامیده می‌شود. هنگامی که دمای سطح زمین به دمای تراکم برسد و لاپسریت هوا به حالت بی‌دررو خشک تا سطح تراکم توسعه یابد، ابرهای کومولوس گسترش پیدا می‌کنند و کف آنها تقریباً در همین سطح دیده می‌شود.

در این فصل وضعیتهای مختلف تعادل جو و ارتباط آن با حرکت عمودی مورد مطالعه قرار گرفت. چنانچه حرکت عمودی تا تشکیل تراکم بخار آب ادامه یابد، از آن پس حرکت عمودی باعث توسعه ابرها می‌گردد. در فصل بعد فرایندهای فیزیکی تشکیل ابر و عوامل از بین رفتن آن با جزئیات بیشتر بررسی می‌شود.

سؤالات فصل ۱۰

۱) فرایند بی‌دررو چیست؟ به چه دلیل تغییرات کوچک جوی را می‌توان بی‌دررو یا نزدیک به حالت بی‌دررو به حساب آورد این دلایل را ذکر کنید؟

۲) منظور از میزان کاهش بی‌درو خشک چیست؟ در چه شرایطی می‌توان آن را برای هوای مرطوب به کار برد؟ اگر نمونه هوایی با دمای ۲۰ درجه سانتیگراد در سطح زمین، به صورت عمودی،

سه کیلومتر بالا رود و به میزان (D.A.L.R) سرد شود، دمای تقریبی همین هوا در سطح جدید به چه میزان خواهد بود؟

۳) منظور از میزان کاهش بی‌دررو اشباع چیست؟ چرا (S.A.L.R) با (D.A.L.R) تفاوت دارد؟ و چرا مقدار (S.A.L.R) با دما تغییر می‌کند؟

۴) اصطلاحات زیر را به طور مختصر شرح دهید:

الف) لاپسریت محیط

ب) جو ناپایدار

ج) وارونگی سطح زمین

د) فرونشینی هوا

ه) لاپسریت فوق آدیاباتیکی

۵) شرح کوتاهی دربارهٔ تربولانس جوی بنویسید و توضیح دهید چگونه تربولانس حرارتی و تربولانس مکانیکی از هم تشخیص داده می‌شوند.

۶) راههای توسعهٔ انواع وارونگی زیر را شرح دهید:

الف) وارونگی تشعشعی

ب) وارونگی تربولانسی

ج) وارونگی فرونشینی

د) وارونگی جبهه‌ای

۷) تغییرات دما را که در بسته هوای اشباع نشده در جابه‌جایی کوچک رخ می‌دهد در شرایط زیر شرح دهید:

الف) به طرف بالا به صورت عمودی

ب) به طرف پایین به صورت عمودی

ج) حرکتی را که بستهٔ هوا به دنبال حرکت عمودی به طرف پایین در جو پایدار انجام می‌دهد شرح دهید.

۸) اصطلاحات زیر را شرح دهید:

الف) سطح تراکم هوای بالا رونده (L.C.L)

ب) سطح تراکم جابه‌جایی عمودی هوا(C.C.L)

فصل ۱۱

تشکیل و از بین رفتن ابر

در بیشتر اوقات، آب به درجات متفاوت در تمام لایه تروپسفر وجود دارد ولی معمولاً به شکل بخار آب مرئی نیست. به هنگام ظهور ابرها، آب موجود در جو قابل مشاهده است. در بسیاری از شرایط، ابرها چگونگی تغییرات وضعیت جوی را در آینده نشان می‌دهند.

هرگاه بخار آب با هوای خشک به حالت اختلاط در آید، هوای مرطوب تشکیل می‌شود. اکثر ابرها در اثر سرد شدن هوای مرطوب ایجاد می‌شوند و، بنابراین، همه فرایندهای جوی را که باعث سرد شدن هوا می‌شوند می‌توان سبب اصلی تشکیل ابرها دانست.

در این فصل نخست راههای مختلف تشکیل ابر در جو مورد مطالعه قرار می‌گیرد و سپس به بررسی مکانیزمی می‌پردازیم که باعث متوقف شدن فرایند تشکیل ابر و از بین رفتن آن می‌شود.

۱ـ۱۱ـ تراکم، انجماد، و رسوب (تصعید)

در فصل ششم فرایندی را که طی آن بخار آب به صورت قطرات آب مایع یا کریستالهای یخی جامد در می‌آید مورد بحث قرار دادیم.

گفتیم که اگر هوای مرطوب تا پایین‌تر از نقطه شبنم خود سرد شود، قطرات آب بر روی هسته‌های تراکم موجود در هوا متراکم می‌شود. در بعضی حالات این هسته‌ها میل ترکیبی شدیدی با آب دارند که آنها را ذرّات جذب کنندهٔ رطوبت گویند. ذرّات نمکی که در اثر جدا شدن آب از قلل امواج آب دریا به دست می‌آید از این نوع است و عمل تراکم در روی این هسته‌ها قبل از رسیدن رطوبت نسبی به ۱۰۰٪ اتفاق می‌افتد.

هنگامی که دمای قطرات آب در جو به پایین‌تر از صفر درجه سانتیگراد می‌رسد، الزاماً منجمد نمی‌شوند. در این حالت، که دما کمتر از صفر درجه سانتیگراد است ولی قطرات هنوز منجمد نشده‌اند، آنها را قطرات آب فوق سرد می‌گویند. به طورکلی، ممکن است قطرات ابر به حالت فوق سرد تا دمای ۲۰- درجه سانتیگراد دیده شوند. در بعضی مواقع، قطرات آب فوق سرد ابر حتی تا دمای ۳۵ـ درجه سانتیگراد به صورت غیر منجمد دیده شده‌اند.

نتایج آزمایشگاهی نشان می‌دهد که قطرات کوچک ممکن است تا دمای حدود ۴۰- درجه سانتیگراد سرد شوند ولی هنوز به صورت قطرات آب فوق سرد باقی بمانند. در هر صورت امروزه این حقیقت به اثبات رسیده است که چنانچه بخار آب با مواد جامد خارجی یا با ذرات کوچک معلق در هوا در تماس باشد، به طور قابل ملاحظه‌ای در دمای بالاتر، به صورت منجمد در می‌آید.

در جو، بعضی از انواع ذرات معلق به عنوان هسته‌های فرایند انجماد عمل می‌کنند. به همین جهت، ذراتی که رشد کریستال یخی را توسط انجماد آب فوق سرد در حول خود نشان می‌دهند به هسته‌های انجماد معروف هستند.

گاهی بخار آب، بدون آنکه به آب تبدیل شود، مستقیماً به حالت جامد در می‌آید. این عمل را رسوب یا تصعید گویند. لازم به تذکر است فرایندی که طی آن یخ بدون آنکه به آب تبدیل بشود مستقیماً به صورت بخار درآید نیز تصعید خوانده می‌شود؛ یعنی کلمه تصعید برای دو فرایند متضاد به کار می‌رود.

هر ذره‌ای که کریستال یخی روی آن در اثر فرایند رسوب رشد کند هستهٔ تصعید یا رسوب نامیده می‌شود. آزمایشهای زیادی به عمل آمده تا مشخص شود آیا ذراتی که به عنوان هسته انجماد یا هسته رسوب عمل می‌کنند ذراتی مخصوص هستند؟ ولی هنوز تفکیک هسته‌های تراکم از هسته‌های انجماد موجود در جو امکانپذیر نیست. بنابراین، در هواشناسی اصطلاح هسته‌های انجماد را هنگامی به کار می‌برند که هسته‌های تشکیل دهنده یخ منظور باشد. در فرآیند رسوب، لایهٔ نازکی از آب روی هسته‌ها را می‌پوشاند و منجمد می‌شود. پوستهٔ یخی مزبور به قدری نازک است که بسختی می‌توان قطرات را رویت کرد و گویی که کریستال یخی از بخار تشکیل شده است.

هسته‌های تشکیل دهنده یخ را نیز هسته‌های یخ[1] گویند. از آنجا که قطرات آب در دمای پایین‌تر از صفر درجه سانتیگراد در ابرها بسیار زیاد دیده می‌شوند، می‌توان گفت که هسته‌های یخ بمراتب نادرتر از هسته‌های تراکم هستند. هسته‌هایی که باعث تشکیل کریستالهای یخی در دمای بیش از ۴۰- درجه سانتیگراد در ابرها می‌شوند با ذراتی که برای تشکیل تراکم قطرات بخار آب در ابر تأثیر دارند متفاوتند.

اکثر هسته‌های انجماد در جو را ذرات نوع خاصی از خاک تشکیل می‌دهد که در اثر باد از سطح زمین بلند می‌شود. در این میان بعضی از مواد معدنی از نوع رُس بیشترین اهمیت را دارند. به احتمال زیاد، این نوع ذرات در اثر اختلاط تربولانسی می‌توانند به صورت نسبتاً یکنواخت تا ارتفاعات بالا پخش شوند.

1) Ice Nuclei

۲ـ۱۱ علل کلی تشکیل ابر

بیشتر ابرها زمانی تشکیل می‌شوند که هوای مرطوب تحت تأثیر حرکت صعودی قرار گیرد. در این عمل، هوا در اثر انبساط ناشی از فشارهای کمتر سطوح فوقانی سرد می‌شود. در نتیجهٔ این عمل مقداری از بخار آب متراکم شده به شکل ابر ظاهر می‌گردد که می‌تواند بیانگر نحوه حرکت صعودی هوا باشد که باعث ایجاد ابر شده است. انواع مختلف حرکات عمودی که به تشکیل ابرها منتهی می‌شود به قرار زیر است:

۱) تربولانس مکانیکی (اصطکاکی) ۲) جابه‌جایی عمودی (تربولانس حرارتی)
۳) صعود در اثر ناهمواریها ۴) صعود ملایم گسترده

۳ـ۱۱ تربولانس مکانیکی

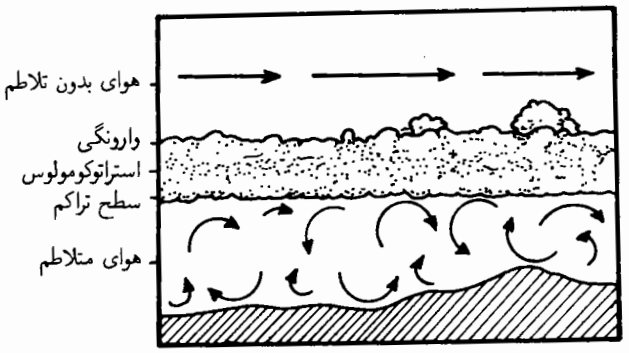
در قسمت ۱۰ـ۱۰، تربولانس مکانیکی یا اصطکاکی مورد بحث قرارگرفت. جریان هوا در روی سطح زمین عموماً در اثر نیروی اصطکاک به یک سری از حرکات پیچکی تغییر شکل می‌یابد و در برخورد به ساختمانها، درختان، تپه‌ها و غیره تشدید می‌گردد.

در قسمت ۱۳ـ۱۰ این مطلب بیان شده که هوا در لایه اصطکاک در اثر تربولانس مکانیکی کاملاً اختلاط حاصل می‌کند. چنانچه لایه در ابتدا به صورت پایدار باشد، قسمت بالای آن سرد و ناحیه پایین‌تر گرم می‌شود. در نتیجه، در صورت غیر اشباع باقی ماندن هوا در لایه اصطکاک، لاپسریت بی‌دررو خشک استقرار می‌یابد. به همین طریق، بخار آب در اثر تربولانس در لایه تربولانس اختلاط حاصل می‌کند و مقدار بخار آب در لایه به سوی یکنواختی می‌رود. در نتیجه، هوا ممکن است قبل از آنکه به سقف لایه تربولانس برسد اشباع شود. فرایند تراکم ممکن است در ارتفاعی از سطح زمین به وقوع بپیوندد که آن را سطح تراکم اختلاطی[۲] (M.C.L) می‌نامند. این ارتفاع نشان دهنده کف ابر است.

چنانچه ابر در اثر تربولانس ایجاد شود، نحوهٔ کاهش بی‌دررو خشک با ارتفاع تنها تا کف ابر (M.C.L) گسترش می‌یابد. از آن پس میزان کاهش دما برابر S.A.L.R. تا بالای لایه تربولانس گسترش می‌یابد. و قلهٔ ابر تا کف وارونگی تربولانسی که در بالای لایه اصطکاک قرار دارد گسترده می‌شود.

ابرهایی که در اثر تربولانس جوی تشکیل می‌شوند از نوع **استراتوس** هستند که شکل مشخصی ندارند و به صورت پوششی مشخص می‌شوند. این ابر به هر شکلی که دوام یابد قسمتهای بالا و پایین آن ظاهری موجی شکل دارد. ضخامت این تموّج ابری متغیر است و گاهی به صورت تکه‌ای دیده می‌شود. این وضعیت به این دلیل به وجود می‌آید که ابر در جریانهای صعودی تشکیل و

2) Mixing Condensation Level (MCL)



شکل ۱ـ۱۱: تشکیل ابر به علت تربولانس

در جریانهای نزولی تبخیر می‌شود. چنین ابری در دسته ابرهای استراتوکومولوس قرار می‌گیرد که توسعه آن در شکل (۱ـ۱۱) نشان داده شده است.

ابرهای تربولانسی ممکن است در زیر ابرهای باران زا، نظیر ابرهای نیمبواستراتوس، آلتواستراتوس، و کومولونیمبوس توسعه یابند. ارتفاع این گونه ابرها از سطح زمین خیلی کم و به صورت ابرهای فراکتو استراتوس یا فراکتوکومولوس است که همراه با وضعیت بد جوی دیده می‌شوند. واژهٔ فراکتو بمعنی پاره شده توسط باد است و گاهی کلمه فراکتوس هم به همین معنی به کار می‌رود. بنابراین، ابرهای پاره شده کم ارتفاع را می‌توان فراکتوس استراتوس، و فراکتوکومولوس نامید. رطوبت این ابرها از تبخیر قطرات باران و آب باران سطح زمین به دست می‌آید. تربولانس در نزدیکی سطح زمین باعث ایجاد ابرهای پاره شده پایین، در زیر ابرهای اصلی می‌شود.

وقتی که باد در لایه مرطوب با ارتفاع تغییر کند گاهی، در ارتفاعی خیلی بالاتر از لایه اصطکاک، ابرهای استراتوکومولوس مرتفع یا آلتواستراتوس دیده می‌شوند. در این حالت ممکن است حرکت تربولانسی هم در این ارتفاعات دیده شود ولی معمولاً عوامل دیگری باعث شده است که مقدار بخار آب در تراز بالایی قرار گیرد. به عبارت دیگر، رطوبت مستقیماً به علت اختلاط در اثر تربولانس در نزدیکی سطح زمین به آن سطح انتقال نیافته است.

۱۱ـ۴ جابه‌جایی عمودی

به هنگام گرم شدن هوای نزدیک سطح زمین، جریانهای جابه‌جایی عمودی توسعه می‌یابد. این

فرایند را جابه‌جایی عمودی یا تربولانس حرارتی گویند. تربولانس حرارتی با تربولانس مکانیکی یا اصطکاکی ترکیب می‌شود و اختلاط هوا در لایه‌های پایین‌تر جو را به وجود می‌آورد.

در حالت کلّی، لاپسریت محیط تا زمانی که هوا اشباع نشده است تمایل دارد به اندازهٔ میزان کاهش بی‌دررو خشک باقی بماند. در قسمت ۱۸ـ۱۰ گفته شده که این لاپسریت ممکن است تا سطح تراکم جابه‌جایی عمودی به وجود آید. ابر در این سطح تشکیل می‌شود ولی توسعه صعودی آن به عوامل دیگری بستگی دارد که یکی از آنها لاپسریت محیط در بالای سطح کف ابر است.

چنانچه لاپسریت محیط بیشتر از لاپسریت بی‌دررو اشباع باشد، جو نسبت به بسته هوای اشباع شده ناپایدار است و هوای اشباع شده بزور وادار به صعود می‌شود. صعود هوا تا جایی ادامه می‌یابد که به سطحی برسد که بستهٔ هوا از محیطش گرمتر نباشد. به این ترتیب، ابر جوششی توسعه می‌یابد. فاصله بین کف ابر و قلّه آن از یکی دو کیلومتر تا ده کیلومتر یا بیشتر متغیر است. ابرهای منفرد ناشی از جابه‌جایی عمودی که گسترش محدودی دارند به ابرهای کومولوس هوای خوب مشهورند. توسعه عمودی این نوع ابرها برای ایجاد بارندگی کافی نیست.

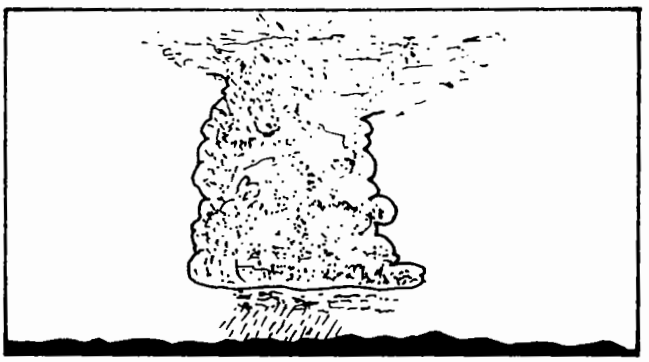
گاهی اوقات، جریانهای عمودی در اثر وارونگی مشخصی که در بالای سطح تراکم جابه‌جایی عمودی به وجود می‌آید متوقف می‌شود. در این حالت، قلّهٔ ابر در زیر لایه وارونگی گسترده و پهن می‌شود و ابر به شکل استراتوکومولوس توسعه می‌یابد.

در بعضی شرایط، لاپسریت محیط در بالای سطح تراکم از میزان لاپسریت هوای اشباع به حالت بی‌دررو در لایه عمیقی تجاوز می‌کند و چنانچه رطوبت کافی در دسترس باشد، ابر تا ارتفاعات زیاد گسترش می‌یابد. بعضی مواقع قلّه ابرها به سطوحی می‌رسند که کریستالهای یخی شکل می‌گیرند. ابر جوششی که دارای رشد عمودی زیاد است و قله آن از کریستالهای یخی تشکیل شده، به ابر کومولونیمبوس یا ابر طوفان رعد و برق معروف است. پردهٔ توری که از کریستالهای یخی درست شده است اطراف قسمتهای فوقانی این ابر را گرفته و به آن ظاهری رشته‌ای مانند و صاف می‌دهد که آن را از ابر کومولوس متمایز می‌سازد.

شکل (۲ـ۱۱) ظاهر ابر کومولونیمبوس را همراه با رشته یا به صورت مخطّط، در قسمت فوقانی، نشان می‌دهد.

ریزشهای جوی شدید یا ضعیف بر اساس درجه ناپایداری، ارتفاع، و دمای کسب شده توسعه می‌یابند. گاهی ارتفاع کف ابر به یک کیلومتر می‌رسد ولی گستردگی عمودی آن تا ده کیلومتر یا بیشتر است. در هنگام بارش رگبار، ممکن است ابر تربولانسی پاره شده در زیر کف ابر اصلی توسعه یابد و ارتفاع این نوع ابرهای پایین معمولاً تا سطح زمین می‌رسد.

هنگام برخورد با لایه‌ای پایدار یا وارونگی دما، قلهٔ ابر ممکن است به طور افقی پهن و گسترده شود. شکل سندانی قله ابر کومولونیمبوس بدین ترتیب توسعه می‌یابد. در مواقعی که شرایط ناپایداری کاملاً حاکم است، مقادیر زیادی انرژی در اثر آزاد شدن گرمای نهان به دست می‌آید. در این حالت،



شکل ۲ـ۱۱: ابر کومولونیمبوس با قله رشته‌ای (فایبرس)

سرعت عمودی جریانهای صعودی ممکن است از ۱۰ متر بر ثانیه تجاوز کند و موقتاً از افتادن بزرگترین قطرات باران به طرف پایین جلوگیری نماید. این قطرات، بعد از متوقف شدن جریانهای عمودی سقوط می‌کنند در این مواقع ممکن است بارندگی شدید و سیل‌آسا یا به اصطلاح «ترکیدن ابر»[3] پدید آید.

در نواحی حاره‌ای، ابرهای کومولونیمبوس به ارتفاعات بالاتری نسبت به سایر مناطق می‌رسند. دلیل این امر بالاتر بودن تروپوپاز است و رسیدن قله ابر به ارتفاع ۱۶ کیلومتری یا بیشتر در مناطق حاره غیرعادی نیست. در این مناطق دما در سطح تراکم بالاتر است و هوا بخار آب بیشتری در بر دارد. بنابراین، در عمل تراکم مقدار بیشتری گرمای نهان آزاد می‌شود، به همین دلیل، طوفانهای رعد و برق شدید در این نواحی رخ می‌دهد.

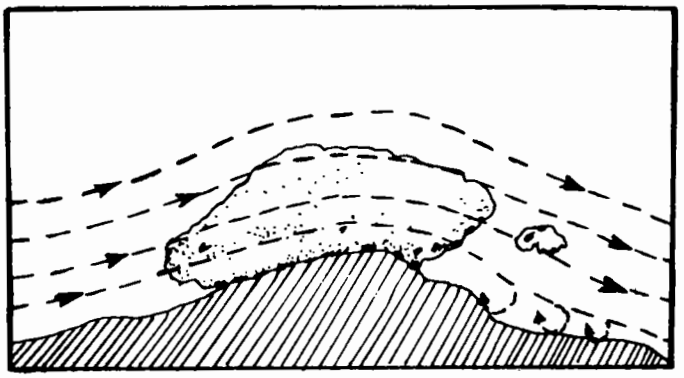
پدیده‌های همراه با جابه‌جایی عمودی در مناطق حاره از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، که در فصلهای بعد مورد بحث قرار می‌گیرد.

۵ـ۱۱ صعود در اثر ناهمواریها

منظور از ناهمواریها، کوهستانهاست و در این قسمت فرایند صعود هوای مرطوب بر روی دامنه‌های کوهستان یا موانع تپه‌ای مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

هوای نزدیک سطح زمین و سطوح فوقانی در صورتی وادار به صعود می‌شوند که به مانعی برخورد کنند. اگر لایه عمیقی از جو تحت تأثیر قرار گیرد، توزیع عمودی دما تغییر می‌یابد و هوایی

3) Cludburst



شکل ۳ـ۱۱: تشکیل ابر کوهستان

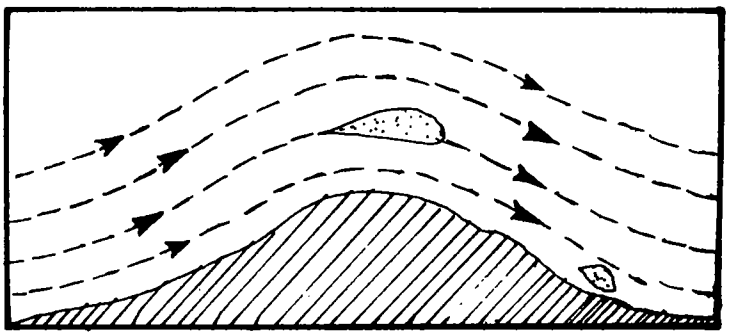
که وادار به صعود شده است به حالت بی‌دررو سرد می‌شود و ابرها تشکیل می‌گردند.

نوع ابرهای تشکیل شونده در صعود کوهستانی به عوامل مختلفی بستگی دارد که یکی از آنها پایداری هوای محیط در سطح تشکیل ابر است. در هوای مرطوب پایدار، اکثر اوقات ابر استراتوس تشکیل می‌گردد. ابر کومولوس از خصوصیات هوایی است که تا حدی ناپایدار است و ابر **کومولونیمبوس** زمانی توسعه می‌یابد که ناپایداری در عمق زیادی از جو به وجود آید.

هر بادی که روی تپه یا کوهستانی بوزد الزاماً ایجاد ابر نمی‌کند. در بعضی حالات مقدار رطوبت‌هوا برای تشکیل ابر کافی نیست.

هنگامی که ابر استراتوس تشکیل می‌شود کف ابر مسطح است و ضخامت عمودی زیادی ندارد. این ابر شبیه ملافه‌ای زمین مرتفع‌تر را می‌پوشاند ولی در مناطق پست‌تر شکسته می‌شود. حرکت نزولی در پشت تپه یا کوه باعث می‌شود که هوا گرم شده و ابر بسرعت تبخیر شود و از بین برود. ابرهای کوهستان معمولاً در طرفی که باد روی تپه یا کوه می‌وزد به صورت پیوسته تشکیل می‌شوند ولی در پشت ناهمواری، آسمان صاف است. به طور کلی به نظر می‌رسد که این گونه ابرها ساکن باقی می‌مانند ولی در واقع جریان هوا به طرف دیگر مانع، به راه خود ادامه می‌دهد. شکل (۳ـ۱۱) تشکیل ابرهای کوهستان را نشان می‌دهد.

در بعضی مواقع ابر خیلی بالاتر از قله تپه یا کوهستان تشکیل می‌شود. هنگامی که لایه‌ای از هوای مرطوب در بالا وجود داشته باشد صعود به علّت ناهمواریها ممکن است سبب تراکم در بالای قله شود و کلاهک ابری دائمی تشکیل گردد. منظرهٔ این کلاهک از پایین طوری است که به نظر می‌رسد که در کناره‌های آن ابر نازک و در مرکز ضخیم‌تر است. می‌توان گفت شکل ظاهر ابر



شکل ۴ـ۱۱: تشکیل ابر عدسی شکل

شبیه عدسی است و، به همین دلیل، آن را ابر عدسی شکل می‌نامند. شکل ۴ـ۱۱ تشکیل این نوع ابر را توضیح می‌دهد.

به نظر می‌رسد که ابرهای عدسی شکل ساکن باشند. و از این نظر درست مشابه ابرهای کوهستانی هستند که در قلل کوهها تشکیل می‌شوند. مولکولهای بخار و سایر گازهای جو که داخل ابر وجود دارند در یک طرف در اثر تراکم بخار آب به شکل ابر ظاهر می‌شوند و در طرف دیگر، همچنانکه محیط ابر را ترک می‌کنند، تبخیر می‌شوند و به شکل بخار در می‌آیند.

در بعضی مواقع ممکن است **یک سری از امواج ساکن** در پشت دامنه تپه‌ها تشکیل شود. در شرایط خاصی از پایداری، جریان صعودی که در اثر موانع ایجاد می‌شود با ارتفاع افزایش می‌یابد. گاهی بستر هوای نزول کننده در پشت مانع، مساحت بیشتری نسبت به بستر هوای صعود کننده دارد. مدتی بعد همین هوای نزول کننده، وقتی که در شیب بعدی قرار می‌گیرد، مجدداً صعود می‌کند، و این عمل چندین بار تکرار می‌شود تا آنکه، با فاصله از موانع، این امواج از بین می‌رود. بنابراین، ذرّهٔ هوا دارای مسیر موجی شکل یا نوسانی می‌شود که این وضعیت را **امواج ایستاده**[4] می‌گویند.

مناسبترین شرایط برای این امواج موقعی است که لاپسریت بسیار پایداری بین دو لایه ناپایدار سطح زمین و سطح فوقانی قرار گیرد. در این حالت معمولاً دامنه موج در داخل لایه پایدار به حداکثر میزان خود می‌رسد. چنانچه مقدار رطوبت زیاد و دامنه نوسانات به قدر کافی بزرگ باشد، در قسمت جلو مانع که هوا صعود می‌کند در نزدیکی قله، تراکم رخ می‌دهد. همچنین تبخیر در ناحیه نزول هوا در قسمت جریان رو به پایین قله اتفاق می‌افتد، در این حالت ممکن است یک

4) Standing Waves

سری ابرهای عدسی شکل توسعه یابد.

بنابراین، وجود ابرهای عدسی شکل که نشان دهندهٔ امواج ایستاده در پشت کوهستان است و تشخیص جریان نوسانیکه ممکن است در کوهستان وجود داشته باشد حائز اهمیت است، حتی اگر به علت کمی مقدار رطوبت ابری دیده نشود. این نوع امواج ایستاده تأثیر زیادی در پرواز هواپیماها دارند.

۶ـ۱۱ صعود ملایم گسترده

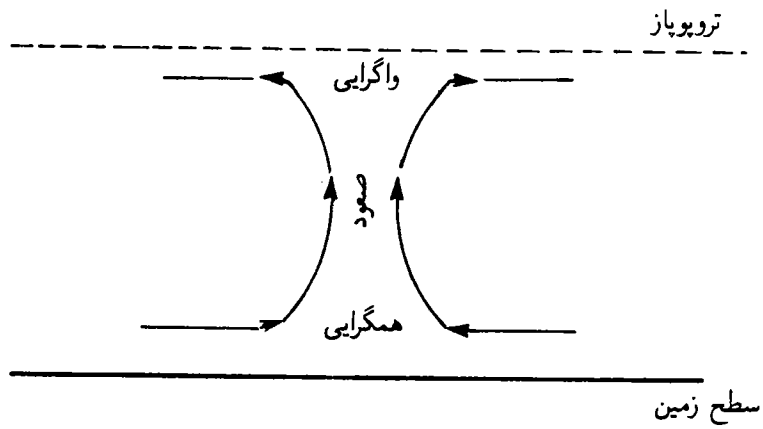
در تشکیل ابر به علت حرکات عمودی همراه با تربولانس در ابعاد افقی نسبتاً کوچک گفتیم که این حرکات عمودی در اثر تربولانس اصطکاکی، جریانهای جابه‌جایی عمودی محلی، و ناهمواریهای زمین (تپه‌ها وکوهستانها) که معمولاً منطقه‌ای به وسعت چندین کیلومتر را می‌پوشانند ایجاد می‌شوند. حرکت عمودی در اثر سیستمهای وسیع باد نظیر مراکز کم فشار و پر فشاری که در روی نقشه‌های سینوپتیکی سطح متوسط دریا ظاهر می‌شوند نیز ایجاد می‌گردند. در قسمت ۱۴ـ۱۰ نزول ملایم وگسترده هوا در مراکز پر فشار مورد مطالعه قرارگرفت. این نزول، که **فرونشینی** نامیده می‌شود، در اثر همگرایی سطوح فوقانی و واگرایی سطوح پایین پدید می‌آید. در این فرونشینی، نیروی اصطکاک هم به علت ایجاد مقداری جریان رو به خارج از مرکز و قطع خطوط همفشار در نزدیک سطح زمین مؤثر است.

در مراکز کم فشار اثرات معکوس مراکز پر فشار دیده می‌شود و واگرایی در سطوح فوقانی و همگرایی در سطوح پایین باعث صعود هوا می‌گردد. شکل (۵ـ۱۱) این وضعیت را نشان می‌دهد. نیروی اصطکاک هم مقدار معینی همگرایی در سطوح پایین در لایه اصطکاک ایجاد می‌کند و این وضعیت همراه با قطع خطوط همفشار به طرف داخل مرکز کم فشار رخ می‌دهد.

جریان صعودی در مراکز کم فشار در ناحیه خیلی وسیع توزیع می‌شود و، به همین دلیل، سرعت عمودی به طور نسبی خیلی کم است. با وجود این، صعود ملایم ممکن است برای چندین روز دوام یابد و باعث صعود توده‌های عظیم هوا تا چندین کیلومتر شود.

صعود ملایم گسترده تأثیر مشخصی بر لاپسریت محیط دارد و بر مقدار آن می‌افزاید. در این حالت اصطلاحاً می‌گویند شیب تندتر شده است. در چنین وضعیتی هوا اغلب ناپایدار می‌شود و حرکت عمودی آن رو به افزایش می‌رود. در صورتی که رطوبت هوا کافی باشد، عمل تراکم و تشکیل ابر به صورت کاملاً گسترده اتفاق می‌افتد.

گاهی اوقات ضخامت توده‌های ابر به چندین کیلومتر هم می‌رسد، وگاه تغییرات رطوبت نسبی باعث تشکیل ابر در لایه‌های متفاوت می‌شود. در ابتدا صعود ملایم و گستردهٔ هوا معمولاً در



شکل ۵ـ۱۱: صعود هوا در مرکز کم فشار

اثر واگرایی سطوح فوقانی تروپسفر انجام می‌شود. در اثر جریان خروجی جرمی در ارتفاعات بالا، جرم ستون هوا کم می‌شود و فشار در سطوح پایین‌تر در نزدیکی سطح زمین کاهش می‌یابد. بدین ترتیب، مراکزکم فشار تشکیل می‌گردد. بعد از به وجود آمدن واگرایی سطوح فوقانی در نزدیک سطح دریا، همگرایی به وجود می‌آید و صعود ملایم گسترده هوا در داخل عمق زیادی از تروپسفر پدید می‌آید. چنانچه هوا به قدرکافی مرطوب باشد، توسعه ابر به صورت کاملاً گسترده را به دنبال خواهد داشت.

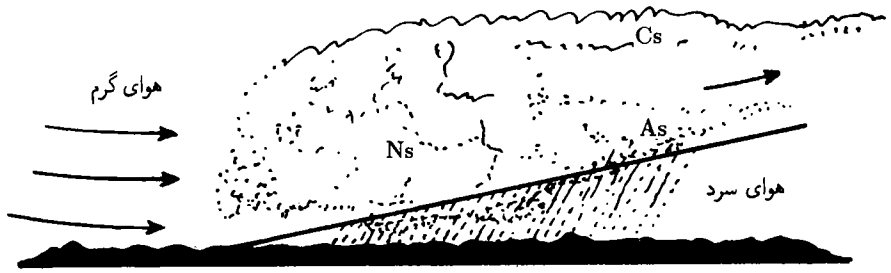
صعود گسترده معمولاً در نزدیک منطقه جبهه و مراکزکم فشار اتفاق می‌افتد. منطقه جبهه، ناحیه‌ای است که در آنجا دو توده عظیم هوا با دما و چگالی‌های متفاوت از هم جدا می‌شوند. مراکزکم فشار همراه با مناطق جبهه‌ای، مراکز **کم فشار جبهه‌ای**[5] خوانده می‌شوند.

تغییر دما به طور مشخص در منطقه جبهه، در فاصله افقی، ممکن است تا صدها متر دیده شود. هر یک از دو توده هوا دمایی کم و بیش یکنواخت دارد ولی دمای هوا در طرفین منطقه جبهه با یکدیگر متفاوت است. گاه منطقه جبهه را به طور ساده جبهه می‌نامند. باید به خاطر داشت که در جو مرزکاملاً مشخصی بین دو توده هوا دیده نمی‌شود و، در واقع، منطقه انتقالی به وجود می‌آید که بعد از عبور از این مرز، تغییر دمای هوا از یک توده به توده دیگر انجام می‌شود.

۷ـ۱۱ ابرهای همراه با صعود گسترده در مناطق جبهه‌ای

در قسمت ۵ـ۹ کتاب علوم زمینی ذکر شده که یکی از مشخصه‌های گردش عمومی جو، جبهه

5) Frontal Depressions



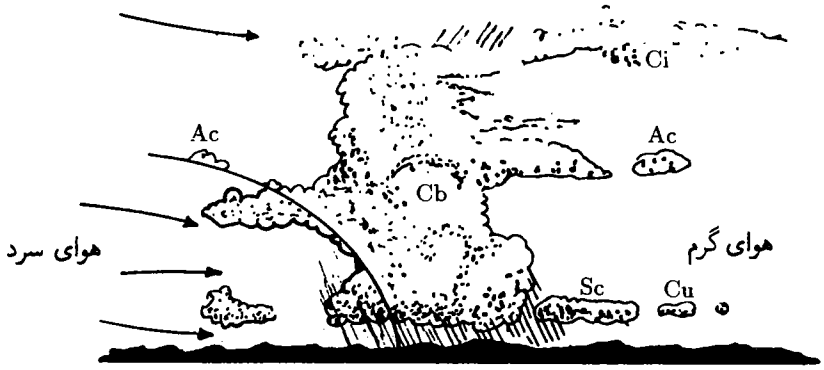
شکل ۶ـ۱۱: تشکیل ابرهای ایده‌آل همراه با جبههٔ گرم

قطبی است. مراکزکم فشار در امتداد جبهه قطبی، که باعث جدا شدن هوای گرم حاره‌ای از هوای سردتر عرضهای بالاتر می‌شود، توسعه می‌یابد.

صعود گستردهٔ هوا در لایه‌های عمیق جو معمولاً در مراکز کم فشار جبهه قطبی، که در آن روابط مختلفی بین توده‌های گرم و سرد وجود دارد، دیده می‌شود. با گسترش مراکزکم فشار جبهه قطبی دو نوع جبهه اصلی مشخص می‌شود که آنها را جبههٔ سرد و جبههٔ گرم می‌نامند. شیب سطح جبهه‌ای بر روی هوای سردتر قرار دارد و هوای گرمتر در بالا قرار می‌گیرد.

اگر حرکت منطقه انتقالی بین دو توده هوا طوری باشد که هوای گرمتر جای هوای سردتر را بگیرد آن را **جبههٔ گرم** می‌گویند. شیب جبههٔ گرم معمولاً منظم است و هوای گرم بکندی روی تودهٔ سرد می‌لغزد. به هنگام لغزیدن هوای گرم بر روی هوای سرد، اگر رطوبت هوا کافی باشد، ابرهای پوششی در هوای گرم توسعه می‌یابند و ابرهای سیروس، سیرواستراتوس، آلتواستراتوس، و نیمبواستراتوس در مراحل مختلف در جو تشکیل می‌شوند. شکل (۶ـ۱۱) این اثر را در حالت ایده‌آل نشان می‌دهد.

اگر منطقه انتقالی بین دو توده هوا به طریقی حرکت کند که هوای سرد جایگزین هوای گرم شود، **جبههٔ سرد** در منطقه وجود دارد. تشکیل ابر در جبهه سرد به پایداری، میزان رطوبت هوای گرم، و شیب جبهه بستگی دارد. به طور متوسط، شیب جبهه سرد از شیب جبهه گرم بیشتر است. تشکیل ابر در صورتی که شیب جبهه سرد کم باشد مشابه جبهه گرم است ولی انواع مختلف ابر در محل معیّن به طور معکوس رؤیت می‌شوند. این بدان معنی است که ابتدا ابرهای پایین دیده می‌شوند و سپس ابرهای پوششی بالاتر، همان طورکه از جبهه دور می‌شوند، رؤیت می‌گردند. در



شکل ۷ـ۱۱: جبههٔ سرد ایده‌آل با شیب تند

واقع، تشکیل ابر در هوای گرم به پایداری و مقدار رطوبت هوای صعود کننده بستگی دارد.

گاهی شیب جبهه سرد به طور نسبی تند است و اثرات بسیار شدیدی، بویژه اگر هوای گرم صعود کننده مرطوبت و ناپایدار باشد، ایجاد می‌کند. این وضعیّت در اثر توسعه ابرهای کومولوس بزرگ و کومولونیمبوس در هوای گرم مشخص می‌شود و رگبارهای شدید، بادهای تربولانسی متغیر (گاستی)، و گاهی طوفان رعد و برق پدید می‌آورد.

صعود هوای گرم معمولاً در داخل منطقهٔ باریکتر اتفاق می‌افتد، زیرا شیب جبهه سرد تندتر است. ابرها و پدیده‌های جوی در جبههٔ سرد با شیب تند معمولاً در ناحیه باریکتر در نزدیکی منطقه جبهه‌ای مشخص می‌شوند. شکل (۷ـ۱۱) توسعه ابرها را در جبههٔ سرد ایده‌آل با شیب تند نشان می‌دهد.

در توده هوای گرم و سرد با توجه به مرحله توسعه کم فشار جبهه قطبی انواع زیادی ابر تشکیل می‌شود که در فصلهای بعد مورد بحث قرار می‌گیرد.

۸ـ۱۱ از بین رفتن ابرها

با توقف تمام فرایندهای تشکیل ابر، توسعهٔ طبیعی ابر نیز ضعیف می‌شود. عوامل دیگری مانند گرم شدن هوا، بارش، و اختلاط با هوای خشک‌تر اطراف نیز ممکن است باعث عدم حضور قطرات آب یا کریستالهای یخ در ابرها گردد.

ابر ممکن است در اثر جذب تشعشع زمین یا خورشید گرم شود، اما این اثرات در مقایسه با

گرم شدن آدیاباتیکی به طور نسبی کوچک است. اگر هوا تحت تأثیر فرونشینی قرارگیرد، گرم شدن بی‌دررو رخ می‌دهد. همچنانکه دمای هوا افزایش می‌یابد رطوبت نسبی آن کم می‌شود و هوا دیگر به صورت اشباع شده باقی نمی‌ماند. در این موقع، ذرات ابر تبخیر شده و به صورت بخار آب نامرئی تصعید می‌گردند.

خورتابگیری[6] اغلب باعث می‌شود ابری که در اثر تربولانس تشکیل شده است از بین برود. چنانچه تابش خورشید به قدرکافی جذب زمین شود، دمای هوا در نزدیک زمین افزایش می‌یابد و سطح تراکم اختلاطی بالا می‌رود. سپس، سطح کف ابرهای استراتوس یا استراتوکومولوس بالاتر می‌رود و ضخامت ابر در زیر وارونگی تربولانسی کاهش می‌یابد و ابرها نازک می‌شوند و سرانجام، ابرها به طورکامل محو و ناپدید می‌شوند.

ابرهای کومولوس در هوای خوب، در خشکی، و در اثر جابه‌جایی عمودی به علت گرمای دریافتی از خورشید در طول روز تشکیل می‌شوند. این نوع ابرها معمولاً در صبح ظاهر می‌شوند و در بعدازظهر به حداکثر توسعه می‌رسند و با سرد شدن زمین، بعد از غروب آفتاب و اوایل شب، آسمان بسرعت صاف می‌گردد.

هوایی که اطراف ابر را احاطه کرده، معمولاً غیر اشباع است و، به همین دلیل، اختلاط ابر با هوای اطراف ممکن است باعث ایجاد رطوبت نسبی خیلی کمتر از ۱۰۰٪ بشود. در این موقع تبخیر یا تصعید اتفاق می‌افتد و به نظر می‌رسد که ابر در حال محو شدن یا از بین رفتن است.

فرایند اختلاط ابر با هوای اطراف به طور واضح بر ارتفاع کف ابرهای کومولوس هوای خوب تأثیر می‌گذارد. تحلیل یا سایش این ابرها اغلب درکف آنها ظاهر می‌شود و بعد از تشکیل آنها، خیلی زود ارتفاع کف ابر بالا می‌رود. در خشکیها، حداکثر توسعه ابرهای کومولوس هوای خوب در اوایل عصر رخ می‌دهد. در این موقع دیگر بر ارتفاع کف افزوده نمی‌شود و از زیر نیز گسترش نمی‌یابد، در حالی که قلهٔ ابر هنوز در حال رشد و نزدیک به ارتفاع حداکثر است.

ابرها برای ایجاد ریزشهای جوی ضرورند. در فصل نهم انواع ابرهایی را که موجب ریزشهای جوی می‌شوند مورد مطالعه قرار دادیم. در فصل بعد فرایندهای مربوط به ریزشهای جوی بررسی می‌شود.

سؤالات فصل ۱۱

۱) اصطلاحات زیر را به طور مختصر شرح دهید:

الف) هسته‌های تراکم

ب) هسته‌های انجماد

ج) هسته‌های رسوب یا تصعید

---

6) Insolation

۲) فرایند سرد شدن هوای مرطوب و تشکیل ابر را شرح دهید؟ معمولترین فرایند سرد شدن که به تشکیل ابر منجر می‌شود کدام است؟
۳) معمولاً به چهار طریق حرکت عمودی در جو اتفاق می‌افتد. دو نوع از این چهار طریق را که به تشکیل ابر منجر می‌شود به طور خلاصه شرح دهید؟
۴) فرایندهای فیزیکی را که باعث ایجاد ابرهای زیر می‌شود توضیح دهید:
الف) استراتوس
ب) کومولونیمبوس
۵) به کمک شکل، اصطلاحات زیر را به طور مختصر شرح دهید:
الف) ابر عدسی شکل
ب) ابرهای جبهه گرم
۶) از بین رفتن ابرها را به طور مختصر شرح دهید.
۷) منطقه انتقالی بین توده‌های هوا، هنگامی که جبهه سرد در حال نزدیک شدن است چگونه حرکت می‌کند؟
۸) ابرهایی را که ممکن است در هوای گرم مرطوب و ناپایدار جبهه سرد با شیب تند تشکیل شوند شرح دهید و شکلی بکشید که جبههٔ سرد ایده‌آل را نشان دهد.

فصل ۱۲

فرایندهای ریزشهای جوی

پیش از ظهور ابرها، بخار آب در جو به صورت قطرات آب یا کریستالهای یخ تغییر حالت می‌دهد. اندازه ذرّات قبل از ریزشهای جوی پیوسته افزایش می‌یابد تا آنکه سرانجام ریزشهای جوی صورت می‌گیرد.

در این فصل فرایندهای رشد ذرات ابر که منجر به ریزش می‌شود مورد بحث قرار می‌گیرد و چگونگی انواع مختلف ریزشهای جوی از ابرها مطالعه می‌شود.

۱ـ۱۲ اندازه قطرات ابر

هواشناسان کوشش بسیار کرده‌اند تا اندازهٔ قطرات آب موجود در ابر را اندازه‌گیری کنند. بیشتر بررسیها توسط هواپیما انجام شده است و مطالعاتی نیز در مورد مناطق کوهستانی انجام گرفته است.

بررسیهای انجام شده در نقاط مختلف جهان نشان می‌دهد که اندازه قطرات دامنه وسیعی دارد. این قطرات روی هسته‌های تراکم با اندازه، نوع، و غلظتهای متفاوت تشکیل می‌شوند.

ذرات معلق در جو بر حسب اندازه‌شان به صورت زیر دسته‌بندی می‌شوند.

الف) هسته‌های تراکم ایتکن: میکرون $R < ۰/۱$

ب) هسته‌های تراکم با اندازه بزرگ: میکرون $۰/۱ < R < ۱$

ج) هسته‌های تراکم با اندازه خیلی بزرگ: میکرون $R > ۱$

در روابط فوق R شعاع ذره است

بیشتر هسته‌های تراکم ایتکن خیلی کوچک هستند و در شرایط با اهمیتِ فوقِ اشباع به صورت هسته‌های تراکم فعال در می‌آیند. در جو، هسته‌های تراکم بزرگ و خیلی بزرگ در درجه اول آب قابل دسترس را به خود اختصاص می‌دهند. تعداد هسته‌های تراکم بزرگ نسبت به هسته‌های خیلی بزرگ بیشتر است و همین هسته‌های بزرگ نقش اصلی را در تشکیل ابر به عهده دارند.

قطرات ابر در دسترسی به بخار آب با یکدیگر رقابت می‌کنند. چنانچه غلظت هسته‌های تراکم زیاد باشد، تعداد قطرات موجود در ابر نیز بیشتر می‌شود ولی اندازه متوسط این قطرات کوچکتر

می‌گردد.

در حالت کلی، در روی قاره‌ها هسته‌های تراکم غلظت بیشتری نسبت به روی اقیانوسها دارند. قطرات ابر در روی قاره‌ها به طور میانگین کوچکتر است و دامنهٔ تغییرات شعاع آنها از ۲ تا ۱۰ میکرون تغییر می‌کند در حالی که قطرات ابر در روی اقیانوسها بزرگترند و دامنهٔ تغییرات شعاع آنها بین ۳ تا ۲۲ میکرون است. در اکثر شرایط هسته‌های نمک خیلی بزرگ دیده می‌شوند که قطراتی با شعاع ۱۰ الی ۳۰ میکرون یا بیشتر ایجاد می‌کنند و غلظت آنها معمولاً در حدود یک قطره در هر لیتر از ابرهای روی قاره و دریاست.

قطرات ابر سرانجام به اندازه‌ای می‌رسند که می‌توانند از ابر سقوط کنند ولی گاه جریانهای صعودی مانع سقوط آنها می‌شود. گاهی قطرات ابر و قطرات باران در شعاع ۱۰۰ میکرون از هم تفکیک می‌شوند. گرچه این عدد معمولاً برای سهولت کار در نظر گرفته شده است، پایه و اساس فیزیکی نیز دارد. سرعت حد قطرات با شعاع ۱۰۰ میکرون تقریباً به اندازه یک متر بر ثانیه است. بنابراین، این نوع قطرات، با وجود انواع حرکات رو به بالا که به طور عادی در ابر وجود دارند، سقوط می‌کنند.

در دو قسمت بعد فرایندهای رشد قطرات ابر و رسیدن آنها به اندازه ریزشهای جوی مورد بحث قرار می‌گیرد.

۲ـ۱۲ رشد اوّلیه قطرات ابر

عوامل بسیاری در رشد قطرات ابر تأثیر دارند. از جمله این عوامل می‌توان از رطوبت هوا در اطراف قطرات، اثرات کشش سطحی، و ماهیت هسته‌های تراکم را نام برد. سرعت انتقال گرمای نهان آزاد شده به هوای اطراف نیز حائز اهمیت است.

در ابتدا، تراکم بخار آب روی هسته‌ها خیلی سریع پیشروی می‌کند. قطره ممکن است، در کسری از ثانیه، از اندازه هسته تا اندازه قطره مرئی رشد کند. ولی از آن پس فرایند کند می‌شود. احتمال اینکه تراکم به تنهایی بتواند قطراتی به اندازه‌هایی به طور متوسط بیش از ۳۰ میکرون ایجاد کند وجود ندارد.

برای توضیح وجود قطرات بزرگتر در داخل ابرها، باید عکس‌العمل بین قطرات منفرد را مورد توجه قرار داد. قطرات بزرگتر در اثر برخورد و به هم آمیختگی قطرات در حین سقوط به یکدیگر به‌وجود می‌آیند. در قسمت بعد این فرایند مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۱۲ـ۳ مکانیزم به هم آمیختگی

یکی از مهمترین فرایندهایی که طی آن قطرات ابر تا اندازه قطره باران رشد می‌کنند برخورد مستقیم و به هم آمیختگی قطرات آب است. قطراتی که همراه با جریانهای صعود کننده به بالا برده می‌شوند نسبت به هوای صعود کننده تأخیر پیدا می‌کند و قطرات بزرگتر نسبت به قطرات کوچکتر مجاور خود سقوط می‌کنند. قطرات خیلی کوچک به یکدیگر برخورد نمی‌کنند، زیرا برای برخورد شعاع قطره باید از ۱۸ میکرون تجاوز کند با بزرگتر شدن قطرات امکان تصادم به طور قابل ملاحظه‌ای افزایش می‌یابد.

تصادم و به هم آمیختگی برای توسعه ریزشهای جوی از ابرهای گرم لازم و ضروری است. دمای این نوع ابرها بالای صفر درجه سانتیگراد است و تمام بدنهٔ ابر از قطرات آب ساخته شده است. قطرات آب در بسیاری از ابرهایی که دمای آنها کمتر از صفر درجه سانتیگراد است نیز دیده می‌شود. قطرات آب فوق سرد در این ابرهای سرد، در اثر تصادم و به هم آمیختگی با یکدیگر، به طور مشابه رشد می‌کنند. بعضی از ابرهای نوع سرد، کریستالهای یخی نیز در بر دارند.

۱۲ـ۴ تشکیل کریستالهای یخ

در قسمت ۱ـ۱۱ هسته‌های تشکیل یخ مورد بحث قرار گرفت که اغلب به عنوان هسته‌های یخ بیان می‌شوند. منظور از هستهٔ یخ هر ذره‌ای است که به عنوان هسته‌ای برای تشکیل کریستالهای یخ در جو عمل می‌کند. این هسته‌ها را هسته‌های انجماد نیز می‌نامند. فرض بر این است که توسعه اوّلیه کریستال یخ در اثر یخ زدن آب فوق سرد در اطراف هسته‌ها پدید می‌آید.

هنگامی که کریستالهای یخ تشکیل شد، در اثر تغییر حالت مستقیم بخار آب به یخ، یعنی رسوب در اثر یخ زدن قطرات آب فوق سرد، رشد می‌کنند. در قسمت بعد دربارهٔ چگونگی تشکیل ساختارهای بزرگتر که در اثر برخورد کریستالهای یخی با قطرات آب فوق‌سرد به وجود می‌آیند بحث می‌شود.

۱۲ـ۵ فرایند برژرون

برژرون، هواشناس سوئدی، مکانیزمی را پیشنهاد کرد که بر اثر آن کریستالهای یخی در ابرهای سرد مختلط رشد می‌کنند. این ابرها از کریستالهای یخی و قطرات آب فوق سرد تشکیل می‌شوند. برای درک این مطلب به جدول (۲ـ۶) رجوع کنید. باید توجه داشت که فشار بخار اشباع بر روی یخ کمتر از فشار بخار اشباع بر روی آب در همان دماست.

در سال ۱۹۱۱، وگنر در نظریهٔ خود بیان داشت که ابرهای مختلط فشار بخار اشباع خود را با

مقداری از فشار بین فشار بخار اشباع بر روی یخ و آب تطبیق می‌دهند. در سال ۱۹۳۳، برژرون این تئوری را برای توضیح رشد کریستالهای یخی در ابرهای سرد پذیرفت.

هنگامی که کریستال یخی در مجاورت قطرات آب فوق سرد موجود باشد، شرایط ناپایدار است و از آنجا که بخار آب نسبت به سطح آب در حالت اشباع شده نیست، قطرات آب به صورت بخار در می‌آید. همزمان با آن، بخار آب در مجاورت یخ به حالت فوق اشباع است. بنابراین، بخار آب مستقیماً به یخ تبدیل می‌شود و بر روی کریستالهای یخ رسوب می‌کند. و می‌توان گفت کریستالهای یخ در حضور قطرات آب رشد می‌کنند. کمی پایین‌تر از دمای صفر درجه سانتیگراد، میزان رشد کریستالهای یخ در ابرهای مختلط نسبت به قطرات آب اندکی فرق دارد. ولی در دمای کمتر از ۱۰ـ درجه سانتیگراد، کریستالهای یخ خیلی سریعتر از قطرات آب فوق سرد رشد می‌کنند. در دمای حدود ۱۵ـ درجه سانتیگراد، امکان تبدیل مستقیم بخار به رسوب حداکثر است.

فرض بر این است که هر قطره باران از کریستالهای یخ در ابرهای سرد مختلط تشکیل شده است. برای اینکه نظریه فوق صادق باشد، باید همه ابرهای باران‌زا کاملاً بالاتر از سطح یخبندان، یعنی صفر درجه سانتیگراد، گسترش یابند.

نظریه فوق در همهٔ موارد صادق نیست. به عنوان مثال، در مناطق حاره رگبارهای شدید از ابرهای جوششی که قله آنها کاملاً پایین‌تر از سطح یخبندان است توسعه می‌یابند. در واقع، فرایند برژرون به رشد کریستالهای یخ مربوط می‌شود. مادامی که کریستال یخ کوچک است، رشد در اثر رسوب مستقیم بخار آب بسرعت انجام پذیرد ولی با بزرگتر شدن کریستال میزان رشد تقلیل می‌یابد.

بعضی از انواع فرایند تصادم برای تولید ساختارهای بزرگ ضرورت دارد. بنابراین، در ابرهای فوق سرد، بعضی از تصادمها به یخ زدن قطرات آب بر روی کریستال یخ یا تکه‌های برف کریستالی منتهی می‌شود. در حالتهای دیگر، تکه‌های برف کریستالی از ترکیب کریستالهای یخ با یکدیگر به صورت خوشه‌ای تشکیل می‌شود.

۶ـ۱۲ رشد کریستالهای یخ در اثر تصادم

هنگامی که کریستال یخ به طور قابل ملاحظه رشد کند و بزرگتر از قطرات آب شود، سقوط می‌کند. از این لحظه به بعد امکان برخورد بیشتر می‌شود و رشد کریستال یخ با سرعت بیشتری ادامه می‌یابد.

برخورد با قطرات آب فوق سرد منجر به یخ زدن این قطرات بر روی سطح کریستال یخ می‌شود که چنین عملی را **به هم پیوستگی**[1] می‌نامند. یخ زدن آب فوق سرد بر روی سطح یخ به تشکیل **یخ کدر** یا یخ شفاف منجر می‌شود. یخ کدر رسوب شیری یا سفید رنگی از یخ است که در فرایندی

1) Accretion

نسبتاً کند تشکیل می‌شود و طی آن قطرات آب منفرد توسط کریستالهای یخ جمع‌آوری می‌شوند.

قطرات آب فوق سرد در اثر برخورد بلافاصله یخ می‌زنند. در این حالت هوای بین ذرّات فرصت فرار ندارد و محبوس می‌گردد. هوای محبوس شده در یخ از انتقال نور جلوگیری می‌کند و یخ کدر یا مات تشکیل می‌شود. گلوله‌های برفی نیز در اثر یخ زدن رسوب یخی شیری کدر بر روی کریستال یخ تشکیل می‌شوند. ساختار به دست آمده پرمنفذ و دارای چگالی کم است. گلوله‌های برفی را قبلاً به عنوان تگرگ نرم می‌شناختند.

یخ شفاف پوششی شفاف از یخ نرم است که اشیأ براحتی از پشت آن دیده می‌شود. اگر مقداری هوا در داخل یخ محبوس مانده باشد، بصورت نیم شفاف در می‌آید و از پشت آن اشیأ به طور واضح دیده نمی‌شود.

به هم پیوستگی یخ شفاف یا کریستال یخ در اثر تصادم با قطرات آب فوق سرد بزرگ، بسرعت رشد می‌کند. در این فرایند به هم پیوستگی، دو مرحله قابل تشخیص است: در مرحله اول گرمای نهان آزاد شده در اثر یخ زدن قسمتی از آب فوق سرد، از یخ زدن فوری باقی مانده جلوگیری به عمل می‌آورد. بنابراین، یخ با لایه نازکی از آب فوق سرد پوشیده می‌شود. و در مرحلهٔ دوّم، لایهٔ آب فوق سرد بکندی یخ می‌زند و توده‌ای کم و بیش شفاف در قسمت خارج ساختار تشکیل می‌دهد.

رسوباتی از یخ شفاف در روی گلوله‌های یخی و تگرگهای سنگین دیده می‌شود. تکه‌های برف کریستالی شامل مجموعه‌ای از کریستالهای یخ است که به شکلهای مختلف به وجود می‌آید. بزرگترین تکه‌های برف کریستالی هنگامی که دما اندکی زیر نقطه یخبندان است به وجود می‌آید. در این شرایط که یخ کدر به تصادم و به هم پیوستگی کریستالها به شکل تکه‌های برف کمک می‌کند، ذرات یخ کدر مطابق با اندازه‌شان با سرعتهای متفاوت سقوط می‌کنند و امکان تصادم فراهم می‌شود. وجود آب در روی سطح ذرات نیز در چسباندن آنها به یکدیگر کمک کند.

چنانچه هر یک از ساختارهای یخی مختلف که در این قسمت مورد بحث قرار گرفت به سطح زیر یخبندان نزول کنند، ذوب می‌شود. به هنگام خروج این ذرات از ابر نمی‌توان آنها را از قطرات باران تشخیص داد. در هوای سرد یا هنگامی که ساختارهای بزرگ یخی شکل می‌گیرند، ریزشهای جوی به حالت منجمد به سطح زمین می‌رسند.

۱۲ـ۷ خلاصه‌ای از توسعه ریزشهای جوی

در قسمت پیش رشد قطرات آب و کریستالهای یخ در ابر مورد بحث قرار گرفت. اصولاً ابرها در نتیجهٔ انبساط هوا و سرد شدن متعاقب هوای مرطوب صعودکننده در جو شکل می‌گیرند و گسترش می‌یابند. هنگامی که هوای صعودکننده به بالاتر از سطح تراکم خود برسد، هسته‌های فعال تراکم به شکل قطرات رشد می‌کنند و سرد شدن بیشتر در دماهای زیر صفر درجه سانتیگراد لزوماً به

یخ زدن قطرات منتهی نمی‌شود.

در صورتی که هسته‌های تشکیل یخ در جو موجود نباشد قطرات بصورت آب فوق سرد باقی می‌مانند. باید توجه داشت که تعداد هسته‌های یخ در جو از هسته‌های تراکم کمتر است و با آنها متفاوتند. به همین دلیل، تا وقتی که دمای محیط قله ابر به حدود ۲۰ـ درجه سانتیگراد نرسد، کریستالهای یخ قابل ملاحظه‌ای در نواحی قله ابر به وجود نمی‌آید. رشد اولیه قطرات آب در اثر تراکم بخار آب بسرعت انجام می‌شود ولی همان طور که قطرات بزرگتر می‌شوند از سرعت رشد کم می‌شود. به طور مشابه، رشد کریستال یخ در فرایند برژرون مادامی که این کریستال یخ کوچک است سریع است و با بزرگ شدن اندازهٔ آن از سرعت رشد کاسته می‌شود.

برای آنکه ذرات مایع یا جامدی به اندازهٔ ریزشهای جوی ایجاد شود، باید نوعی فرایند تصادم خاص به وجود آید. نزول قطرات آب و کریستالهای یخ بزرگتر به طور نسبی بیشتر از ذرات کوچکتر است. چنانچه اندازه این قطرات آب و کریستالهای یخ بزرگتر از اندازه بحرانی باشد، با ذرات واقع در مسیرشان برخورد می‌کنند. در این برخورد، قطرات آب با یکدیگر ادغام می‌شوند و قطرات بزرگتری به وجود می‌آورند و کریستالهای یخ در اثر به هم پیوستگی قطرات آب فوق سرد که در فرایند برخورد یخ می‌زنند رشد می‌کنند. این کریستالهای یخ ممکن است در اثر به هم پیوستگی با یکدیگر تکه‌های برف کریستالی تشکیل دهند. سرانجام قطرات آب یا ساختارهای یخی به اندازه‌ای می‌رسند که جریانهای صعودی قادر به نگهداری آنها در داخل ابر نیست. برخورد ذرات ریزشهای جوی با اندازه‌ها و سرعتهای متفاوت باعث رشد بعضی از ذرّات می‌شود، بعد از خروج از ابر قطرات باران مایلند تبخیر شوند و ساختارهای یخی تمایل به ذوب شدن یا تصعید دارند.

ریزشهای جوی هنگامی به وقوع می‌پیوندد که ذرّات در موقع سقوط از میان هوای غیر اشباع زیر کف ابر تبخیر نشوند و به صورت ریزش باقی بمانند. چنانچه ریزشهای جوی به سطح زمین نرسد و در زیر کف ابر به صورت ریشه‌های آویزان باقی بماند، آنها را ویرگا[2] می‌خوانند.

۸ـ۱۲ خصوصیات ریزشهای مختلف جوی

سقوط پدیده‌های آبداری که سرانجام به سطح زمین می‌رسند به **ریزشهای جوی** موسوم است. این ریزشها به صورت قطرات یا ساختارهای مختلف یخی از ابر خارج می‌شوند. برای آنکه پدیده‌های آبدار با شکل اولیه‌شان به سطح زمین برسند هوای زیر کف ابر نباید خیلی گرم یا خشک باشد. در غیر این صورت، قطرات آب تبخیر می‌شوند و ساختارهای یخی ذوب یا تصعید می‌شوند.

باران ریزه ریزش یکنواخت قطرات ریز و نزدیک به هم آب است. شعاع قطرات باران ریزه کمتر از ۲۵۰ میکرون در نظر گرفته می‌شود. باران ریزه اغلب از ابرهای پوششی که ضخامت آنها

2) Virga

بیش از چند صد متر نیست نزول می‌کند و زمانی به سطح زمین می‌رسد که جریانهای رو به بالا در ابر خیلی ضعیف باشد.

قطرات تشکیل دهندهٔ باران معمولاً از قطرات باران ریزه بزرگتر است. شعاع قطرات باران بیشتر از ۲۵۰ میکرون است، ولی در ریزشهای جوی که به طور وسیع پراکنده می‌شود قطرات کوچکتر را نیز جزو باران به حساب می‌آورند. قطرات بزرگ توسط ابری ایجاد می‌شود که معمولاً چندین کیلومتر ضخامت دارد. بیشترین سرعت سقوط مربوط به قطرات بزرگ است که توسط ابرهای جوششی ایجاد می‌گردد. گاهی ضخامت ابرهای جوششی به ۱۰ کیلومتر یا بیشتر می‌رسد و جریانهای عمودی شدیدی در داخل آنها تولید می‌شود.

برف، ریزش جوی است که ازکریستالهای یخی تشکیل شده است. اکثر این کریستالها شاخه‌ای و گاهی ستاره‌ای شکل هستند. مجموعه کریستالهای یخی را تکه‌های برف می‌نامند. در بعضی مواقع، کریستالهای یخی غیرشاخه‌ای به صورت سوزنک، ستون، و صفحه‌ای شکل در می‌آیند. در این حالت آنها را منشورهای یخی می‌نامند. این سوزنکهای یخی به قدری ریز هستند که به نظر می‌رسد در جو معلق باشند.

برف دانه‌ای عبارت از دانه‌های یخی خیلی کوچک به رنگ سفید مات و به شکل نسبتاً پهن یا کشیده است. قطر این دانه‌ها عموماً کمتر از یک میلیمتر است و در موقع برخورد به سطح سخت، متلاشی نمی‌شوند و جهش پیدا نمی‌کنند. ریزش برف دانه‌ای به طورکلی خیلی کم است و معمولاً ابرهای استراتوس یا مه باعث این نوع ریزش می‌شوند.

گلوله‌های برفی دانه‌های سفید و غیرشفافی هستند که به شکل کروی و گاه مخروطی دیده می‌شوند. قطر این دانه‌ها در حدود ۲ الی ۵ میلیمتر است.

گلوله‌های برفی وقتی تشکیل می‌شود که آب فوق سرد به صورت کریستال یخی در آید یا تکه‌های برف یخ بزند. گلوله‌های برفی، پر چین و شکننده و بزرگتر از برف دانه‌ای هستند و در موقع برخورد با زمین سخت به آسانی له می‌شوند. پس پدیده‌ای کاملاً متفاوت از برف دانه‌ای است. گلوله‌های برفی در موقع برخورد با سطح سخت می‌جهند و اغلب می‌شکنند.

ریزش گلوله‌های یخی، نوعی ریزش جوی شامل گلوله‌های یخی شفاف یا نیمه شفاف است. این گلوله‌ها کروی یا به اشکال غیرمنظم دیده می‌شوند. قطر این گلوله‌ها یخی در حدود ۵ میلیمتر یا کمتر است و معمولاً در موقع برخورد با زمینهای سخت بلند می‌شوند و تولید صدا می‌کنند.

سازمان هواشناسی جهانی گلوله‌های یخی را به دو نوع تقسیم کرده است:

۱) گلوله‌های یخی، قطرات باران یخ زده یا کریستالهای تکه‌ای از برف است که قسمت اعظم آن ذوب شده و مجدداً یخ زده است.

۲) گلوله‌های یخی لایه‌ای نازکی از یخ روکش شده است که قبلاً این پدیده را تگرگ کوچک

می‌نامیدند.

تگرگ نوعی ریزش جوی است که از گلوله‌های کوچک یا تکه‌های یخی تشکیل شده است. یک واحد مجزا از تگرگ را تگرگ بلورین می‌خوانند. قطر تگرگ بلورین بین ۵ الی ۵۰ میلیمتر و گاهی بیشتر از آن است. ذرات کوچکتر که منشأ مشابهی دارند به گلوله‌های کوچک یخی موسومند. گاهی تگرگ بلورین کاملاً از یخ شفاف تشکیل شده است. تگرگ بلورین معمولاً شامل یک سری لایه‌های متناوب شفاف و نیمه شفاف است.

به نظر می‌رسد که تگرگ هنگامی تشکیل می‌گردد که بعضی از انواع ساختارهای یخی به درون آب فوق سرد وارد شود، تصادم و به هم پیوستگی نیز اتفاق بیفتد. چنانچه آب فوق سرد به صورت قطره‌ای بزرگ باشد، احتمال دارد که قطره آب نخست ذرهٔ یخ را دربرگیرد و سپس به صورت لایه‌ای شفاف بر روی آن یخ بزند. برعکس، قطرات کوچک آب فوق سرد در موقع برخورد یخ می‌زنند و، به علّت سرعت زیاد انجماد، مقداری هوا در آن محبوس می‌ماند و، در نتیجه، لایه‌ای نیمه شفاف ایجاد می‌گردد.

همه فرایندهایی که در بالا بیان شده، در بالای سطح یخبندان اتفاق می‌افتد. لایه‌های متناوب شفاف و نیمه شفاف در تگرگ بلورین، در اثر عبور آن از قسمتهای مختلف ابر به وجود آید. جریانهای بسیار شدید رو به بالا و رو به پایین در ابرهای کومولونیمبوس، توسعه فوق را هدایت می‌کند.

ساختار بعضی از یخهای بلورین نشان می‌دهد که از انجماد و ذوب شدن‌های متناوب تشکیل شده‌اند و به نظر می‌رسد که این امر در اثر نوسانات صعودی و نزولی از سطح یخبندان ایجاد شده باشد، بررسیهای اخیر نشان داده است که ساختار برگچه‌ای در اثر نزول در داخل جریان صعودی ایجاد می‌شود.

ابرهای کومولونیمبوس برای تشکیل تگرگ مناسب است. این ابرها توسط جریانهای شدید رو به بالا، مقدار آب زیاد، اندازه‌های بزرگ قطرات ابر، و ضخامت عمودی زیاد مشخص می‌شوند. بنابراین، تگرگ بیشتر همراه با طوفان رعد و برق است، ولی سقوط تگرگ از قسمتهای کوچکی از سلول طوفان رعد و برق به وقوع می‌پیوندد. در نتیجه، دیده‌بان در سطح زمین ممکن است تگرگی مشاهده نکند.

عموماً تگرگ مجبور است از میان کیلومترها هوای گرمی که دمای آن بیشتر از صفر درجه سانتیگراد است عبور کند. بنابراین، تگرگ بلورین ممکن است قبل از رسیدن به سطح زمین ذوب شود. و شاید به همین دلیل در مناطق حاره تگرگ در سطوح پایین بندرت توسط دیده‌بانان مشاهده می‌شود.

در مطالعه ریزشهای جوی پدیده‌های آبدار که به سطح زمین می‌رسند بررسی شده است. همچنانکه این ذرات مایع یا جامد از هوا عبور می‌کنند، دید را در جو تحت تأثیر قرار می‌دهند. پدیده‌های خاکدار نظیر گرد و خاک، دود، و سایر ذرات جامد نیز به میزان قابل توجهی باعث

تقلیل دید می‌شوند و هنگام بروز این پدیده‌ها، تشخیص فاصله اشیأ مشکل است. در فصل بعد چگونگی اندازه‌گیری دید و همچنین عواملی که باعث تغییر دید می‌شوند مورد بررسی قرار می‌گیرند.

سؤالات فصل ۱۲

۱) اندازه متوسط قطرات ابر ۲۰ میکرون است. تعیین کنید سرعت حد چنین قطراتی در چه حدودی است؟ و چرا اندازه قطره باران باید بزرگتر از ۲۰ میکرون باشد؟ و چرا تراکم نمی‌تواند رشد قطرات ابر را به شکل قطرات باران توجیه کند؟

۲) منظور از ریزشهای جوی چیست؟ ریزشهای جوی به چه اشکالی از ابرها خارج می‌شوند؟ انواع ابرهایی که ریزشهای جوی زیر را ایجاد می‌کنند به طور مختصر توصیف کنید:

الف) باران ریزه

ب) قطرات درشت باران

ج) کریستالهای یخی

۳) مکانیزم برژرون و وگنر را به طور خلاصه شرح دهید.

۴) مکانیزم به هم آمیختگی را شرح دهید. این مکانیزم چگونه توسعه بسیاری از رگبارهای منطقه حاره را مشخص می‌کند؟

۵) درباره اصطلاحات زیر مختصراً توضیح دهید:

الف) یخ کدر

ب) تشکیل تگرگ

فصل ۱۳

دید

اغلب اتفاق می‌افتد که در روز نمی‌توان به طور واضح اشیایی را که در فاصله‌ای نسبتاً دور قرار گرفته‌اند مشاهده کرد. همین موضوع در مورد چراغهای دور دست در شب نیز صادق است. علت این امر آن است که ذرات کوچک موجود در هوا مانع دید کامل می‌شوند. این ذرات ممکن است پدیده‌های آبدار نظیر مه، دمه، باران، برف یا پدیده‌های خاک دار نظیر گرد و خاک و دود باشند.

مقداری از روشنایی که از جسم دور به چشم ما می‌رسد توسط این ذرات جذب می‌شود. به هر حال پخش نور علت اصلی تقلیل دید است. در شرایطی که هوا «هینری» یا همراه با گرد و خاک است، بیشتر نوری که از اجسام دور به چشم ما می‌رسد توسط این ذرات در هوا پراکنده می‌شود. بنابراین، نور کمتری از جسم به چشم دیده‌بان می‌رسد.

در این فصل دید و تعریف آن در هواشناسی و همچنین عوامل مؤثر بر دید مطالعه می‌شود.

۱ـ۱۳ دید در هواشناسی

در هواشناسی دید به شفافیت جوّ نسبت به چشم انسان مربوط می‌شود و بر حسب فواصل معین بیان می‌شود. برای سهولت گزارش دید در هواشناسی، نحوهٔ گزارش در شب و روز یکسان انتخاب شده است. معمولاً دیده‌بانان در گزارش خود مقدار دید افقی را گزارش می‌کنند که این نیز ممکن است در جهات مختلف یکسان نباشد. در این صورت، متوسط دید و کمترین مقدار آن گزارش می‌شود.

باید توجه داشت که دید از نظر خلبان با آنچه توسط دیده‌بان به عنوان دید افقی گزارش می‌شود تفاوت دارد، زیرا دیده‌بان دید افقی را در نزدیکی سطح زمین اندازه‌گیری می‌کند. هر شخص بخوبی به این حقیقت آگاه است که یک ساختمان به رنگ تیره و نسبتاً دور بهتر از گوسفندی در فاصله نزدیک‌تر در چراگاه دیده می‌شود. این موضوع تا حدی به زمینه و اندازه زاویهٔ رویت شئ مربوط می‌شود.

۱۳ـ۲ تعریف دید در روز

در روز دید افقی عبارت است از بیشترین فاصله‌ای که یک شئ سیاه به ابعاد نسبتاً متناسب نسبت به افق تشخیص داده می‌شود. چنین شیئی باید به اندازه‌ای باشد که زاویه حادث بین دو شعاعی که از قسمت چپ و راست جسم به چشم ناظر می‌آید لااقل نیم درجه باشد. همین موضوع باید در مورد دو شعاعی که از قسمت بالا و پایین جسم به چشم دیده‌بان می‌آید نیز صادق باشد. در عین حال بعد افقی شئ نباید به اندازه‌ای باشد که زاویه حادث بین دو شعاع افقی بیش از ۵ درجه باشد.

چگونگی تخمین زاویهٔ نیم درجه بسیار جالب است. کافی است کاغذی را برداریم و در آن سوراخی به قطر ۷/۵ میلیمتر ایجاد کنیم. حال اگر این سوراخ را مقابل چشمتان به فاصله طول دستان نگهدارید زاویه حادث نیم درجه خواهد بود؛ رؤیت جسم از این روزنه باید سوراخ را کاملاً بپوشاند.

تخمین دید توسط دیده‌بان بستگی به آشنایی دیده‌بان به محیط اطرافش دارد و باید توجه داشت دیده‌بان برای دید و تشخیص شکل اجسام در افق به تعاریفی احتیاج دارد. معمولاً در هر ایستگاه نقشه‌ای به نام «نقشهٔ دید» موجود است که در روی آن نشانه‌ها و فواصل اشیأ از ایستگاه دیده‌بانی تعیین شده است.

۱۳ـ۳ دید در شب

تعاریفی را که برای دید در روز بیان شد نمی‌توان برای دید در شب مورد استفاده قرار داد. در هواشناسی، دید افقی در شب عبارت است از بیشترین فاصله‌ای که جسم سیاه به اندازه‌های متناسب می‌تواند دیده و تشخیص داده شود، مشروط بر آنکه روشنایی کلی به حد معمولی روشنایی روز برسد.

در عمل، مناسبترین اشیأ برای تعیین دید افقی چراغهای معمولی با شدت متوسط در فاصله معیّن است. مرز تپه‌ها و رشته کوهها در مقابل آسمان نیز می‌تواند برای تشخیص دید در شب مورد استفاده قرار گیرد.

رؤیت چراغهای تخمین دید در شب، از دیدن اشیای مقابل آسمان در افق در روز مشکل‌تر است. توانایی تشخیص نورهای ضعیف، به روشنایی کلی موجود در اطراف دیده‌بان بستگی دارد. تطابق کامل چشمهای دیده‌بان با محیط اطراف پس از بیرون آمدن از محیط پرنور ممکن است تا نیم ساعت طول بکشد. به همین دلیل، دیده‌بانی دید بایستی آخرین عنصر جوی باشد که بیرون از اتاق انجام می‌پذیرد. در تاریکی معمولی دیده‌بان نور ضعیف را حتی اگر مستقیم به آن نگاه نکند براحتی می‌تواند تشخیص دهد.

رنگ نورها نیز بر توانایی تشخیص دیده‌بان تأثیر می‌گذارد. چنانچه روشنایی کلی ضعیف باشد، تشخیص نور بنفش از نور قرمز مشکل‌تر است.

برای مقاصد عملی رابطهٔ بین دید در روز و درخشانی چراغ به یکی از دو روش زیر بیان می‌شود:

الف) بیشترین فاصله‌ای که در شب می‌توان از آن فاصله نور چراغی را به شدت روشنایی صد (۱۰۰) شمع مشاهده کرد.

ب) شدت روشنایی چراغی که درست در فاصله معینی قابل رؤیت است. جداولی برای این روابط محاسبه شده است که برای تخمین دید در شب به کار می‌رود.

۱۳ـ۴ دید سنج

واحد اندازه‌گیری دید متر است ولی باید توجه داشت که گزارش دید دقّتی به اندازهٔ متر ندارد. برای اندازه‌گیری دید در روز، استفاده از دستگاه دید سنج فایده چندانی ندارد بویژه اگر یک سری نشانه‌های خوب در اطراف ایستگاه موجود باشد. بر عکس، دستگاه دید سنج در شب خیلی مفید واقع می‌شود. از این دستگاه هنگامی که در اطراف ایستگاه اشیای قابل رویت وجود نداشته باشد و نیز در عرشه کشتیها استفاده می‌شود.

۱۳ـ۵ عوامل مؤثر بر دید

مهمترین عوامل مؤثر بر دید در هواشناسی، که سبب کاهش دید می‌شوند، عبارتند از:

الف) بارندگی ب) مه و دمه ج) پاش نم دریا د) مواد سوختی نفتی ه) دود و) شن و گرد و خاک ز) نمک

۱۳ـ۶ اثرات بارندگی

در موقع بارندگی، جوّ ممکن است در اثر قطرات آب یا ذرات یخی تا حدی تیره شود. میزان دید به هنگام ریزش باران، به اندازهٔ قطرات و تعداد آنها در حجم معینی از هوا بستگی دارد. بارانهای ملایم روی دید تأثیر کمی دارند امّا بارانهای با شدت متوسط معمولاً دید را به ۱۰ تا ۳ کیلومتر تقلیل می‌دهد. در بارانهای شدید دید ممکن است به ۵۰۰ تا ۵۰ متر تقلیل یابد.

میزان دید در موقع ریزش باران ریزه، به شدت آن بستگی دارد و معمولاً در این نوع بارندگی،

دید بین نیم الی ۳ کیلومتر تغییر می‌کند. در قطرات مه دید افقی معمولاً به کمتر از ۵۰۰ متر تقلیل می‌یابد.

تأثیر برف روی دید بیشتر از سایر بارندگیهاست. در برف متوسط دید افقی کمتر از یک کیلومتر می‌شود امّا در برف شدید معمولاً دید از ۲۰۰ متر کمتر است و به ۵۰ متر هم می‌رسد.

گاهی باد هم روی دید تأثیر دارد. ممکن است باد شدید باعث بلند شدن برف از زمین شود و کولاک برف ایجاد کند که خود باعث تقلیل دید می‌شود. کولاک برف در صورتی پدید می‌آید که برف نسبتاً خشک و به صورت پودر باشد. تقلیل واقعی دید، گاهی در دمای پایین در عرضهای بالا دیده می‌شود.

۱۳ـ۷ مه و دمه

مه معمولاً شامل قطرات آب است ولی در بعضی حالتها ممکن است کریستالهای یخ هم با مه همراه باشد. در عرضهای بالا (معمولاً ۵۰ درجه به بالا نزدیک قطب) مه یخی در درجات پایین‌تر از منهای ۲۰ درجه سانتیگراد دیده می‌شود، مشروط بر آنکه باد ضعیف و سایر شرایط تشکیل مه موجود باشد.

در زمینهای مرتفع مه به شکل ابری است که در روی زمین گسترده شده است. در این حالت آن را می‌توان یکی از دسته‌های ابر هم محسوب کرد که برای تشکیل، احتیاج به صعود بی‌دررو دارد.

در حالت کلی، فرایند تراکم برای تشکیل مه معمولاً با هوای سرد سطح زمین همراه است. دو نوع مه مشخص به صورت زیر پدید می‌آید:

الف) مه تشعشعی، که در اثر سرد شدن شبانه زمین پدید می‌آید.

ب) مه فرا رفتی[1]، که معمولاً در اثر عبور هوای نسبتاً گرم از روی زمین نسبتاً سرد تشکیل می‌شود.

مه تشعشعی معمولاً در شبهای بدون ابر به وجود می‌آید. علت اصلی تشکیل این مه سرد شدن زمین در اثر تشعشع آن به صورت طول موج بلند است، که این سرد شدن باعث پایین آمدن دمای هوا در نزدیکیهای سطح زمین می‌شود و به تشکیل مه کمک می‌کند. علت آنکه مه فقط در نزدیکی زمین تشکیل می‌شود و به ارتفاعات بالاتر نفوذ نمی‌کند آن است که هوا اصولاً هادی فوق‌العاده ضعیفی است. به عبارت دیگر، سرد شدن هوا در اثر مجاورت زمین از عمق چند سانتیمتر تجاوز نمی‌کند. شبنم یا شبنم یخی هم ممکن است در زمینهای سرد تشکیل شود. این پدیده‌ها باعث خارج شدن بخار آب از هوا می‌شوند.

تربولانس جوی باعث اختلاط هوا می‌شود که در اثر آن سرد شدن هوا ممکن است به عمق

1) Advection fog

بیشتری هم برسد. در حالتی که تربولانس کافی باشد، ابرهای استراتوس گسترش می‌یابند. این موضوع در بخش ۳ـ۱۱ بیشتر توضیح داده شد.

اگر باد ضعیف و تربولانس کم باشد، ممکن است مه تشکیل شود. شرایط تشکیل مه تشعشعی بحرانی است و بعضی محلها برای تشکیل این نوع مه استعداد بیشتری دارند. در واقع، عوامل محلی در تشکیل مه تشعشعی موثرند. به طور کلی، شرایط لازم برای تشکیل مه تشعشعی بالا بودن دمای نقطه شبنم و سرد شدن کافی در طول شب و تربولانس ضعیف است.

مه فرارفتی زمانی گسترده می‌شود که هوای گرم از روی زمین سردتر یا سطح دریای سردتر عبورکند. در این حالت دمای سطح چنین زمینی پایین‌تر از نقطه شبنم هوای در حال عبور است و مه تشکیل می‌شود. در خشکیها، سرد شدن زمین در اثر تشعشع شبانه، مه فرارفتی را تشدید می‌کند، بخصوص وقتی که هوای گرم و مرطوب از روی دریا به سوی خشکی جریان یابد، این مه را تشعشعی ـ فرارفتی می‌گویند.

فرارفت همچنین در گسترش بخار مه[2] هم مؤثر است. در این حالت، بر عکس حالت پیش، هوای سرد بر روی سطح آب گرمتر منتقل می‌شود، همان طور که هوای سرد از روی سطح گرم عبور می‌کند، بخار آب از سطح آب وارد هوا می‌شود. این عمل درست مشابه تبخیر آب داغ در وان حمام در زمستان است.

بنابراین، بخار مه در اثر سرد شدن هوا ایجاد نمی‌شود. برعکس، می‌توان گفت در موقع تشکیل این نوع مه هوا کمی گرمتر می‌شود. تشکیل بخار مه به افزایش ورود بخار از سطح آب به هوای غیر اشباع سردتر روی آن مربوط است. این نوع مه معمولاً روی سطح آب نزدیک منبع هوای سرد (نظیر هوای روی زمینهای یخ زده، یا توده‌های یخ شناور در مناطق قطبی) تشکیل می‌شود.

مه‌هایی که را که تا به حال توصیف کردیم می‌توان **مه‌های توده‌ای هوا نامید.** این مه‌ها با سرد شدن هوا در داخل توده بزرگی از هوا که کم و بیش همگن است تشکیل می‌شوند.

برعکس، **مه جبهه‌ای** در اثر تأثیر دو توده هوا بر روی هم و به دو طریق پدید می‌آید: یکی آنکه ابر ارتفاع خود را کم کند تا آنکه به سطح زمین برسد، این نوع مه معمولاً در روی تپه‌ها اتفاق می‌افتد و در روی زمینهای پست کمتر دیده می‌شود. نوع دیگر از این مه زمانی رخ می‌دهد که هوا در اثر باران مداوم اشباع شود. در این حالت، نقطه شبنم بدون سرد شدن هوای زیرین به دمای هوای لایه زیرین نزدیک می‌شود و مه پدید می‌آید. این نوع مه ممکن است در هوای سرد جلوی جبهه گرم هم ایجاد شود و منطقه وسیعی را بپوشاند.

مه‌ها در تقلیل دید افقی تأثیر فراوان دارند. همه رنگهای نور مرئی به یک اندازه تحت تأثیر مه واقع نمی‌شوند. تمام شرایط فیزیکی ایجاد کنندهٔ مه ممکن است گاهی دمه ایجاد کند. هنگامی که قطرات آب در هوا دید را به کمتر از یک کیلومتر تقلیل دهد این پدیده را مه گویند و در صورتی که

2) Steam fog

دید بیش از یک کیلومتر باشد پدیده دمه نامیده می‌شود.

مه بیشتر در اثر تربولانس یا به علت گرم شدن هوا از بین می‌رود. اگرچه تربولانس ضعیف برای گسترش مه لازم است، اختلاط عمودی بخار آب که در اثر زیاد شدن تربولانس ایجاد می‌شود به نابودی مه کمک می‌کند، زیرا هوای خشک‌تر و گرمتر به علت تربولانس با مه اختلاط حاصل نموده و ذرات مه تبخیر می‌شود.

زمین تابش خورشید را جذب می‌کند و، در نتیجه، هوای مجاور زمین گرم و ذرات مه بتدریج تبخیر می‌شود. باید به خاطر داشت که سطح فوقانی مه کاملاً مشابه سطح فوقانی ابر است. بنابراین، می‌تواند مقداری از امواج کوتاه تابش خورشید را به فضا منعکس سازد و میزان انرژی گرمائی دریافتی را در سطح زمین تقلیل دهد. در شرایطی که مه روی زمین مستقر شده باشد، سطح زمین نسبت به مواقعی که مه یا ابری موجود نباشد خیلی کمتر گرم می‌شود. پس، وجود مه به بقای خود کمک می‌کند تا در مقابل تابش خورشید از بین نرود.

۱۳ـ۸ پاش نم[3] دریا

زمانی که سرعت باد در روی دریا افزایش می‌یابد قله امواج بلندتر می‌شود و سرانجام زمانی که موج می‌شکند، مقداری آب به هوا پاشیده می‌شود. باد قویتر، برخورد امواج را شدیدتر می‌کند و ایجاد کف می‌نماید که شکسته شدن کفها سبب پاشیدن ذرات آب به هوا می‌شود. هنگامی که سرعت باد به ۴۱ الی ۴۷ گره می‌رسد پاش نم روی دید تأثیر می‌گذارد. تأثیر پاش نم با افزایش سرعت باد بیشتر می‌شود. در هاریکن زمانی که سرعت باد از ۶۳ گره بیشتر است، دید به میزان زیادی تحت تأثیر پاش نم از سطح دریا واقع می‌شود. این تخریب دید در اثر پاش نم، با وجود باد ساحل به طور مشابه روی دید نواحی ساحلی تأثیر می‌گذارد.

۱۳ـ۹ ذرات مواد سوختی نفتی در جو

در بعضی شهرها، به علت وجود ذرات مواد سوختی در هوا، دید تا حدی تقلیل می‌یابد. خارج شدن مواد سوختی نفتی از موتور وسایل نقلیه، منبع اصلی این ذرات است. در بسیاری از شهرها سعی شده تا روشی اتخاذ شود که ذرات آلوده کننده و مواد سوختی که از منابع صنعتی و موتور وسایل نقلیه وارد هوا می‌شوند تقلیل یابد.

3) Wind-blown spray

۱۰ـ۱۳ کاهش دید در اثر دود

هیز غلیظ معمولاً در اثر دود کوره‌های صنعتی و منازل تشکیل می‌شود. ذرات بزرگتر همیشه نشست می‌کنند. ولی بسیاری از ذرات آلوده کننده هوا به ذرات کوچکتر تقسیم می‌شوند و در هوا معلق باقی می‌مانند. این ذرات کوچک را می‌توان با قطرات مه یا دمه مقایسه کرد.

بسیاری از مواد سوختی ذرات ریز کربن تولید می‌کنند و دود کربن هیز سیاه ایجاد می‌نماید که این پدیده در شهرهای بزرگ صنعتی دیده می‌شود. وقتی زغال سنگ و چوب می‌سوزند، مواد زائد مختلفی مانند ذرات کربن تولید می‌کنند که به شکل پودری سیاه رنگ باعث آلودگی می‌شود.

بسیاری از مواد سوختی مقدار کمی سولفور همراه دارند که این سولفور در موقع سوختن به شکل گاز بی‌اکسید سولفور (So_2) ظاهر می‌شود. تأثیر نور خورشید روی بی‌اکسید سولفور منجر به تشکیل اکسید سه گانه یا تری‌اکسیدسولفور (So_3) می‌شود. این گاز که رطوبت را بشدت جذب می‌کند باعث می‌شود که قطرات بخار آب روی ذرات این گاز جمع گردد و، در نتیجه، اسید سولفوریک (So_4H_2) تولید شود که خود باعث تقلیل دید می‌شود. این گازها که در شهرهای صنعتی تولید می‌شود برای سلامتی انسان خطرناک است.

چنانچه در نزدیکیهای سطح زمین وارونگی دما موجود باشد جریانهای صعودی متوقف می‌شود و دود منحصراً در لایه‌های پایین‌تر جو باقی می‌ماند. اگر باد ملایم و شرایط مناسب رطوبتی مهیّا باشد ممکن است مه تشکیل شود. تأثیر ترکیب دود و مه درکم کردن دید افقی بسیار زیاد است و چنین پدیده‌ای را در هواشناسی **دودمه** می‌گویند. این پدیده اغلب باعث حوادث ناگوار در جاده‌ها و مسیر قطارها می‌شود و خطری جدی برای هواپیماها و کشتیها محسوب می‌شود.

علاوه بر تأثیر دود مه روی دید، این پدیده برای سلامتی موجودات زنده هم مضّر است. این پدیده در شهرهای صنعتی مرطوب، وقتی که هوا فوق‌العاده پایدار است، دیده می‌شود. بعضی از احتراقهای نفتی حتی ممکن است سمّی باشد.

۱۱ـ۱۳ کاهش دید در اثر گرد و خاک

گرد و خاک یا شن در اثر باد از زمین بلند می‌شود و در هوا معلق می‌ماند. ارتفاع صعود ذرات خاک و شن بستگی به اندازه‌های آنها و سرعت باد دارد.

وقتی که دید افقی به کمتر از یک کیلومتر تقلیل یابد، این پدیده طوفان شن یا طوفان گرد و خاک نامیده می‌شود. طوفان شن حاوی ذرات نسبتاً خشنی است که به علت سنگینی، مدت زیادی در هوا نمی‌ماند. ذرات شن بندرت تا ارتفاع بیش از ۲۰ الی ۳۰ متری از زمین دور می‌شوند و همینطور به علت سنگینی نمی‌توانند تا مسافت زیادی از منبع دور شوند.

طوفان گرد و خاک حاوی ذرات ریزگرد و خاک میکروسکوپی است که تا ارتفاع چندین کیلومتر از سطح زمین پراکنده می‌گردد. برای بلند شدن گرد و خاک و باقی ماندن آنها در هوا باید شرایط زیر مهیا باشد:

سطح زمین باید باید خشک و خاکی باشد، سرعت باد باید حداقل در حد متوسط باشد تا گرد و خاک را در هوا پخش کند؛ هوا باید ناپایدار باشد تا حرکت عمودی و صعودی نسبتاً زیاد باشد.

هنگامی که هوا پایدار باشد، تربولانسی که در اثر باد به وجود می‌آید باعث از بین رفتن گرد و خاک می‌شود و در این موقع ذرات گرد و خاک فقط چند متر از زمین دور می‌شوند.

طوفان گرد و خاک ممکن است مدت نسبتاً زیادی دوام یابد و منطقهٔ وسیعی را بپوشاند. گاهی هم طوفان گرد و خاک به صورت توده‌های پراکنده و همراه با بادهای موقتی جزئی[4] پراکنده دیده می‌شود. در بعضی مواقع، ابرها خیلی کم است یا آسمان کاملاً صاف است و مانعی برای کمتر رسیدن نور خورشید به سطح زمین وجود ندارد. در این حالت زمین بشدّت گرم می‌شود و میزان لاپسریت افزایش می‌یابد که این وضعیّت به ناپایداری شدید منجر می‌شود.

در سایر وضعیتها نیز ممکن است موقعی که ابرهای کومولوس بزرگ یا کومولونیمبوس در منطقه به وجود آمده باشند گرد و خاک از زمین بلند شود. وقتی که این ابرها به وجود می‌آیند واضح است که میزان کاهش دما با ارتفاع در منطقه زیاد است. در چنین شرایطی گاه ذرات گرد و خاک حتی به سطح ابر هم می‌رسد و ریزش باران، گرد و خاک را از هوا خارج می‌کند.

نوع دیگری از طوفان گرد و خاک که اغلب منطقه وسیعی را می‌پوشاند، با بادهای بسیار قوی در مناطق بیابانی رخ می‌دهد. البته شرایط ناپایداری که باعث به وجود آوردن چنین طوفانی می‌شود باید برای چندین ساعت در محل دوام یابد. دید همراه با این پدیده ممکن است به چند صدمتر تقلیل یابد و گاهی، در حالت شدید، به چند متر برسد. ممکن است این پدیده در شب هم دیده شود امّا از آنجا که میزان کاهش دما با ارتفاع در شب چندان زیاد نیست، در حالت کلی، طوفان گرد و خاک در شب با شدت کمتری به وقوع می‌پیوندد.

ذرات میکروسکوپی خاک که در اثر طوفانهای مختلف گرد و خاک به ارتفاع بالا برده می‌شوند، بتدریج در هوا گسترده می‌شوند. بسیاری از ذرات بقدری کوچکند که نیروی ثقل در هیچ سرعت قابل اندازه‌گیری (سرعت خیلی کم) نمی‌تواند آنها را به زمین بازگرداند. بنابراین، در مناطق بیابانی هوا، گرد و خاک را به مدت طولانی در خود نگاه می‌دارد تا آنکه سرانجام باران یا برف این ذرات را بزمین بازگرداند. مسلم است که بین مکانی که این ذرّات وارد جو شده‌اند تا جایی که مجدداً به زمین برمی‌گردند هزاران کیلومتر فاصله است.

4) Minor Squalls

۱۲ـ۱۳ اثرات ذرات نمک روی دید

بعد از پاشیدن آب از دریا، این ذرات اغلب در درون جو تبخیر می‌شود. هر قطره‌ای که تبخیر می‌شود ذره نمکی در جو به جای می‌گذارد که بعداً به هستهٔ تراکم تبدیل می‌شود. ذرات نمک دریا رطوبت را جذب می‌کنند و تراکم آب روی آنها حتی در رطوبت نسبی خیلی پایین (در حدود ۷۰ درصد) نیز انجام می‌شود. چنانچه غلظت ذرات نمک دریا در جو به اندازهٔ غلظت دود باشد، تقلیل دید بیشتر است. رنگ ظاهری هیزی که در اثر نمک دریا ایجاد می‌شود تقریباً سفید است.

عوامل مختلفی که روی دید تأثیر می‌گذارند به نوبه خود تحت تاثیر حرکت جو قرار می‌گیرند. در فصل بعد خصوصیات انواع بادهای محلّی شرح داده می‌شود.

سؤالات فصل ۱۳

۱) منظور از دید در هواشناسی چیست؟ علل اصلی کاهش دید در هواشناسی را نام ببرید.

۲) دید در روز را تعریف کنید، دید در شب چه اختلافی با دید در روز دارد. مناسبترین اشیاء برای تعیین دید در شب کدامند؟

۳) اصطلاحات زیر را به طور خلاصه شرح دهید:

الف) دستگاه دیدسنج

ب) دید از نظر هواپیما

ج) بخار مه

۴) چگونگی تشکیل مه‌های فرارفتی را شرح دهید. منظور از مه تشعشعی ـ فرارفتی چیست؟

۵) چگونه مه توده‌ای هوا و مه جبهه‌ای را تشخیص می‌دهیم؟ دو روش توسعهٔ مه جبهه‌ای را مختصراً شرح دهید.

۶) کاهش دید در اثر عوامل زیر را شرح دهید.

الف) دود

ب) گرد و خاک و شن

ج) ذرات نمک

فصل ۱۴

بادهای محلّی

وضع سطح زمین به طور قابل ملاحظه‌ای دارای تغییرات است. اقیانوسها، بیابانها، زمینهای پوشیده از برف، جنگلها، دریاچه‌ها، چمنزارها، شهرها و غیره، قسمتهای مختلف سطح زمین را می‌پوشانند. در خشکیها ارتفاع زمین بر حسب وجود تپه‌ها، دره‌ها، کوهها، و غیره تغییر می‌کند.

در هر محل، جریان هوا تحت تأثیر خصوصیات سطحی است که روی آن قرار می‌گیرد. تغییر ارتفاع سطح زمین تغییرات فراوان را در جوّ باعث می‌شود. در این فصل بعضی از این اثرات مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

۱ـ۱۴ نسیم دریا[1]

در نزدیکی ساحل در صبح اغلب بادی شروع به وزیدن می‌کند که در اوایل عصر به حدّاکثر مقدار خود می‌رسد و در غروب به حدّاقل مقدار خود کاهش می‌یابد. سرعت این نسیم در روزهای گرم زیادتر است ولی در شرایطی که آسمان ابری باشد سرعت نسیم ضعیف می‌شود. چون این باد از طرف دریا به طرف خشکی می‌وزد، آن را نسیم دریا می‌خوانند.

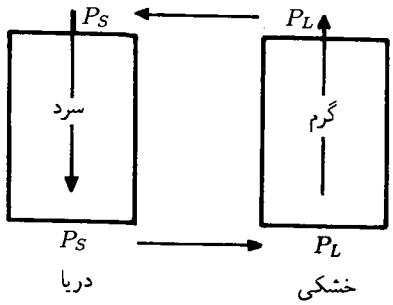
سبب اصلی تشکیل نسیم دریا گرم شدنِ متفاوت خشکی و سطح دریا در اثر تابش امواج کوتاه خورشید است. با مراجعه به قسمت ۶ـ۳ مشاهده می‌شود که دمای آب دریا در طول روز به میزان دمای سطح خشکی افزایش نمی‌یابد، بلکه زمین خیلی زودتر از سطح آب گرم می‌شود. در نتیجه، هوای مستقر شده در سطوح پایین تروپسفر در روی خشکی گرمتر از هوای سطح دریا می‌شود.

شکل ۱ـ۱۴ تأثیر گرم شدنِ متفاوتِ دو ستون هم ارتفاع را نشان می‌دهد که یکی در روی دریا و دیگری در خشکی است. هوای گرم در روی خشکی منبسط شده و صعود می‌کند که در نتیجهٔ آن، مقداری هوا وارد ناحیه بالای ستون می‌شود.

در این زمان، فشار (P_L)در این ارتفاع بیشتر از فشار (P_S) در روی سطح دریا در همان

---

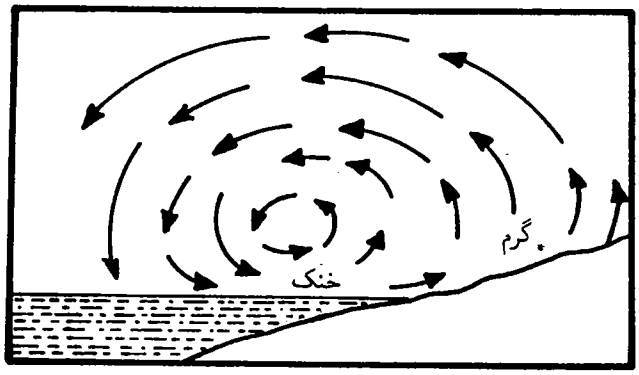
1) Sea breeze



شکل ۱ـ۱۴: اختلاف فشار ناشی از اختلاف گرمایش

ارتفاع می‌شود، و هوای فوقانی ستون مایل است به طرف قسمت فوقانی ستون سرد به حرکت درآید. در سطح دریا فشار (P_S)روی آب بیشتر از (P_L) فشار در سطح خشکی می‌شود زیرا هوا در روی خشکی به طرف بالا صعود می‌کند. بنابراین، هوا تمایل دارد که از طرف دریا به طرف ساحل جریان یابد و در این حالت، نسیم دریا گسترش می‌یابد. چنانچه هوای سرد قسمت فوقانی ستون در روی دریا نزول کند و جای هوایی که را در قسمت تحتانی ستون به طرف خشکی حرکت کرده است بگیرد، چرخش هوا کامل می‌شود.

نتایج ایـن تأثیـرات مختلـف در شکل ۲ـ۱۴ نشـان داده شـده‌اسـت. در عرضهای بالاتر از ۲۰ درجه جغرافیایی، نیروی کوریولیس بیشتر می‌شود و این نیرو روی جهت نسیم دریا هنگامی که در حال گسترش است تأثیر می‌گذارد.



شکل ۲ـ۱۴: نسیم دریا

در مناطق حاره تفاوت دمای دریا و خشکی خیلی بیشتر است. بدین جهت در این مناطق در روی زمین گرم، هوا بیشتر تمایل دارد به صورت ناپایدار درآید. بنابراین، نسیم دریا در این مناطق قویتر است. چنانچه هوا در روی خشکی مرطوب و ناپایدار باشد، ممکن است حتی رعد و برق بعد از شروع نسیم دریا توسعه یابد.

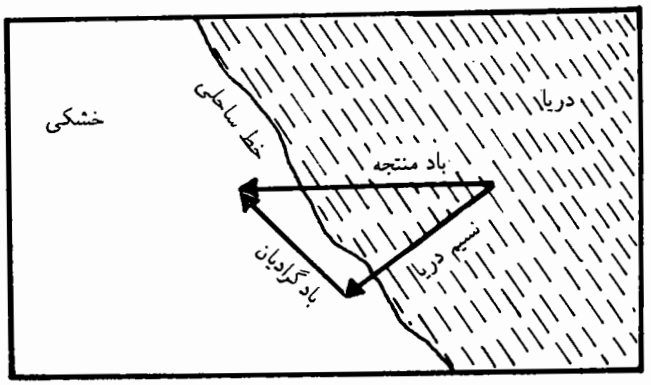
در بعضی از وضعیتهای سینوپتیکی ممکن است باد گرادیان مخالف جهت نسیم دریا باشد. در این صورت باد گرادیان باعث تأخیر توسعه نسیم دریا می‌شود و گاه از رسیدن نسیم دریا به ساحل جلوگیری می‌کند.

برعکس، چنانچه باد گرادیان تقریباً در جهت نسیم دریا باشد، سرعت باد افزایش می‌یابد. از طرف دیگر، بعضی مواقع ممکن است جهت منتجه باد بین باد گرادیان و نسیم دریا واقع شود. این موضوع در شکل ۳ـ۱۴ توضیح داده شده است. البته در شکل، طول پیکان متناسب با سرعت باد ترسیم شده است.

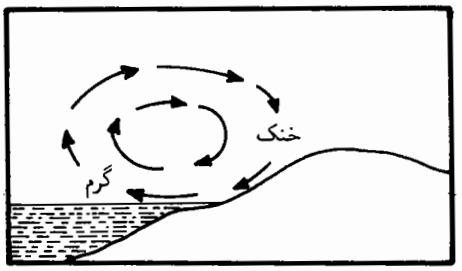
همان‌طور که تفاوت دما در اوایل عصر بیشتر می‌شود و گرادیان فشار محلّی بین دریا و خشکی عمیق‌تر می‌گردد، قدرت مؤلفهٔ نسیم دریا افزایش می‌یابد. در اثر افزایش سرعت باد، نیروی کوریولیس افزایش می‌یابد و نسیم دریا بیشتر در جهت تقریباً موازی ساحل در می‌آید.

در مجاورت دریاچه‌های بزرگ ممکن است جریانی به طور مشابه تولید شود که آن را نسیم دریاچه گویند. البته این نوع نسیم در مقیاسی کوچکتر از نسیم دریاست.

برعکس، مانسون در اثر گرم شدنِ متفاوت در مقیاس بزرگ ایجاد می‌شود. البته مانسون باد محلّی نیست بلکه جریانی است که بین اقیانوس و اکثر نقاط قاره به وجود می‌آید. مانسون هند و سایر مناطق بدین طریق ایجاد می‌شوند.



۳ـ۱۴: اثر نسیم دریا روی بادگرادیان



شکل ۴ـ۱۴: نسیم خشکی

۲ـ۱۴ نسیم خشکی[2]

در نواحی ساحلی در شب نسیم خشکی ممکن است توسعه یابد. جهت این نسیم در لایه‌های پایین از طرف خشکی به طرف دریاست. در خشکی، زمین در اثر تشعشع، خیلی سریعتر از اقیانوس مجاور خود سرد می‌شود. سرانجام، دمای خشکی کمتر از دمای دریا می‌شود. هوا در لایه‌های تحتانی جو در خشکی خیلی سریعتر از هوای روی دریا سرد می‌شود. در حین انجام این عمل هوا متراکم می‌شود و نزول می‌کند. فشار در سطح فوقانی روی خشکی کمتر از فشار در روی سطح دریا در همان ارتفاع می‌شود و، در نتیجه، هوا از روی دریا در سطوح فوقانی تمایل پیدا می‌کند که به طرف ساحل جریان یابد.

وضعیت در سطح دریا برعکس جهت جریان در سطوح فوقانی است. فشار در سطح دریا کمتر از فشار خشکی است، زیرا در روی دریا هوا به طرف بالا صعود می‌کند. در نتیجهٔ این عمل، هوا در لایه‌های زیرین در خشکی به طرف دریا به حرکت درمی‌آید؛ یعنی نسیم خشکی توسعه می‌یابد. چرخش کامل هوا در این حالت در شکل ۴ـ۱۴ بخوبی نشان داده شده است.

در حالت کلی نسیم خشکی به اندازه نسیم دریا قدرت ندارد، زیرا میزان تفاوت گرمایی کمتر و، در نتیجه، گرادیان فشار محلی ضعیف‌تر است. نسیم خشکی در مناطق حاره‌ای با شدت بیشتری توسعه می‌یابد، بخصوص گاهی ممکن است هوای مرطوب ناپایداری را وادار به صعود کند و منجر به وقوع طوفان رعد و برق در ساحل دریا در سحرگاه گردد.

۳ـ۱۴ باد کوهدشت

در شبهای بدون ابر اغلب هوا از شیب رشته کوهها و تپه‌ها به طرف پایین جریان می‌یابد. این جریان هوا بویژه وقتی محسوس‌تر می‌گردد که به قسمت تحتانی شیب نزدیکتر شود.

2) Land breeze

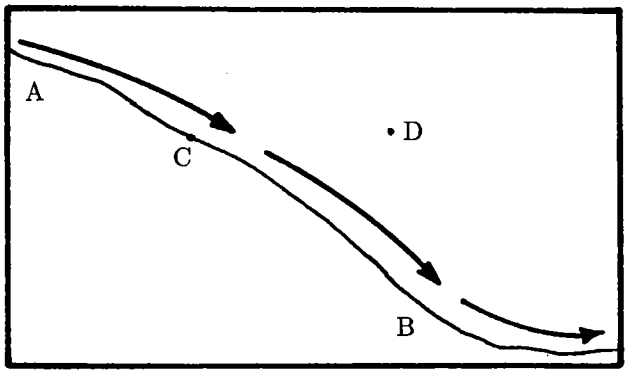
جریان هوایی را که ازکوه به طرف دشت حرکت می‌کند، باد کوهدشت می‌نامند. نام این باد از کلمه یونانی کاتاباتیک، به معنی پایین رفتن، گرفته شده است. این جریان در شب توسعه می‌یابد، زیرا در شب، سطح زمین گرمای خود را در اثر تشعشع از دست می‌دهد.

هوایی که در اثر تماس با سطح زمین سرد، رو به سردی می‌گراید متراکم‌تر از هوای اطراف خود می‌شود. در نتیجه، نیروی جاذبه وارد بر آن به طور نسبی افزایش می‌یابد و هوا به طرف پایین شیب کوه کشیده می‌شود. شکل (۵ـ۱۴) چگونگی توسعهٔ باد کوهدشت را نشان می‌دهد. در این شکل، AB نشان دهندهٔ شیب تپه، C نقطه‌ای دلخواه روی تپه، و Dنقطهٔ هم ارتفاع آن در هوای آزاد است.

سرد شدن شبانه در اثر تشعشع در شب بدون ابر، باعث پایین آمدن دمای سطح زمین در نقطهٔ C می‌شود. هوایی که با زمین در تماس است در اثر هدایت سرد می‌شود و، در نتیجه، در نزدیکی نقطهٔ C هوا متراکمتر از نقطه D در هوای آزاد خواهد شد و نیروی جاذبه، بستهٔ هوا را از قسمت فوقانی شیب به طرف پایین می‌کشاند.

همان طورکه هوا نزول می‌کند، در فشار بیشتر سطح پایین‌تر فشرده می‌شود و اگر این عمل تنها تأثیر روی هوا باشد هوا تمایل دارد گرمتر گردد و، در نتیجه، جریان متوقف می‌شود. از طرف دیگر، در اثر تماس با سطح زمین سرد، هوا به طور پیوسته گرما از دست می‌دهد. این عکس‌العمل در مقابل گرم شدن بی‌دررو باعث می‌شود که باد کوهدشت دوام یابد.

در حالت کلی، باد کوهدشت نسبتاً ضعیف است. در بعضی وضعیتها ممکن است سرعت این



شکل ۵ـ۱۴: باد کوهدشت

باد به طور قابل ملاحظه‌ای افزایش یابد، بخصوص اگر شیب زیاد و سطح شیب هموار باشد. این حالت بویژه اگر سطح زمین از برف پوشیده شده باشد رخ می‌دهد.

وقتی که زمین مرتفع نزدیک ساحل باشد، باد کوهدشت سبب تقویت نسیم خشکی در شب می‌شود. و در نتیجه در این وضعیت، بادی نسبتاً قوی به طرف دریا می‌وزد.

۱۴ـ۴ باد دشتکوه

باد دشتکوه در اثر فرایندی مخالف باد کوهدشت به وجود می‌آید. باد دشتکوه جریان ملایم رو به بالایی است که در شیب تپه در روزی که هوا خوب و گرم باشد به وجود می‌آید. نام این باد از کلمه یونانی آناباتیک، به معنای بالا رفتن، گرفته شده است.

در یک روز گرم بدون ابر، شیب زمین در اثر تابش خورشید گرم می‌شود و دمای بالاتری نسبت به هوا کسب می‌کند. هوا در نزدیکی شیب با سطح شیب تماس حاصل می‌کند و، در نتیجه، از هوایِ آزادِ هم ارتفاع خود گرمتر می‌شود.

هوای گرم شده تمایل دارد ناپایدار شده و صعود کند که در نتیجهٔ این عمل هوای سردتر و متراکم‌تر اطراف جای آن را می‌گیرد. همان طور که هوای گرم شده به طرف بالای شیب به حرکت در می‌آید، در اثر کمتر بودن فشار در سطح بالا منبسط می‌شود. سرد شدن بی‌دررو تمایل دارد این صعود را متوقف کند، ولی عمل سرد شدن بی‌دررو در اثر عکس‌العمل گرم شدن هوا توسط تماس با سطح شیب‌دار گرم جبران می‌شود.

در حالت کلی، باد دشتکوه تمایل دارد نسبتاً ضعیف باقی بماند. گرادیان فشار در روزهای آفتابی گرم در اثر گرم شدنِ متفاوت، بیشتر می‌شود. به هر حال هوا در اثر گرم شدن، نیروی جاذبه زمین را خنثی می‌کند و در اثر نیروی رانش به طرف بالای تپه رانده می‌شود. سرعت جریان هوا در بالای شیب تقلیل می‌یابد.

۱۴ـ۵ باد فؤن

در اروپا در روزهای گرم، باد جنوبی اغلب از شیبهای شمالی کوههای آلپ به طرف پایین جریان می‌یابد. نام محلی این باد فؤن است. فرایندهای فیزیکی که این باد را تولید می‌کند در سایر نقاط دنیا نیز رخ می‌دهد. هواشناسان، نام این باد را به عنوان یک نام کلی برای بادی که در روزهای گرم در رشته کوههای سایر مناطق دنیا نیز توسعه می‌یابد پذیرفته‌اند.

وقتی هوا به رشته‌کوهها برمی‌خورد وادار به صعود می‌شود و سرد شدن بی‌دررو اتفاق می‌افتد. چنانچه رطوبت این هوا به قدرکافی زیاد باشد، بخار آب موجود در آن متراکم می‌شود و قطرات آب

تشکیل می‌گردد. در بعضی حالتها ممکن است کریستالهای یخی هم تشکیل شود، البته مشروط بر آنکه دما به قدرکافی پایین و هسته انجماد موجود باشد.

در موقع تشکیل ابر، گرمای نهان تبخیر آزاد می‌شود و قسمتی از آن صرف جبران سرد شدن بی‌دررو هوای صعود کرده می‌شود. در نتیجه، در صورت ادامه صعود، هوا به میزان کمتری سرد می‌شود، که این مقدار کاهش دما مساوی میزان سرد شدن بی‌دررو اشباع است. آزاد شدن این گرما نهان یکی از ضروری‌ترین فرایندهایی است که بعداً به توسعه باد فؤن کمک فراوان می‌کند.

بارندگی به صورت باران یا برف ممکن است از هوای صعود کرده و ابرهایی که در اثر ناهمواری زمین به طرف شیب کوهستان به وجود آمده‌اند ایجاد شود. این بارندگی باعث می‌شود تا میزان رطوبت هوایی که به سوی بالا صعود می‌کند کمتر شود. این فرایند برای توسعهٔ متعاقب باد فون ضروری است.

زمانی که هوا به سوی قله کوهستان صعود می‌کند دو فرایند مهّم در هوا به وقوع می‌پیوندد: گرمای نهان تبخیر آزاد شدهٔ ناشی از تشکیل ابرها، انرژی گرمایی را برای صعود تأمین می‌کند، و خارج شدن رطوبت به صورت قطرات آب یا کریستالهای یخ به شکل بارندگی باعث خشکتر شدن هوا نسبت به وقتی که در پایین شیب کوهستان بوده است می‌شود.

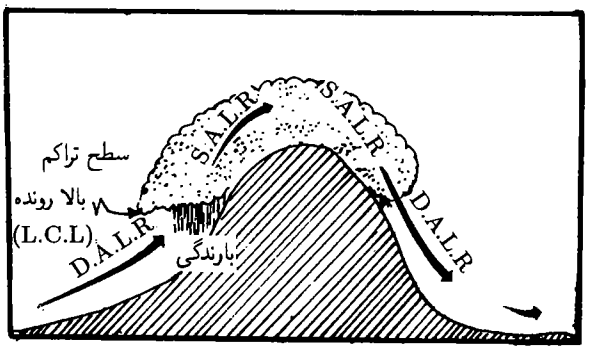
حال هوایی که دارای حرکت نزولی می‌شود مورد مطالعه قرار می‌گیرد: در پشت کوه، هوایی که نزول می‌کند در اثر فشردگی به حالت بی‌دررو گرم می‌شود. بعضی از قطرات در موقع نزول تبخیر، و باعث سردی هوا می‌شوند. این فرایند در جهت عکس گرم شدن بی‌دررو است، و نتیجه آنکه هوا به میزان کمتری گرم می‌شود و این میزان به مقدار گرم شدن به حالت بی‌دررو اشباع است.

ولی هوای نزول کننده از هوایی که اجباراً در شیب کوهستان صعود کرده است خشکتر می‌شود. به همین دلیل، ذرّات باقیماندهٔ ابر، بعد از آنکه هوا به فاصله کمی نزول کرده، تبخیر می‌شوند و در قسمتهای پایین شیب از بین می‌روند و پایه ابر در پشت کوه نسبت به جلوی آن، که هوا در حال صعود است، بیشتر می‌شود.

پس از نزول هوا به زیر پایه ابر، هوا به میزان کاهش بی‌درروی خشک، گرم می‌شود و زمانی که هوا فاصله بین کف ابر و پایین شیب کوهستان را طی می‌کند دما بشدت افزایش می‌یابد.

موقع ورود هوا به انتهای شیب، دما بیشتر از زمانی است که هوا شروع به صعود در روی شیب کوهستان می‌کند. در طرفی که هوا صعود می‌کند ضخامت ابرها بیشتر است و گرمای نهان بیشتری آزاد می‌شود. در صورتی که گرمایی که در طرف دیگر کوهستان در موقع تبخیر مختصر به علت نزول جذب می‌گردد کمتر است.

هوا در طرف پشت به باد کوهستان خشکتر است، زیرا مقداری از رطوبت به صورت بارندگی در طرف رو به باد کوه از هوا خارج گشته است. بنابراین، باد فؤن که به شیب کمتر در طرف پشت



شکل ۶ـ۱۴: باد فؤن

دامنه کوهستان می‌رسد بادی خشک و گرم است.

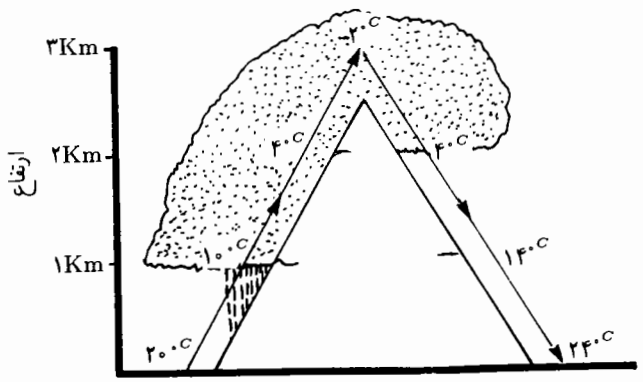
شکل ۶ـ۱۴ چگونگی توسعه باد فؤن را نشان می‌دهد. ابرهای پایین در طرف جلو کوه، جایی که هوا صعود می‌کند، مشاهده می‌شوند. باید به خاطر داشت که اگر بارندگی به وقوع بپیوندد، هوا در قسمت پشت به باد کوه، خشک می‌شود و کف ابر بالا می‌رود.

۶ـ۱۴ باد فؤن و تغییرات دما

برای توضیح تغییرات دما به هنگام توسعهٔ باد فؤن فرض می‌شود که هوا صعود کند و تا ارتفاع سه کیلومتری بالا برود و ارتفاع کف ابر یک کیلومتر در جلو رشته کوه باشد. اگر در موقع صعود بارندگی اتفاق بیفتد، ارتفاع کف ابر در پشت کوه بالاتر می‌رود. و مثلاً ارتفاع کف ابر در پشت کوه دو کیلومتر می‌شود؛ یعنی ارتفاع کف ابر یک کیلومتر افزایش یافته است.

فرض می‌شود دمای اولیه هوا ۲۰ درجه سانتیگراد و میزان کاهش بی‌دررو خشک برابر ۱۰ درجه سانتیگراد و برای هوای اشباع برابر ۶ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر باشد. شکل ۷ـ۱۴ تغییرات دما را در شرایط فوق، در باد فؤن نشان می‌دهد. اکنون ملاحظه می‌شود که چگونه دمای هوا موقعی که کوهستان را طی کرده است، افزایش یافته است.

همه رشته کوهها باد فؤن ایجاد نمی‌کنند. چنانچه هوا به قدری خشک باشد که ابر تشکیل نشود،



شکل ۷ـ۱۴: تغییرات دما به هنگام توسعهٔ باد فؤن

در موقع صعود، به میزان کاهش بی‌دررو خشک در تمام طول مسیر صعودی خود سرد می‌شود. از طرف دیگر، به همان میزان در اثر نزول گرم می‌شود و، در نتیجه، دما در پشت کوه افزایش نمی‌یابد.

چنانچه ابر تشکیل شود ولی بارندگی بوقوع نپیوندد، ارتفاع کف ابر در دو طرف دامنه کوهستان یکی می‌شود. فرض کنید بارندگی در موقع صعود در شکل ۷ـ۱۴ رخ ندهد، در این صورت، تغییرات دما را که در موقع نزول هوا رخ می‌دهد حساب کنید، با فرض آنکه هوا با هوای اطراف خود اصلاً اختلاط حاصل نکند. توجه کنید که تغییرات دما در موقع نزول به عکس تغییرات دما در موقع صعود است. به این ترتیب، دمای آخری با دمای اوّلیه یکسان است و چنین بادی را که از کوهستان به طرف پایین شیب می‌وزد بادفؤن نمی‌گویند.

بادهای محلی مختلف باعث تغییرات هوا می‌شوند. این نوع بادها بیشتر در اثر یک شکل نبودن سطح زمین ایجاد می‌شوند. اگر در منطقه تغییرات خیلی سریع و شدیدی در مقیاس بزرگ به وقوع بپیوندد، در اثر تأثیر متقابل، این بادها ممکن است تقویت یا تضعیف شوند. در فصل بعد چند پدیده خیلی شدید که در جو رخ می‌دهد مورد مطالعه قرار می‌گیرد و علت ایجاد آنها بررسی می‌شود.

سؤالات فصل ۱۴

۱) توسعه نسیم دریا و جریان برگشتی سطوح بالای آن را شرح دهید و شکل آن را ترسیم کنید.

۲) تفاوت باد کوهدشت و باد دشتکوه را بنویسید و به کمک شکل چگونگی توسعه هر یک را توضیح دهید.
۳) دو پدیدهٔ زیر را مختصراً شرح دهید:
الف) نسیم دریاچه
ب) نسیم خشکی
۴) منظور از باد فؤن چیست؟ فرایندهایی که برای عوامل فیزیکی زیر دخالت دارند شرح دهید.
الف) دمای زیاد
ب) رطوبت نسبی کم
۵) تأثیر باد گرادیان را بر روی نسیم دریا شرح دهید و بگویید چرا جهت نسیم دریا با زیاد شدن تفاوت گرمایی بین خشکی و دریا تغییر می‌یابد.

فصل ۱۵

طوفانهای شدید محلی

بعضی از سیستمهای جوی به قدری کوچک هستند که نمی‌توان آنها را روی نقشه‌های سینوپتیکی استاندارد جوی پیدا کرد. این نوع سیستمها می‌توانند اثرات جوی تولید کنند که از نظر محلّی حائز اهمیّت است. یک نمونه از این اثرات همان بادهای محلّی است که در فصل قبل شرح داده شد. پدیده‌های شدیدتر جوی نظیر طوفانهای رعد و برق و ترنادوها هم در اثر این سیستمها به وجود می‌آیند.

در این فصل، خصوصیّات و فرایندهای فیزیکی مشخص‌ترین انواع این نوع پدیده‌ها که به طوفانهای شدید محلی منجر می‌شود مورد مطالعه و بررسی قرار می‌گیرد.

۱ـ۱۵ اهمیّت مقیاس در هواشناسی

در جو پدیده‌های متنوعی ایجاد می‌شود که از حرکات پیچکی کوچک تا طوفانهای رعد و برق و میدانهای فشارکم و خصوصیات وسیع آنها در مقیاس نیمکره‌ای یا کره‌ای را در برمی‌گیرد.

هواشناسی در مقیاس کوچک، پدیده‌هایی را مورد مطالعه قرار می‌دهد که در محیطی محدود اتفاق می‌افتد. هواشناسی در مقیاس کوچک اصولاً با فرایندهای جوی نظیر تربولانس و تبخیر که در نزدیکی سطح زمین اتفاق می‌افتند سروکار دارد.

پدیده‌های جوی نظیر نسیم دریا و طوفانهای رعدوبرق در **هواشناسی با مقیاس متوسط** مورد مطالعه قرار می‌گیرد. این نو پدیده‌ها را اغلب به عنوان پدیده‌های مقیاس متوسط جوّی به حساب می‌آورند.

مقیاس دیگر، مقیاس فشارکم و فشار زیاد است که روی نقشه‌های سینوپتیکی بخوبی دیده می‌شود. مطالعه در این مقیاس به نام هواشناسی سینوپتیکی معروف است. این نوع هواشناسی عهده‌دار تغییرات میدانهای فشار و آثار تابعه آنهاست.

خصوصیات در سطح وسیعتر را می‌توان روی نقشه‌های نیمکره‌ای بررسی کرد. امواج بزرگ جوی و مشخصات اصلی گردش جو در مقیاس بزرگتری به نام مقیاس کلان تعیین می‌شود. مطالعه

در این مقیاس را **هواشناسی در مقیاس کلان** می‌نامند.

در این فصل پدیده‌های مقیاس متوسط که شرایط جوی فعال تولید می‌کنند مورد مطالعه قرار می‌گیرد. از آنجا که مشکل می‌توان این نوع پدیده‌ها را روی نقشه‌های سینوپتیکی استاندارد هواشناسی جستجو کرد، اغلب آنها را طوفانهای محلّی می‌نامند. اما، از این اسم نباید استنباط شود که اثرات این نوع پدیده‌ها اهمیت چندانی ندارد. در واقع، یکی از مخوفترین این نوع طوفانها ترنادو است، که اثراتی ویران کننده دارد و منحصراً منطقه‌ای کوچک را در بر می‌گیرد.

۱۵ـ۲ طوفان رعد و برق

در فصل نهم انواع مختلف پدیده‌های غیرنجومی که در هواشناسی مورد مطالعه قرار می‌گیرد شرح داده شد. یکی از این پدیده‌ها، پدیدهٔ الکتریکی یا ظهور نور مرئی و صدای ناشی از تخلیه الکتریکی در جو است.

طوفان رعد و برق یک پدیده الکتریکی جوی است. سازمان هواشناسی جهانی این پدیده را یک یا چند تخلیهٔ الکتریکی ناگهانی می‌داند که توسط جرقه نورانی با صدای غرش تندر ظاهر می‌شود.

رعد صدایی است که بر اثر تخلیه الکتریکی ایجاد می‌شود. چون سرعت نور خیلی بیشتر از سرعت صوت است (سرعت صوت ۳۴۰ متر در هر ثانیه ولی سرعت نور ۳۰۰٬۰۰۰ کیلومتر در ثانیه)، صدایی که از طوفان رعد و برق شنیده می‌شود نسبت به نوری که حادث می‌گردد تأخیر قابل ملاحظه‌ای دارد، مشروط بر آنکه تخلیه الکتریکی در فاصله قابل ملاحظه‌ای از دیده‌بان بوقوع بپیوندد.

بادهای خیلی قوی، بارانهای سیل‌آسا، و رعد و برق، همگی دلالت بر وجود مقدار زیاد انرژی است که هنگام رعد و برق مخرب صرف می‌شود. این انرژی از آزاد شدن گرمای نهان، که موقع تراکم بخار آب وارد جو شده است، به دست می‌آید. قسمتی از این انرژی گرمایی به انرژی جنبشی تبدیل می‌شود و بادهای فوق‌العاده قوی را که با رعد و برق همراه است تولید می‌کند.

طوفان رعد و برق در ابرهای جوششی رخ می‌دهد و اغلب با بارندگی همراه است، البتّه این بارندگی به صورت رگبار باران، رگبار برف، گلوله‌های یخی، و تگرگ است که به سطح زمین می‌رسند.

تشکیل تگرگ در قسمت ۸ـ۱۲ مورد بحث قرار گرفت. تگرگ و آذرخش اغلب به یکدیگر مربوطند، ولی تگرگ اغلب قبل از آنکه به سطح زمین برسد ذوب می‌شود.

پیکانهای نورانی مثالی از تخلیه الکتریکی در مقیاس بزرگ است. جرقه الکتریکی یا تخلیه الکتریکی وقتی به وقوع می‌پیوندد که اختلاف پتانسیل الکتریکی بین دو نقطه مجزا از هوا خیلی زیاد شود. این مقدار بستگی به میزان قابلیت هدایت هوا و فاصلهٔ بین دو نقطه دارد.

اختلاف پتانسیل بین دو نقطه در ابرها زمانی توسعه می‌یابد که بارهای الکتریکی مثبت و منفی جدا از هم واقع شوند. در مورد طبیعت و مکانیزم واقعی فرایند تولید این پدیده، مطالعات فراوانی شده، که از شرح بیشتر آن خودداری می‌شود.

خارجی‌ترین سطح قطرات آب را بارهای الکتریکی منفی تشکیل می‌دهد، در حالی که درست در زیر این پوسته بارهای الکتریکی مثبت جمع می‌گردد. نیروی اصطکاک که هنگام طوفانهای مخرّب در ابرها به وجود می‌آید باعث برداشت پوسته خارجی قطرات می‌شود و بارهای مجزا را به وجود می‌آورد. بارهای مجزا ممکن است زمانی که آب یخ می‌بندد یا هنگامی که کریستالهای یخ ذوب می‌شوند نیز به وجود آیند.

با فرستادن بالونها و سایر وسایل بررسی و تشخیص پدیده‌های جوی، شاخصهای اصلی جدایی بارهای الکتریکی که در ابرهای رعد و برق‌زا رخ می‌دهد آشکار شده است. این شاخصها به قرار زیرند:

مناطق بالای ابر دارای بار الکتریکی مثبت هستند.

بارهای منفی الکتریکی ذرات در ناحیه مرکزی ابر متمرکزند.

در زیر ناحیه‌ای که دارای بار الکتریکی منفی است اغلب به طور موضعی ناحیه‌ای با بار الکتریکی مثبت دوّم هم به وجود می‌آید.

وقتی که اختلاف بار الکتریکی بین ابر و زمین یا بین دو ابر یا بین قسمتهای یک ابر از حد معینی تجاوز کند تخلیه الکتریکی به وقوع می‌پیوندد.

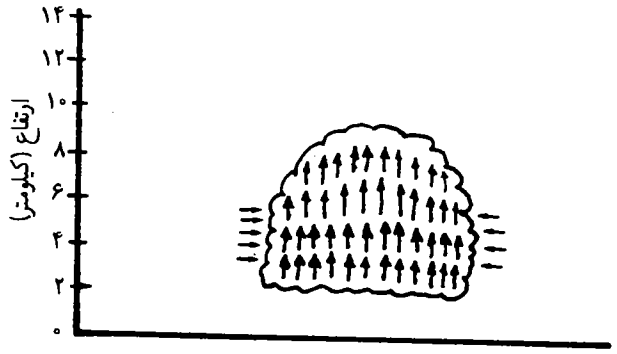
۱۵ـ۳ مراحل زندگی سلول رعد و برق

اغلب می‌توان برجهای کوچک انفرادی را که به طرف بالا در قسمت جوشش ابر جوششی بزرگ دیده می‌شوند تشخیص داد. بعضی اوقات، توده‌های ابر متصل شده و خطوط طوفان رعد و برق در فاصله افقی به مسافتی بیش از ۵۰ کیلومتر گسترش می‌یابند.

گاه طوفان رعد و برق را که از یک جابه‌جایی عمودی انفرادی حاصل می‌شود یک سلول می‌نامند. قطر یک سلول طوفان رعد و برق در حدود ۱۰ کیلومتر است و از چندین ابر کومولوس که رشد نموده‌اند تشکیل می‌شود. گاهی برجهای کوچک فعالی در بالای توده ابری وسیع تشکیل می‌شود.

در حالت کلی همیشه دو سلول مجاور هم تمایل دارند که به یکدیگر متصل شوند. این دو سلول از روی نوع بارندگی مجزایی که تولید می‌کنند در روی صفحه رادار تشخیص داده می‌شوند. هواپیماها اغلب از منطقه بین دو سلول که دارای تربولانس کمتری است عبور می‌کنند.

مراحل زندگی سلول رعد و برق را می‌توان به سه مرحله تقسیم کرد. البته این تقسیمات از نظر



شکل ۱ـ۱۵: رشد طوفان

سرعت و جهت جریانهای عمودی انجام گرفته است.

الف) مرحله رشد

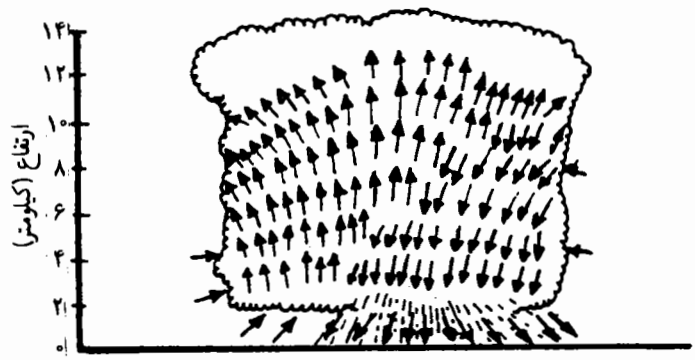
ب) مرحله بلوغ

ج) مرحله از بین رفتن

الف) **مرحله رشد:** در این مرحله همیشه جریانهای عمودی صعودی قوی در سراسر ابر وجود دارد. اگرچه خلبانان در این مرحله باران یا برف در داخل ابر گزارش می‌کنند، به نظر می‌رسد این بارندگی بر اثر جریانهای صعودی به صورت معلّق در ابر باقی می‌ماند و بارندگی به سطح زمین نمی‌رسد. شکل ۱ـ۱۵ این وضعیت را نشان می‌دهد.

ب) **مرحله بلوغ:** در این مرحله قطرات آب یا ذرات یخ به طور واضح از کف ابر ریزش می‌کنند. به استثنای مناطق خشک، معمولاً در این مرحله بارندگی به سطح زمین می‌رسد. اندازه و غلظت قطرات آب یا ذرات یخ در این مرحله به قدری بزرگ است که جریانهای صعودی ابر نمی‌تواند آنها را به طور معلق نگاه دارد.

کشش اصطکاکی که در اثر افتادن پدیده‌های آبی به وجود می‌آید باعث می‌شود که جریانهای صعودی در بعضی از قسمتهای طوفان به جریانهای نزولی تبدیل شود. ولی جریانهای صعودی به هر حال ادامه می‌یابد و اغلب به میزان حداکثر خود در قسمتهای فوقانی ابر در اوایل مرحله



شکل ۲ـ۱۵: طوفان بالغ

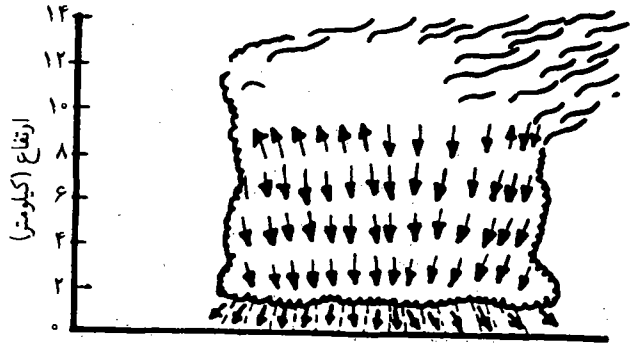
بلوغ می‌رسد.

جریانهای نزولی معمولاً چندان قوی نیست و بیشتر در قسمت تحتانی ابر تشدید می‌شود. هوای نزول‌کننده مجبور است از کناره‌های ابر در نزدیکی سطح زمین پخش شود و این جریان اغلب تندباد موقتی تولید می‌کند. در جریانهای نزولی دمای هوا از محیط اطراف کمتر است. شکل ۲ـ۱۵ این وضعیت را توضیح می‌دهد.

بنابراین، مرحلهٔ بلوغ سلول طوفان رعد و برق ممکن است با اثرات تخریبی در نزدیکی سطح زمین همراه باشد. جریانهای نزولی قوی هوای سرد، تندباد موقتی، باران سیل‌آسا، و اغلب تگرگ را می‌توان جزء این اثرات به حساب آورد.

ج) **مرحله از بین رفتن:** این مرحله زمانی فرا می‌رسد که جریانهای صعودی بکلی متوقف شود. در این حالت، جریانهای نزولی سراسر سلول را فرا می‌گیرد و تراکم دیگر دوام نمی‌یابد و ناگهان افتادن قطرات آب و کریستالهای یخ متوقف می‌شود که، در نتیجه، جریانهای نزولی هم بتدریج ضعیف می‌شود. این مرحله در شکل ۳ـ۱۵ نشان داده شده است.

مادام که جریانهای نزولی و ریزش باران دوام دارد، سلول سردتر از هوای محیط اطراف است اما زمانی که بارندگی متوقف می‌شود دمای داخل سلول تقریباً به حالت اول برمی‌گردد و کم و بیش با دمای محیط اطراف یکسان می‌شود. در این مرحله سلول کاملاً نابود می‌شود و فقط مقدار کمی ابرهای پوششی باقی می‌مانند و در سطح زمین تمام علائم طوفان رعد و برق و جریانهای نزولی هوا محو می‌شود.



شکل ۳ـ۱۵: از بین رفتن طوفان

۱۵ـ۴ انواع طوفان رعد و برق

طوفان رعد و برق ممکن است در وضعیتهای مختلف سینوپتیکی اتفاق افتد. شرایط لازم و اولیه برای توسعه آن به قرار زیر است:

۱) باید هوای مرطوب در عمق قابل‌ملاحظه‌ای از جوّ موجود باشد.

۲) جوی ناپایدار برای هوای مرطوب تا ارتفاع زیادی وجود داشته باشد.

۳) باید مکانیزم حرکت صعودی قوی وجود داشته باشد تا هوا اجباراً به ارتفاع زیادی بالا رود.

گاه طوفان رعدوبرق در داخل یک توده هوا توسعه می‌یابد که این نوع طوفانها را طوفانهای توده‌ای هوا می‌گویند. مکانیزم بالابرنده، صعود در اثر ناهمواریهای زمین یا گرم شدن محلّی یا صعود در مقیاس بزرگ است. هر یک از این عوامل در فصل یازدهم شرح داده شد.

طوفان رعدوبرق همچنین در نتیجهٔ تأثیر متقابل دو توده هوا ایجاد می‌شود. این نوع طوفانها را طوفانهای رعد و برق جبهه‌ای می‌گویند. عمل رانش صعودی در اثر رفتن هوای سرد به زیر هوای گرم مرطوب انجام می‌شود یا آنکه هوای گرم مرطوب روی هوای سردتر زیرین می‌لغزد.

گاه ترکیباتی بیشتر از یک فرایند فیزیکی باعث رانش صعودی سریع هوای مرطوب ناپایدار می‌شود. مکانیزم صعود که تمایل دارد میزان کاهش دما با ارتفاع را عمیق کند، باعث تقویت و توسعه طوفان رعد و برق می‌شود.

۱۵ـ۵ جستجوی طوفان رعد و برق

طوفان رعدوبرق پدیده‌ای مربوط به مقیاس متوسط است. این طوفانها اغلب کوچکتر از آنند که بتوان

آنها را از روی نقشه استاندارد سینوپتیکی نمایش داد، زیرا فاصله بین ایستگاههای گزارش‌دهنده زیاد است.

گاهی شبکه گزارشهای جوی منحصراً از ایستگاههای نزدیک در یک منطقه به دست می‌آید. چنین گزارشهایی از ایستگاههای نزدیک فرودگاههای بزرگ تهیه می‌شود و تجزیه و تحلیل این گزارشها در مقیاس متوسط معکن است وجود طوفان رعد و برق محلی را نشان دهد.

در سالهای اخیر وسایل الکتریکی متعددی در هواشناسی مورد استفاده قرار گرفته است تا بتوانند موقعیت طوفان را تعیین کنند. یک روش، یافتن طوفان، پیدا کردن موقعیت تخلیه‌های الکتریکی آن است. آذرخش اغلب روی دستگاه رادیو تأثیر می‌گذارد و می‌توان از این خاصیت برای تعیین موقعیت طوفان استفاده کرد.

هنگامی که آذرخش رخ می‌دهد، مقداری از انرژی به صورت امواج کوتاه رادیویی صادر می‌شود. این امواج تمایل دارند تا انحنای زمین را با تقلیل بسیار کمی در قدرتشان بپیمایند. در نتیجه، این امواج را می‌توان هزاران کیلومتر دورتر جستجو کرد.

تخلیه‌های الکتریکی جوی به نام **اسفریک** یا اتمسفریک موسوم است و، به همین دلیل، وسایلی که برای تعیین موقعیت تخلیه الکتریکی جوی به کار می‌رود، وسایل اسفریک نامیده می‌شوند. معمولاً چندین ایستگاه در منطقه وسیعی به کار گرفته می‌شود و با تلفن یا رادیو جهت حرکت یک پیکان منفرد را ردیابی می‌کنند. و نیز موقعیت آنها را از روی مثلث‌بندی مشخص می‌سازند. دیده‌بانی اسفریک برای جستجوی طوفان رعدوبرق مفید است و می‌توان موقعیت طوفان را از فاصله دو سه هزار کیلومتر روی اقیانوسها و نقاط غیرمسکونی تشخیص داد.

جستجوی الکتریکی طوفان رعدوبرق همچنین ممکن است با استفاده از دستگاه رادار انجام پذیرد. یک نوع بخصوص فرستنده رادیویی وجود دارد که امواج رادیویی را روی طول موج مخصوص صادر می‌کند. قطرات آب و کریستالهای یخ، امواج رادیویی را که به آنها برخورد می‌کند منعکس، پخش، و جذب می‌کنند.

اگر ذرات بزرگتر از اندازه معیّن باشند، مقداری از انرژی در همان امتداد برگشت می‌کند و این انرژی برگشتی توسط آنتن گیرنده جدا می‌شود. علائم برگشتی ممکن است روی صفحه رادار به صورت علائم راداری[1] مشاهده شود. قطرات باران و کریستالهای برف به قدر کافی بزرگ هستند که بتوانند علائم راداری ایجاد کنند. بدین ترتیب، علائم بارندگی را می‌توان از چندین صد کیلومتر فاصله تشخیص داد. در طوفان رعد و برق علائم رادار شکل و توسعه بخصوصی را ایجاد می‌کنند.

1) Radar Echoe

۱۵ـ۶ سیاه بادها[2]

سیاه بادها شدیدترین آشفتگیهای جوی هستند ولی خیلی کوچکتر از آنند که بتوان آنها را روی نقشه‌های سینوپتیکی استاندارد جستجو کرد. قطر این پدیده بین کمتر از صد متر تا یک کیلومتر متغیر است.

این طوفانهای چرخنده و غرش کننده وقتی که در سطح زمین حرکت می‌کنند قادرند سرعت باد را به ۵۰۰ کیلومتر در ساعت برسانند. سرعت متوسط این طوفانها ۵۰ کیلومتر در ساعت است و مسیری که طی می‌کنند معمولاً از چند کیلومتر بیشتر نیست. اما گاهی بعضی از این طوفانها ظاهراً بعد از پیمودن یکصد کیلومتر یا بیشتر باز فعالند.

سیاه بادها همیشه در اثر ناپایداری بیش از حد در جو به وجود می‌آید. در چنین حالتی آهنگ کاهش دما با ارتفاع در محیط عمیق است. سیاه باد در واقع همان فعالیت طوفان رعد و برق بسیار قوی است. سیاه باد، ترجمهٔ واژهٔ اسپانیایی ترنادو، به معنی طوفان رعد و برق است.

سیاه باد نخست مانند ابر قیفی شکلی ظاهر می‌شود که ازکف ابرکومولونیمبوس به طرف پایین توسعه یافته است. بعد از آنکه این قیف با زمین تماس حاصل کرد ویرانی، تخریب ساختمانها، و مکش ذرات گرد و خاک را به داخل خود شروع می‌کند و ممکن است وسایل نقلیه، حیوانات، و اشیای سنگین را از زمین بلند کند و چند صدمتر دورتر به زمین بیندازد.

غیر از بادهای شدیدی که این پدیده تولید می‌کند، خراب شدن ساختمانها تا حدی در اثر انفجار همراه بااین پدیده است. فشار جو ممکن است بیش از ۵۰ میلی‌بار در فاصله زمانی کمتر از یک دقیقه کاهش یابد. اختلاف فشار زیاد بین داخل ساختمان بسته و جوّ خارج آن باعث انفجار می‌شود که ممکن است دیوارها و سقف ساختمان را به طرف خارج پرتاب کند.

بطور متوسط ۲۰۰ ترنادو در هر سال در امریکا به وقوع می‌پیوندد. منطقه میسی‌سیپی بزرگترین ناحیه سیاه‌بادخیز جهان محسوب می‌شود. سیاه بادها در تمام قاره‌ها رخ می‌دهند و باعث خرابی و خسارات بسیار در ناحیه می‌شوند.

۱۵ـ۷ سیاه بادهای دریایی[3]

سیاه بادهای دریایی در روی دریا به وقوع می‌پیوندد به کشتیهایی که در مسیر حرکت آنها قرار دارد خسارت قابل ملاحظه‌ای وارد می‌کنند. سیاه بادهای دریایی به دو نوع تقسیم می‌شوند: یک نوع آن از توسعه قسمتهای پایین ابر کومولونیمبوس به طرف پایین به وجود می‌آید. این نوع دقیقاً همان سیاه باد است، با این تفاوت که در روی آب پدید می‌آید. نوع دیگر سیاه باد دریایی از سطح آب به طرف بالا توسعه می‌یابد و مستقیماً مربوط به ابر نیست.

2) Tornadoes 3) Water spouts

هر دو نوع این پدیده‌ها سیاه باد دریایی خوانده می‌شوند، زیرا آب به داخل آن به طرف بالا رانده می‌شود؛ درست مشابه سیاه بادی که گرد و خاک و آثار را در روی خشکی به درون خود می‌مکد. با اینهمه، سیاه باد دریایی که مربوط به ابر نمی‌شود شدّتی کمتر از نوع اول دارد. این پدیده از نظر فعالیت دقیقاً مشابه گردبادی است که در روی بیابانهای فوق‌العاده گرم تشکیل می‌شود.

در این فصل ملاحظه شد که طوفانهای محلّی با اثرات ناگوار و مخرب، از جمله ویرانی و تخریب، همراه است. برای پی بردن به طوفانهای محلی باید از روشهای مخصوص استفاده کرد، زیرا پدیده‌های مقیاس متوسط در روی نقشه‌های استاندارد سینوپتیکی به طور عادی مشخص نمی‌شوند، و نقشه‌های مقیاس متوسط نیز برای تعیین موقعیت و وجود سیستمهای مقیاس سینوپتیکی نظیر میدانهای کم فشار مفید نیست. این سیستمها به پدیده‌های مقیاس بزرگ مربوط می‌شوند. که در فصل بعد شرح داده می‌شود.

سؤالات فصل ۱۵

۱) از نظر فیزیکی نکات زیر را در مورد خصوصیّات طوفان رعد و برق شرح دهید:
الف) منبع انرژی
ب) مجزا شدن بارهای الکتریکی در ابرها

۲) مراحل زندگی طوفان رعدوبرق (مراحل رشد، بلوغ، و از بین رفتن) را شرح دهید. شکلی بکشید که خصوصیات مرحله بلوغ را نشان دهد.

۳) اصطلاحات زیر را به طور خلاصه شرح دهید:
الف) هواشناسی مقیاس متوسط
ب) وسایل اندازه‌گیری اسفریک
ج) سیاه باد دریایی

۴) شرایط لازم و اولیه برای توسعه طوفان رعد و برق کدامند؟ ثانیاً فرق بین طوفان رعد و برق توده‌ای هوا و طوفان رعد و برق جبهه‌ای را شرح دهید.

۵) خصوصیات سیاه باد را شرح داده و علت انفجار بعضی از ساختمانها را توضیح دهید.

فصل ۱۶

توده‌های هوا و جبهه‌ها

زمانی که هوا روی سطح متحدالشکل وسیعی به مدت چند روز و یا چند هفته باقی بماند بتدریج خصوصیات سطحی را که روی آن مستقر شده است کسب می‌کند. اگر هوای مورد نظر سردتر از سطح زیرین خود باشد بتدریج گرم می‌شود و گرما از سطح زیرین به طرف بالا انتقال می‌یابد که گاه این انتقال در لایه هوا، به چندین کیلومتر هم می‌رسد. به همین ترتیب، زمانی که هوا روی سطح اقیانوس باقی می‌ماند، بتدریج رطوبت کسب می‌کند.

بنابراین، دما و میزان رطوبت هوا تمایل دارند که با سطح زیرین تعادل برقرار کنند. جواب این سؤال که چه مدّت لازم است تا این حالت تعادل برقرار شود، بستگی به چگونگی وضع سطح مورد نظر و هوای مستقر شده روی آن دارد. زمان صرف شده برای برقراری تعادل از اهمیت زیادی برخوردار است.

در این فصل نخست به شرح وضعیتهایی می‌پردازیم که در آنها ضخامت قابل ملاحظه‌ای از هوا توزیع گرمایی و رطوبتی سطح زیرین خود را کسب کرده است. چنین هوایی تمایل دارد که خصوصیّات به دست آمده را تا مدتی بعد از آنکه از منبع تشکیل خود دور شده است حفظ کند. در قسمتهای بعد حوادثی که در اثر برخورد این توده‌های هوا، که در نواحی مختلف تشکیل شده‌اند، به وقوع می‌پیوندد مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۱ـ۱۶ تعریف توده هوا

زمانیکه هوا خصوصیات مشابهی در سطح وسیعی به دست آورد آن را توده هوا گویند. در تمام سطوح افقی، در یک تودهٔ هوا، در منطقه‌ای وسیع، دما و میزان رطوبت کم و بیش یکنواخت است.

۲ـ۱۶ مناطق منبع توده‌های هوا

برای آنکه توده‌ای از هوا دارای خصوصیات متحدالشکل بشود باید به مدت چند روز در محلی کم و

بیش ساکن باقی بماند. بنابراین، جرمی از هوا را تودهٔ هوا گویند که در منطقهٔ وسیع و متحدالشکلی از سطح زمین به مدت چند روز باقی بماند، و این منطقه را منبع توده هوا می‌نامند.

میدانهای فشار زیاد که کم و بیش ساکن هستند یا بکندی حرکت می‌کنند، اغلب با هوای ساکن همراه هستند. در نزدیکی مراکز میدانهای فشار زیاد، گرادیان فشار ضعیف است و، در نتیجه، بادها ضعیف، و هوا در منطقه وسیعی از سطح زمین نسبتاً آرام است.

با توجه به گردش عمومی جو، شرایط فوق اغلب در نزدیک کمربند فشارهای زیاد جنب حاره‌ای یا نواحی فشارهای زیاد قطبی در دو نیمکره دیده می‌شود.

گاه هوا برای مدت زمان قابل ملاحظه‌ای در سایر مکانهایی که دارای فشار زیاد باشند باقی می‌ماند. به عنوان مثال، مراکز فشارهای زیاد اغلب در قاره‌ها، در فصل زمستان تشکیل می‌شود و ممکن است در این مکانها تودهٔ هوا هم تشکیل شود. منطقهٔ پر فشار سیبری از جملهٔ این مناطق است.

۳ـ۱۶ دسته‌بندی توده‌های هوا

تصویر ساده شده‌ای ازگردش عمومی جو، جبههٔ واحدی را در هر نیمکره نشان می‌دهد که معمولاً **جبهه قطبی**[1] نامیده می‌شود. عموماً جبهه قطبی در هر نیمکره همان نیمکره را در عرضهای میانی طی می‌کند. این جبهه ممکن است به طرف استوا یا به طرف قطب متمایل شود و یک دسته از امواج در هر نیمکره تشکیل دهد.

هوای گرم طرف استوا در یک جبهه قطبی را «توده هوای حاره‌ای» می‌نامند. گاه هوا از نواحی جنب‌حاره هم با توده فوق ادغام می‌شود.

در طرف قطبی جبهه قطبی هوا سرد است و «تودهٔ هوای قطبی» نامیده می‌شود؛ اگر چه این هوای قطبی ممکن است در عرض جنب‌قطبی تشکیل شده باشد.

در بالا، دو نوع از توده‌های هوا (تودهٔ هوای گرم حاره‌ای و تودهٔ هوای سرد قطبی) به طور ساده بیان شد. توصیف ساده توده‌های هوا به صورت فوق فقط در مورد نیمه تروپسفر و قسمتهای فوقانی آن صادق است.

در قسمتهای پایین‌تر تروپسفر توصیف توده‌های هوا به این سادگی نیست. پیچیدگی توصیف توده‌های هوا در قسمتهای پایین تروپسفر به دو دلیل است: نخست آنکه جریانهای عمومی جوّ در سطوح پایین پیچیده است و بسیاری از انواع توده‌های موقتی و عبوری توسعه می‌یابند و این توده‌های هوا جبهه‌هایی را که اغلب عمری کوتاه دارند به وجود می‌آورند. دوّم آنکه قاره‌ها و اقیانوسها در اثر تماس با هوایی که روی آنها قرار می‌گیرند خصوصیات مختلفی را به هوا منتقل

1) Polar front

می‌کنند. بنابراین، توده‌های متضّاد از نظر دما و رطوبت به وجود می‌آیند. تفاوت بین توده‌های هوا در قسمتهای پایین تروپسفر بمراتب آشکارتر از قسمتهای فوقانی آن است.

یکی از روشهای دسته‌بندی توده‌های هوا، دسته‌بندی از روی **مناطق منبع**[2] است. این روش اغلب در مورد نواحی نزدیک منابع تشکیل توده هوا عملی است، اگرچه وقتی قسمت وسیعی از کره زمین مورد بحث قرار می‌گیرد دیگر نمی‌توان نام منابع تشکیل هوا را به کار برد. هوا همچنانکه روی مناطق مختلف حرکت می‌کند دائماً خصوصیات خود را تغییر می‌دهد. بنابراین، استفاده از نام منابع تشکیل فقط سابقه توده هوا را بیان می‌کند.

زمانی که قسمتهای پایین تروپسفر مورد بحث قرار می‌گیرد، بسیاری از هواشناسان دسته‌بندی کلی را به کار می‌برند که اساس آن عرض جغرافیایی منطقه منبع است. به عبارت دیگر، با افزایش عرض جغرافیایی، به ترتیب نامهای زیر برای توده‌های هوا به کار می‌رود.

۱) توده هوای استوایی ۳) تودهٔ هوای قطبی

۲) تودهٔ هوای حارّه‌ای ۴) تودهٔ هوای منجمده شمالی(جنوبی)

عاملی که بیش از همه با عرض جغرافیایی تغییر می‌کند دماست. تشخیص بین دسته اول و دوّم اغلب مشکل است، زیرا در دراز مدّت، اختلاف دما بین این دو توده هوا اغلب ناچیز می‌شود و دمای هر دو زیاد است. توده هوای دسته چهارم فوق‌العاده سرد و خشک است (علت خشکی، پایین بودن بیش از حد دماست). بنابراین، تشخیص جبههٔ بین توده هوای دسته سوم و چهارم امکانپذیر است.

دسته بندی نوع دوّم که می‌توان آن را کاملتر دانست، در نظرگرفتن میزان اختلاف رطوبت دو توده هواست. هوایی که منبع تشکیل آن روی اقیانوس باشد دارای رطوبت زیاد است و می‌توان آن را توده هوای دریایی نامید. برعکس، توده‌ای که در روی قارها تشکیل می‌شود به طور نسبی خشک است و می‌توان آن را توده هوای قاره‌ای نامید.

اطلاعاتی که توسط دیده‌بانیهای ایستگاههای جو بالا به دست می‌آید نشان می‌دهد که توده هوا خصوصیات خاص منبع تشکیل را کسب کرده است. توده‌های هوا همچنین از روی نقشه سینوپتیکی، به علت تفاوتهای آشکار بین آنها در امتداد خط جبهه، قابل تشخیص است.

۱۶ـ۴ علائم قراردادی توده‌های هوا

ساده‌ترین دسته‌بندی بر اساس منابع تشکیل، و ترکیب اثرات دما، و رطوبت انجام می‌شود. توده هوای حاره‌ای به اختصار با T، و تودهٔ هوای قطبی که آن را با حرف P نمایش می‌دهیم، به ترتیب، به طور نسبی گرم و سرد هستند. توده هوای دریایی که با حرف m نشان داده می‌شود،

2) Source regions

به طور قابل‌ملاحظه‌ای مرطوب است و تودهٔ هوای قاره‌ای که آن را با حرف C نشان می‌دهیم، خشک است.

بنابراین، با تقسیمات فوق، چهار توده هوا قابل تشخیص است که گاهی به اختصار به صورت زیر بیان می‌شود.

۱) توده هوای حاره‌ای دریایی (Tm)
۲) توده هوای حاره‌ای قاره‌ای (Tc)
۳) توده هوای قطبی دریایی (Pm)
۴) توده هوای قطبی قاره‌ای (Pc)

توده‌های هوا در ضمن حرکت تغییر می‌کنند. مثلاً هوای سردی که از روی سطح گرم می‌گذرد از زیر گرما دریافت می‌کند و، برعکس، هوای گرم چنانچه از روی سطح سردتری عبور نماید به لایه‌های سردتر زیر گرما می‌دهد.

این تغییرات دما بر روی کاهش دما با ارتفاع و پایداری یا ناپایداری هوا تأثیر می‌گذارد. اگر هوا ناپایدار شود ممکن است بخار آب به سطوح بالاتر برده شود. برعکس، توسعه وارونگی دما از انتقال عمودی رطوبت جلوگیری می‌کند.

به این ترتیب، اثرات تشدیدی وقتی ظاهر می‌شود که سطحی که هوا از روی آن در حال عبور است بمراتب گرمتر یا سردتر باشد، مطالب فوق دسته‌بندی فرعی توده‌های هوا را به صورت زیر ضروری می‌سازد.

۱) هوایی سرد نامیده می‌شود که دمای آن از دمای سطحی که بر روی آن قرار دارد سردتر باشد و به اختصار آن را با حرف K نشان می‌دهند.
۲) توده هوایی گرم نامیده می‌شود که دمایش بیشتر از سطح زیرین باشد و آن را با علامت اختصاری W نشان می‌دهند.

با به کار بردن علائم فوق در تقسیمات چهارگانه پیش، تقسیمات هشتگانه زیر به دست می‌آید.

۱) توده هوای سرد حاره‌ای دریایی (KTm) ۲) توده هوای سرد حاره‌ای قاره‌ای (KTc)
۳) توده هوای سرد قطبی دریایی (KPm) ۴) توده هوای سرد قطبی قاره‌ای (KPc)
۵) توده هوای گرم حاره‌ای دریایی (WTm) ۶) توده هوای گرم حاره‌ای قاره‌ای (WTc)
۷) توده هوای گرم قطبی دریایی (WPm) ۸) توده هوای گرم قطبی قاره‌ای (WPc)

بنابراین، KPm توده هوایی است قطبی که در روی اقیانوس تشکیل شده و سردتر از سطحی است که در روی آن حرکت می‌کند. در طبیعت وقتی چنین وضعی رخ می‌دهد که توده هوا از نواحی قطبی به طرف استوا به حرکت درآید.

برعکس ممکن است توده هوا از همان منبع تشکیل، یعنی Pm، بطرف قطب بر روی زمینهای فوق‌العاده سرد به حرکت درآید، در این صورت، واضح است که تودهٔ هوا نسبت به سطحی که بر

روی آن حرکت می‌کند گرمتر است و پیشوند W برای آن به کار می‌رود.

حروف W و K به دمای توده‌های هوا مربوط نمی‌شود، بلکه به تفاوت دمای هوا و سطحی که روی آن حرکت می‌کند مربوط است. بنابراین چنانچه هوای سرد بر روی سطح هموار سردتری حرکت کند به طور نسبی گرمتر است و با حرف W مشخص می‌شود.

اکنون به بررسی برخی از تغییراتی می‌پردازیم که در توده‌های هوا ضمن ترک از مناطق منبع رخ می‌دهد.

۱۶ـ۵ دگرگونی[3] توده‌های هوا

هنگامی که توده هوا بر روی سطحی گرمتر حرکت می‌کند، توده هوای سرد از سطح زیرین گرما کسب می‌کند و ناپایداری حرارتی در لایه‌های زیرین توسعه پیدا می‌کند و بتدریج به ارتفاعات گسترش می‌یابد. اگر در حالت فوق هوا دارای وارونگی دما در سطوح بالاتر باشد، این وارونگی بتدریج از بین می‌رود و کاهش عمیق و یکنواخت دما با ارتفاع در لایه زیرین تروپسفر به وجود می‌آید.

اگر توده هوای سرد بر روی سطح آب به حرکت درآید میزان رطوبت موجود در آن افزایش میابد. جابه‌جایی عمودی باعث انتقال بخار آب به سطوح بالاتر می‌شود تا جایی که تشکیل ابر می‌دهد و بخار آب متراکم می‌گردد. در چنین هوایی ابرهای جوششی توسعه می‌یابند، که ممکن است به کومولوس، کومولوس بزرگ، و سرانجام به کومولونیمبوس تبدیل شود و گاهی رگبار با طوفان رعد و برق به وقوع می‌پیوندد.

چنانچه توده هوای سردی برروی سطح خشکی که دارای رطوبت کمتری است حرکت کند مقدار کمی رطوبت کسب می‌کند. در این حالت، توسعهٔ اعمال جابه‌جایی عمودی به تأخیر می‌افتد؛ تا وقتی که گرما از سطح زیرین به ارتفاعات بالاتر توسعه پیدا کند و، در نتیجه، ناپایداری به ارتفاعات بالاتر منتقل شود.

برعکس، توده هوای گرمی که بر روی سطح سرد حرکت می‌کند گرما را به لایه‌های پایین‌تر انتقال می‌دهد و پایداری آن افزایش می‌یابد. این عمل ممکن است کاملاً از اعمال جابه‌جایی عمودی جلوگیری به عمل آورد و عمل سرد شدن از زیر در اثر قرار گرفتن هوا بر روی سطح سردتر انجام شود. هوای بالای سطح وارونگی دما تقریباً تحت تأثیر واقع نمی‌شود، مگر آنکه این هوا، در اثر تشعشع، کمی سرد شود. و بالاخره، دمای هوای نزدیک سطح زمین ممکن است به کمتر از دمای نقطه شبنم نیز برسد. در این حالت معمولاً مه یا ابر استراتوس تشکیل می‌گردد و دید افقی کم می‌شود و گاهی باران ریزه می‌بارد.

---

3) Modification

به طورکلی، خصوصیات توده‌های هوا به آهستگی تعدیل می‌شود. به عنوان مثال، تودهٔ هوای قطبی وقتی به مناطق حاره‌ای نفوذ می‌کند و در آنجا مستقر می‌شود، بکندی در آن تعدیل حاصل می‌شود تا آنکه سرانجام به توده هوای حاره‌ای تبدیل می‌شود.

۶ـ۱۶ خصوصیات کلی جبهه‌ها

پیدا کردن فصل مشترک یا مرز مشترک بین دو توده هوا به طور دقیق غیرممکن است. امّا یافتن منطقه انتقال، که در آن خصوصیات یک توده هوا بتدریج به خصوصیات توده هوای دیگر تبدیل می‌شود، امکانپذیر است. به همین دلیل، بهتر است به جای جبهه، اصطلاح **منطقهٔ جبهه** را به کار ببریم، هرچند که کلمهٔ جبهه در هواشناسی سینوپتیکی معمول شده است.

با آنکه منطقهٔ جبهه ممکن است چند کیلومتر عرض داشته باشد، در روی نقشه‌های سینوپتیکی به صورت یک خط نمایش داده می‌شود. هر وقت موضوع تغییر طبیعی و تدریجی یک توده هوا به توده هوای دیگر مورد تاکید قرار گیرد، اصطلاح منطقه جبهه به کار می‌رود.

ساده‌ترین تعبیر منطقه جبهه آن است که در این منطقه دو توده مختلف که دارای چگالی متفاوت هستند از هم جدا می‌شوند. در روی نقشه‌های سینوپتیکی تفاوت دما و رطوبت در نزدیکی منطقهٔ جبههٔ کاملاً آشکار است. این تفاوتهای دما در منطقه جبهه بمراتب آشکارتر از تفاوتهای قابل اغماضی است که در یک توده هوا دور از جبهه بین دو نقطه مشاهده می‌گردد.

۷ـ۱۶ دسته‌بندی جبهه‌ها

در قسمت ۶ـ۱۱ کم فشارهای جبهه‌ای مورد بحث قرارگرفت. این کم فشارها که دارای توده هوای قطبی هستند در امتداد جبهه قطبی گسترش می‌یابند. جبهه قطبی، توده‌های هوای حاره‌ای و قطبی را از هم جدا می‌سازند. اکنون این توسعه با جزئیات بیشتر مورد بحث قرار می‌گیرد.

به منظور سهولت، جبههٔ قطبی را، به صورت یک سطح صفحه مانند در نظر می‌گیرند. این سطح عمودی نیست بلکه مقطع آن از سطح زمین به طرف قطب شیب‌دار است.

در بعضی از نواحی در امتداد جبهه قطبی هوای سرد و متراکم قطبی به طرف استوا پیشروی می‌کند و باعث بالا راندن هوای گرم بر روی شیب سطح می‌شود. این قسمت از جبهه قطبی را **جبههٔ سرد** می‌نامند. جبهه سرد بتدریج به طرف استوا نفوذ می‌کند و جایگزین هوای گرم حاره‌ای می‌شود.

در نواحی دیگر جبهه، هوای گرم که دارای چگالی کمتر است به طرف قطب به حرکت درمی‌آید و بر روی سطح شیب دار می‌لغزد. این قسمت از جبهه قطبی را **جبهه گرم** گویند. هوای گرم

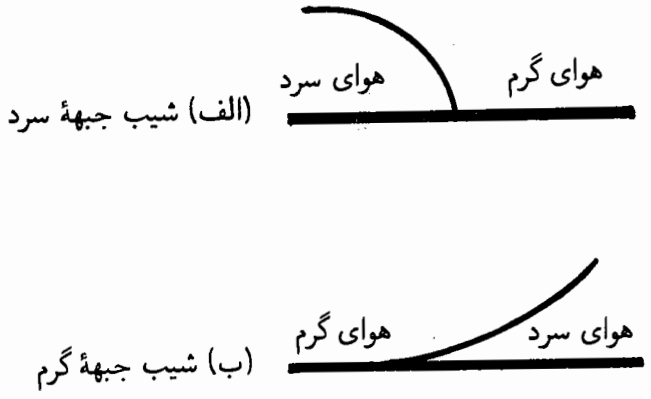
حاره‌ای در این حالت جانشین هوای سرد قطبی می‌گردد. به طور کلی، جبهه سرد دارای شیبی بیشتر از جبهه گرم است. به طور میانگین می‌توان گفت اگر نقطه‌ای در فاصله ۷۵ کیلومتری از خط جبهه سرد در سطح زمین در نظر گرفته شود، منطقه جبهه در یک کیلومتری بالای این نقطه واقع است. به عبارت دیگر، شیب جبهه سرد به طور متوسط یک هفتاد و پنجم است، در حالی که شیب جبهه گرم یک دویست و پنجاهم است.

شکل ۱ـ۱۶ مطالب فوق را توضیح می‌دهد. باید توجه داشت که در این شکل، برای سهولت نمایش، بُعد عمودی چندین برابر بزرگ شده است و اعداد فوق مقادیر متوسط را بیان می‌کند. گاه در طبیعت اتفاق می‌افتد که شیب جبهه گرم بیشتر از شیب جبهه سرد هم می‌شود.

۸ـ۱۶ وضعیت جوی همراه با جبهه‌های ایده‌آل

وضعیت جوی همراه با جبهه‌ها به عوامل متعددی بستگی دارد که یکی از آنها خصوصیات توده‌های هوا و چگونگی برخورد آنها با یکدیگر است. هواشناسان برای بررسی وضعیت جوی، مدلهای ایده‌آل توسعه یافته‌ای از جبهه‌های سرد و گرم را در نظر گرفته‌اند.

اکنون وضعیت جوی همراه با این جبهه‌های ایده‌آل بررسی می‌شود. باید توجه داشت که در عمل ممکن است تغییرات زیادی نسبت به آنچه بیان شده است رخ دهد. به عنوان مثال، اگر هوایی گرم، خشک و پایدار باشد، گسترش ابر در آن محدود خواهد بود و ممکن است بارندگی در این هوا رخ ندهد.



شکل ۱ـ۱۶: ویژگیهای شیب جبهه‌ها

۹ـ۱۶ جبهه گرم ایده‌آل

اگر هوا گرم و مرطوب باشد، نزدیک شدن جبهه گرم با ظهور ابرهای سیروس و سیرواستراتوس، که پیوسته ضخیم می‌شوند، مشخص می‌گردد. چنانچه هوای گرمی که بر روی هوای سرد می‌لغزد، ناپایدار و دارای تربولانس باشد ممکن است ابرهای سیروکومولوس نیز دیده شود. در این حالت آسمان با لکه‌های ابر سفید پوشیده می‌شود.

همان طور که جبهه گرم نزدیکتر می‌شود، هوای گرم به سطح پایین‌تر می‌رسد، و در این حال ابرهای میانی نظیر آلتواستراتوس و آلتوکومولوس گسترش می‌یابد. باران یا برف ممکن است در جلوی جبهه گرم به علّت متراکم شدن زیاد ابرهای آلتواستراتوس به وقوع بپیوندد. گاهی پدیده‌های آبدار قبل از آنکه به سطح زمین برسند تبخیر می‌شوند یا در زیر ابر ریشه‌هایی از بارندگی تولید می‌کنند که آنها را ویرگا می‌گویند.

بارندگی با توسعه ابرهای نیمبواستراتوس شدت می‌یابد. ابرهای پایین در تودهٔ هوای سرد هم دیده می‌شود. تبخیر قطرات باران یا بارانی که ریزش کرده، به علت عمل تربولانس، به توسعهٔ ابرهای پایین کمک می‌کند. شرایط کلی هوای حاضر که با جبههٔ گرم همراهی می‌کند به خصوصیات توده هوای گرم، قبل از صعود، بسیار وابسته است. به علاوه، وضع هوا به صعود ملایم هوا بر روی سطح شیب‌دار جبهه‌ای بستگی دارد. علت بسیاری از بارانهای شدید، وجود فرایند جابه‌جایی عمودی در داخل توده هوای گرم است. در این حالت توده هوا هم ناپایدار است.

۱۰ـ۱۶ جبهه سرد ایده‌آل

جبههٔ سرد اغلب دارای شیب زیاد است. اگر توده هوای سرد جایگزین توده هوای گرم و مرطوب شود، جبهه سرد در تولید ابر و بارندگی شدت عمل بیشتری خواهد داشت. جبهه سرد معمولاً با همراهی ابرهای کومولونیمبوس مشخص می‌شود، اما عواملی نظیر تندبادهای لحظه‌ای، بارانهای شدید، و گاهی طوفان رعد و برق هم با جبههٔ سرد همراهی می‌کنند. زمانی که جبههٔ سرد با هوای گرم و مرطوب و ناپایدار برخورد می‌کند، خط طوفان‌زا و رگبارهای ناگهانی همراه با بادهای شدید که سمت آنها چرخش قابل ملاحظه‌ای کرده است به وجود می‌آید.

شیب زیاد جبهه سرد در یک فاصله کم می‌تواند باندازه جبهه گرم باعث صعود هوا شود، یعنی جبهه سرد در مقایسه با جبههٔ گرم، در منطقه، نوار باریکتری را اشغال می‌کند. بنابراین، منطقهٔ همراه با مه، و بارندگی که با جبهه سرد همراهی می‌کنند باریکتر از منطقه بد جوی در جبهه گرم می‌باشند. به عبارت دیگر، اثرات جبهه سرد، کوتاه مدّت ولی شدید است.

۱۱ـ۱۶ کم فشارهای فوق حارّه‌ای

در نزدیکی جبههٔ قطبی، تمرکز قابل‌ملاحظه‌ای از انرژی پتانسیل ایجاد می‌شود که طبیعت مایل است با تولید مکانیزمی این افزایش انرژی را آزاد کند. این مکانیزم را **کم فشار موجی یا سیکلون موجی**[4] می‌نامند. و از آنجا که این کم فشارها در مناطق خارج از منطقه حاره اتفاق می‌افتند آنها را **کم فشار فوق حاره‌ای**[5] می‌نامند.

کم فشارهای فوق حاره‌ای گاهی بدون جبهه هم توسعه می‌یابند ولی کم فشارهایی که با جبهه همراهی می‌کنند امواج جبهه را نیز با خود می‌برند. در زیر، این کم فشارهای موجی با جزئیات بیشتر بررسی می‌شود.

۱۲ـ۱۶ کم فشار موجی

در جنگ جهانی اوّل، ارتباط نروژی‌ها از نظر هواشناسی با مناطق اطراف، بخصوص مناطق اقیانوسی، قطع شد. به خاطر جبران این کمبود، شبکه متراکمی از ایستگاههای هواشناسی در این کشور تأسیس گردید و تهیهٔ اولین نقشه‌های سینوپتیکی در این منطقه باعث شد که اطلاعات فراوان و دقیقی در مورد کم فشارهای فوق حاره‌ای به دست آید. تعداد زیادی از هواشناسان در انستیتو فیزیک بلژیک و نروژ مسئول اکتشافات اولیه در مورد کم فشارهای فوق حاره‌ای شدند، تا توسعه و حرکت این کم فشارها را که با جبهه قطبی همراهی می‌کنند بررسی نمایند.

از آن زمان تاکنون معلوم شده است که کم فشارها ممکن است در روی جبهه قطبی شکل گیرند و با هم در روی نقشه‌های سینوپتیکی حرکت کنند. بعضی از این امواج کمی تغییر می‌کنند یا آنکه، سرانجام، بدون تغییر از بین می‌روند، که چنین موجی را موج پایدار می‌نامند.

گاه دامنه چنین امواجی تا آنجا افزایش می‌یابد که توده‌های بزرگی از هوای قطبی یا حاره‌ای را با خود از منابع تشکیل به حرکت در می‌آورد. سرانجام توده‌های هوا تعدیل یا با یکدیگر ادغام می‌شوند که چنین موجی را موج ناپایدار می‌نامند. دامنهٔ امواج ناپایدار بتدریج رشد می‌کند تا آنکه مانند امواج اقیانوس می‌شکنند و از بین می‌روند. شکل ۲ـ۱۶ چگونگی تشکیل امواج را در نیمکره شمالی نشان می‌دهد.

شکل (الف) مرحله تشکیل مراکز کم فشار و جبهه را نشان می‌دهد که این جبهه‌ها باعث جدایی توده هوای گرم حاره‌ای و توده هوای سرد قطبی می‌شوند. بتدریج موج گسترش می‌یابد و مرکز کم فشار تشکیل می‌گردد. شکل (ب) مرحلهٔ تکامل و بالاخره شکل (ج) مرحلهٔ بلوغ را نشان می‌دهد.

4) Wave depression or wave cyclone

5) Extra - tropical depression

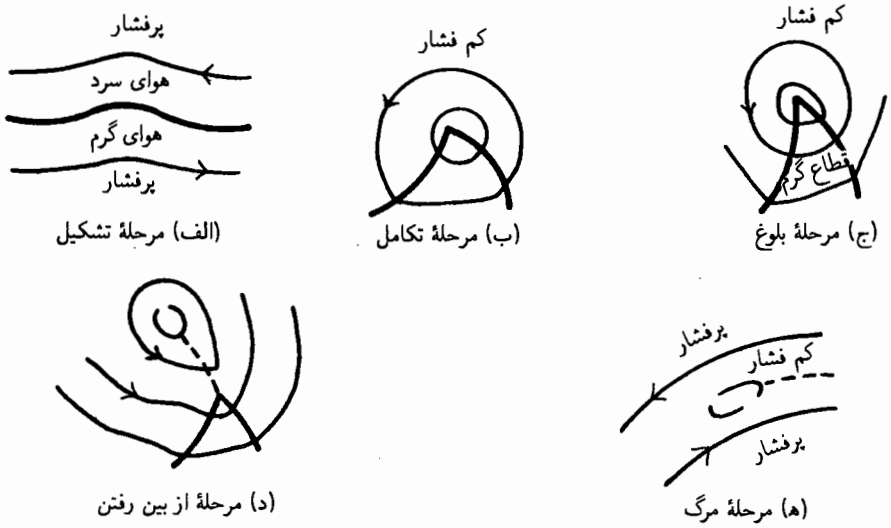
۱۶ـ۱۳ وضعیت جوی همراه با کم فشار موجی فعّال

اکنون به بررسی وضعیت جوی همراه با مرکز کم فشار، زمانی که این مرکز به یک ایستگاه هواشناسی نزدیک می‌شود و در مرحلهٔ (ج) قرار دارد می‌پردازیم. به عبارت دیگر، وضعیت جوی که با نزدیک شدن جبههٔ گرم یا قرارگرفتن در قطاع گرم یا نزدیک شدن جبههٔ سرد در محل ایجاد می‌شود مورد بررسی قرار می‌گیرد.

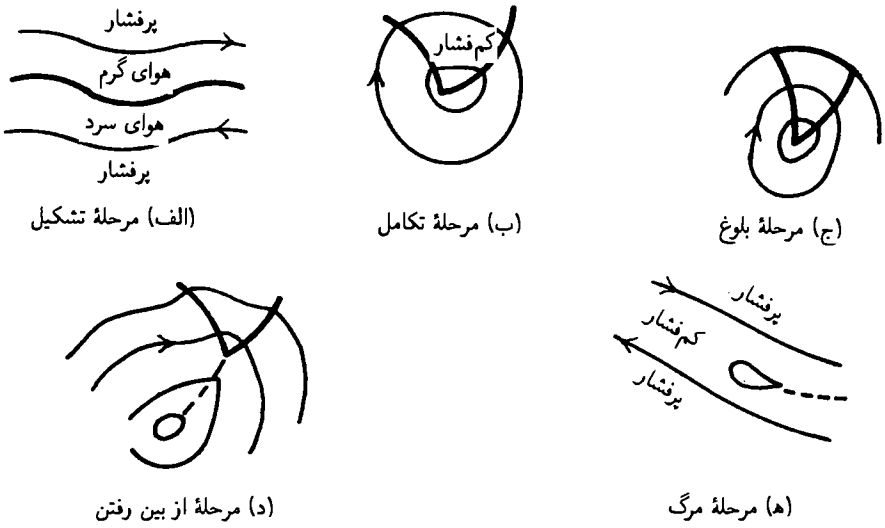
نخست **نزدیک شدن جبههٔ گرم** را در نظر می‌گیریم. به طور تجربی دیده شده که فشار در جلوی جبههٔ گرم مرتباً کاهش می‌یابد و شدت کاهش با نزدیک شدن جبههٔ گرم بیشتر می‌شود. همزمان با کاهش فشار، میزان ابرناکی افزایش می‌یابد و رطوبت هم زیاد می‌شود. تغییرات دما در جلوی جبههٔ گرم نسبتاً کم است و بکندی افزایش می‌یابد.

وقتی که جبههٔ گرم به محل می‌رسد دما به طور محسوس بالا می‌رود و میزان افزایش کاملاً به تفاوت دمای توده‌های هوایی که در طرفین جبههٔ گرم واقع شده‌اند بستگی دارد. با عبور جبههٔ گرم، میزان ابرناکی آسمان کاهش می‌یابد و گاهی آسمان در منطقه قطاع گرم به طور موقتی کاملاً صاف می‌شود.

در منطقه بین دو جبهه، تودهٔ هوای گرم مستقر است و به همین دلیل آن را **قطاع گرم** نام نهاده‌اند. میزان ابرناکی در قطاع گرم به خصوصیات کلی توده هوایی که در آنجا استقرار می‌یابد



شکل ۲ـ۱۶: دورهٔ زندگی یک کم‌فشار موجی در نیمکرهٔ شمالی



(الف) مرحلهٔ تشکیل (ب) مرحلهٔ تکامل (ج) مرحلهٔ بلوغ

(د) مرحلهٔ از بین رفتن (ه) مرحلهٔ مرگ

۳ـ۱۶: دورهٔ زندگی یک کم‌فشار موجی در نیمکرهٔ جنوبی

بستگی دارد. به عبارت دیگر، عوامل مؤثر در ابرناکی آسمان در قطاع گرم عبارتند از دما، میزان رطوبت، و شرایط کاهش دما با ارتفاع. در قطاع گرم دما به طور نسبی زیاد است و فشارسنج فشار نسبتاً ثابتی را نشان می‌دهد یا اینکه نخست مقداری کاهش فشار نشان می‌دهد. کاهش بیشتر فشار در نزدیکی جبهه سرد اتفاق می‌افتد.

با **نزدیک شدن جبهه سردی که شیب قابل ملاحظه‌ای دارد**، بادهای این ناحیه به نسیمی خنک تبدیل می‌شوند و ابرهای جوششی بتدریج بیشتر دیده می‌شوند، بخصوص اگر هوای گرم در قطاع گرم رطوبت کافی داشته و ناپایدار هم باشد. با نزدیک شدن جبههٔ سرد، کف ابرها پایین‌تر می‌آید و بارندگی گسترش می‌یابد.

با عبور جبهه سرد، یک تند باد موقتی[6] قوی همراه با تغییر قابل ملاحظه‌ای در سمت باد به وجود می‌آید. همچنانکه هوای سرد محل را در بر می‌گیرد، فشار به طور واضح و ناگهانی افزایش می‌یابد.

معمولاً با عبور جبههٔ سرد آسمان بسرعت رو به صافی می‌رود. بخصوص اگر شیب جبهه سرد زیاد و هوای سرد پشت این جبهه مرطوب و ناپایدار باشد، گاه در مناطق دریایی و کوهستانی، بعد از عبور جبههٔ سرد رگبارهایی دیده می‌شود.

همهٔ مطالب فوق در مورد جبههٔ ایده‌آل صدق می‌کند، اما باید به خاطر داشت که تمام امواج

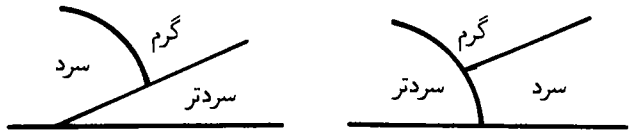
6) Squall

در جو مراحل فوق را طی‌نمی‌کنند. میزان بارندگی که هر مرکز کم فشار همراه با جبهه ایجاد می‌کند به میزان دما، و رطوبت و شرایط کاهش دما با ارتفاع در توده‌های هوا بستگی دارد.

۱۴ـ۱۶ جبهه‌های مختلط

قسمت (د) شکلهای ۲ـ۱۶ و ۳ـ۱۶ چگونگی حرکت سریع جبههٔ سرد را نسبت به جبهه گرم توضیح می‌دهد. به علت بیشتر بودن سرعت حرکت جبهه سرد، اغلب در قسمتی از قطاع گرم، هوای سرد، هوای گرم‌را در برمی‌گیرد. هنگامی که در قسمتی از قطاع گرم، هوای سرد، هوای گرم را دربرمی‌گیرد، اختلاط توده‌های هوا به وجود می‌آید و جبههٔ مختلط ایجاد می‌شود که در شکل (د) به صورت خط‌چین نشان داده شده است. این فرایند را **اختلاط**[7] گویند و جبهه‌ای را که بدین طریق به وجود می‌آید **جبههٔ مختلط** نامند. در ناحیهٔ قطاع گرم، هوا اصولاً از سطح زمین به‌ارتفاعات بالاتر برده می‌شود. از آنجا که توده هوای سرد پشت جبهه سرد، دارای پیشینه‌ای متفاوت از توده هوای سرد **جلوی** جبههٔ گرم است، دو نوع جبههٔ مختلط در طبیعت تشخیص داده می‌شود.

اگر توده هوای پشت جبهه سرد، سردتر از توده هوای سرد جلوی جبهه گرم باشد باعث بالا راندن هوای گرم می‌شود و جبهه سرد در زیر هوای گرم قرار می‌گیرد. در این حالت **جبهه مختلط سرد** به وجود می‌آید که در قسمت (الف) شکل ۴ـ۱۶ نشان داده شده است.



(الف) جبههٔ مختلط سرد (ب) جبههٔ مختلط گرم

شکل ۴ـ۱۶: انواع جبهه‌های مختلط

در قسمت(ب) همان شکل، جبهه مختلط گرم نشان داده شده است. همان‌طور که از روی شکل دیده می‌شود توده هوا در جلوی جبهه گرم سردتر از هوای پشت جبهه سرد است. بنابراین، هوای نسبتاً گرم پشت جبهه سرد بر روی هوای سردتر جلوی جبهه گرم قرار می‌گیرد و به طرف بالا رانده می‌شود.

7) Occlusion

۱۵ـ۱۶ وضعیت جوی همراه با جبهه‌های مختلط

به طوری که ملاحظه شد، در هر دو جبههٔ مختلط، هوای گرم قطاع گرم به بالا رانده می‌شود. ابرها در این قسمت زیاد می‌شوند و ممکن است بارندگی هم تولید کنند، زیرا هوای سرد مرتباً هوای گرم را بالا می‌راند. در بسیاری از حالات تبادل بین توده‌های هوا (توده‌های سرد) باعث تشکیل ابر و بارندگی می‌شود و تغییراتی در سمت و سرعت باد ایجاد می‌کند.

وضعیت جوی همراه با جبهه مختلط کاملاً به ساختار و نحوهٔ عمل آن بستگی دارد. گاهی در جبهه‌های مختلط بعضی از خصوصیات هر دو جبههٔ سرد و گرم دیده می‌شود. حوادثی که در موقع به وجود آمدن جبهه مختلط در طبیعت ایجاد می‌شود از توضیحات مختصر فوق بسیار پیچیده‌تر است.

در اثر ادامه یافتن فرایند اختلاط، قطاع گرم به ارتفاعات بالاتر رانده می‌شود و بتدریج مرکز کم فشار کاملاً توسط هوای سرد در سطوح پایین احاطه می‌گردد. همزمان با تغییرات فوق، توده‌های هوا کاملاً تعدیل یا با یکدیگر مخلوط می‌شوند. به این ترتیب، شدت مرکز فشار کاهش می‌یابد و بالاخره زمانی فرا می‌رسد که کاملاً از بین می‌رود.

در این فصل مدلی از مرکز کم فشار همراه با جبهه در حالت ایده‌آل را مورد بحث قرار دادیم. در عمل، بارندگی و ابرهایی که در موقع نزدیک شدن کم فشار موجی دیده می‌شوند پیچیده‌تر از چیزی است که توضیح داده شد، ولی مدل ارائه شده، فرایندهای جوی را که در مرکز کم فشار همراه با جبهه در ناحیه فوق حاره‌ای رخ می‌دهد، بخوبی نشان می‌دهد. مطالب این فصل با توجه به تجربیات نیم قرن گذشته و تصاویر اقمار مصنوعی در سالهای اخیر تهیه شده است.

هواشناسان تمایل دارند که مدلهای مختلفی از سیستمهای هوا به وجود آورند. یکی از مثبت‌ترین راههای چگونگی به وجود آوردن این مدلها، مطالعه نقشه‌های سینوپتیکی است. و در فصل بعد خصوصیات این نقشه‌ها مورد بحث قرار می‌گیرد.

سؤالات فصل ۱۶

۱) توده هوا چیست؟ شرایط تشکیل منبع توده هوا را شرح دهید و بگویید این شرایط در چه مکانهایی بیشتر وجود دارد؟

۲) تفاوت توده‌های زیر را بیان کنید:

الف) توده هوای دریایی و توده هوای قاره‌ای

ب) توده هوای قطبی و توده هوای حاره‌ای

۳) مقاله کوتاهی در مورد دگرگونی توده‌های هوا بنویسید.

۴) منطقه جبهه را توضیح دهید.

۵) خصوصیات اصطلاحات زیر را بنویسید:

الف) جبهه گرم ایده‌آل
ب) جبهه سرد ایده‌آل
۶) اصطلاحات زیرا به طور خلاصه شرح دهید.
الف) کم فشار فوق حاره‌ای
ب) قطاع گرم
ج) جبهه مختلط

فصل ۱۷

آنالیز نقشه‌های سینوپتیکی

هواشناسان به مطالعه فرایندهای جوی که در مقیاسهای گوناگون رخ می‌دهد علاقه‌مندند. آنها فرایندهایی را که در حجم کوچکی از هوا در اطراف محصول در حال رشد اتفاق می‌افتد مورد مطالعه قرار می‌دهند و در این بررسی شیوه‌های خاصی را در مقیاس کوچک به کار می‌گیرند.

فرایندهایی که در مناطق وسیعتر رخ می‌دهد نیز توسط هواشناسان بررسی می‌شود و، بالاخره، با استفاده از رادار یا دیده‌بانیهای اسفریکس (پدیده‌های الکتریکی جوی)، به مطالعهٔ فرایندهای مقیاس متوسط، نظیر طوفانهای رعد و برق و ترنادوها می‌پردازند.

سایر هواشناسان، کم فشارها و پر فشارها را، که منطقه وسیعی را می‌پوشانند، مورد مطالعه قرار می‌دهند و وضعیتهای جوی را که با این مراکز بر روی قاره‌ها و اقیانوسها کشیده می‌شود مورد بحث قرار می‌دهند. به منظور مطالعه فرایندهایی که در مقیاس سینوپتیکی رخ می‌دهد لازم است اطلاعاتی از هوا در نیمکره تا ارتفاع قابل ملاحظه‌ای از جو در دست باشد. در حقیقت امروزه هواشناسان دریافته‌اند که می‌توان اطلاعات دیده‌بانیهای جوی را از تمام نقاط کره زمین کسب کرد و، بدین منظور، سازمان جهانی هواشناسی بخشی را به این امر اختصاص داده که آن را مراقبت جهانی هوا[1] می‌نامند.

به منظور مطالعه و تفسیر اطلاعات مربوط به هوا در مقیاس سینوپتیکی، دیده‌بانان هواشناسی در قسمتهای مختلف دنیا به طور همزمان دیده‌بانی می‌کنند. این دیده‌بانیها به صورت رمز به مرکز هواشناسی منتقل می‌شود تا اطلاعات مربوط به هر ایستگاه در روی نقشه‌های سینوپتیکی در محل مربوط به آن درج شود.

در این فصل نقشه‌های مهم سینوپتیکی که توسط هواشناسان مورد استفاده قرار می‌گیرد شرح داده می‌شود و خصوصیات عمده‌ای که روی نقشه‌های سینوپتیکی ظاهر می‌شود مورد توجه قرار می‌گیرد.

---

1) World Weather Watch (W.W.W)

۱ـ۱۷ انواع نقشه‌های سینوپتیکی

برای مطالعه هوا در سطح زمین و در سطوح فوقانی نقشه‌های سینوپتیکی متفاوتی مورد استفاده قرار می‌گیرد. دیده‌بانیهای انجام شده در ایستگاههای سطح زمین و جو بالا بر روی نقشه تراز ثابت (ارتفاع ثابت) درج می‌شود. مهمترین نقشه‌ای که روزانه آنالیز می‌شود نقشهٔ سینوپتیکی سطح متوسط دریاست.

برای مطالعه اطلاعات جو بالا بهتر است اطلاعات را نقطه به نقطه در جو به دست آوریم و روی نقشه‌های فشار ثابت درج کنیم. به عنوان مثال، می‌توان تمام اطلاعات مربوط به فشار ۵۰۰ میلی‌بار را روی نقشه‌ای که دارای فشار ثابت ۵۰۰ میلی‌بار است درج کرد. سطوح استاندارد عبارتند از ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰ و ۱۰۰۰ میلی‌بار. از نقشه‌های فوق که روزانه در هواشناسی آنالیز می‌شود، نقشهٔ ۵۰۰ میلی‌بار دارای اهمیت خاص است، زیرا این نقشه کم و بیش مربوط به نیمهٔ تروپسفر است.

بعد از درج اطلاعات جوی بر روی نقشه‌های سینوپتیکی، پیش‌بین هواشناس آن را به طور ترسیمی بررسی می‌کند. بدین ترتیب، **نقشه‌های سینوپتیکی بررسی شده** به دست می‌آید. در روی این نقشه‌ها سیستمهای مختلف با خصوصیات متفاوت ظاهر می‌شوند.

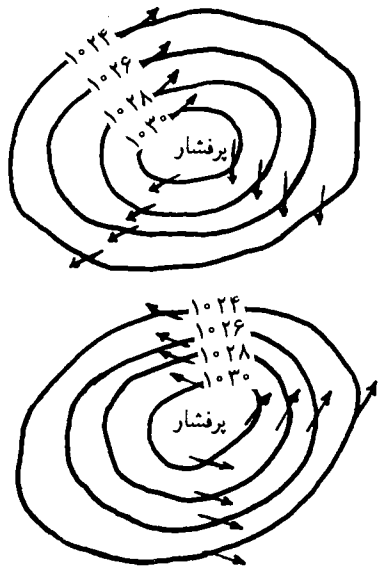
۲ـ۱۷ نقشه سینوپتیکی سطح متوسط دریا

نخستین نقشه سینوپتیکی، توزیع فشار جوی را در سطح متوسط دریا نشان می‌دهد. در قسمت ۹ـ۵ چگونگی تبدیل فشار ایستگاه به فشار سطح متوسط دریا بیان شد. چنانچه فشار تبدیل شده به سطح دریا (QFF) در منطقهٔ وسیعی برای تمام ایستگاهها به دست آید می‌توان این فشارها را در روی **نقشه سطح متوسط دریا** درج کرد.

نقاطی که دارای فشار یکسان باشند توسط خطی در روی نقشه به یکدیگر متصل می‌شوند که این خط را **همفشار** (ایزوبار) نامند. معمولاً خطوط همفشار با اختلاف ۲ میلی‌بار ترسیم می‌شود. بعد از آنالیز نقشه سطح متوسط دریا الگوهای مختلف فشاری در روی آن دیده می‌شود.

گذشته از فشار تبدیل شده به سطح دریا، همهٔ عوامل دیده‌بانی شدهٔ جوی نیز در روی نقشه‌های سطح متوسط دریا درج می‌شود. این عوامل عبارتند از دما، باد سطح زمین، پدیده موجود، نوع ابرها، و غیره که این اطلاعات به هواشناس کمک می‌کند تا توسعه وضعیت جوی و موقعیت جبهه‌ها را تعیین کند.

یک نقشه سینوپتیکی سطح متوسط دریا، علاوه بر نشان دادن توزیع فشار، سیستمهای جوی را نیز نشان می‌دهد که در زیر به شرح هر یک از آنها می‌پردازیم.



(الف) نیمکرهٔ شمالی

(ب) نیمکرهٔ جنوبی

شکل ۱ـ۱۷: الگوی پرفشار (واچرخند)

۳ـ۱۷ الگوهای فشار در سطح متوسط دریا

بعضی از الگوهای فشار بسیار پیچیده‌اند، ولی همهٔ آنها ترکیبی از سیستمهای اساسی ساده‌تری هستند که اغلب در روی نقشه‌های سینوپتیکی سطح متوسط دریا دیده می‌شود. برای سادگی معمولاً سیستمهای فشار را به صورت متقارن در روی نقشه‌ها نشان می‌دهند.

هر سیستم فشار دارای وضعیت خاص جوی است. الگوهای فشار به هواشناس کمک می‌کند تا سیستمهای جوی را تشخیص دهد. البته اطلاعات جنبی که باعث تشخیص سیستم می‌گردد در اختیار او قرار می‌گیرد.

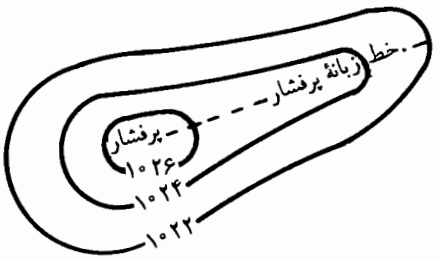
۴ـ۱۷ پر فشارها و زبانه آنها

منطقه‌ای که فشار نسبتاً زیادی داشته باشد، منطقهٔ **پر فشار (آنتی سیکلون)** نامیده می‌شود. حداکثر فشار در مرکز پر فشار دیده می‌شود که با یک یا چند خط همفشار بسته محدود است. هوای خوب و بادهای ضعیف اغلب نزدیک مرکز پر فشار دیده می‌شوند.

در نیمکره شمالی گردش هوا حول مرکز پر فشار در جهت حرکت عقربه‌های ساعت انجام می‌شود ولی در نیمکرهٔ جنوبی، برعکس، این گردش مخالف جهت حرکت عقربه‌های ساعت

است. در نزدیکی سطح زمین نیروی اصطکاک مانع می‌شود تا باد به موازات خطوط همفشار بوزد و، در نتیجه، در حول مرکز پر فشار باد واقعی، خطوط همفشار را به طرف خارج مرکز قطع می‌کند.

زبانهٔ پر فشار (پشته) به منطقه‌ای گفته می‌شود که به صورت زبانه از مرکز پر فشار به سمت خارج کشیده شود. خطی که از نقاط حداکثر انحنای خطوط همفشار در منطقه مزبور می‌گذرد، به خط زبانه پر فشار (خط ریج) موسوم است. مقدار فشار در روی خط زبانه نسبت به نقاط مجاور آن بیشتر است. شکل ۲ـ۱۷ این الگو را نشان می‌دهد.



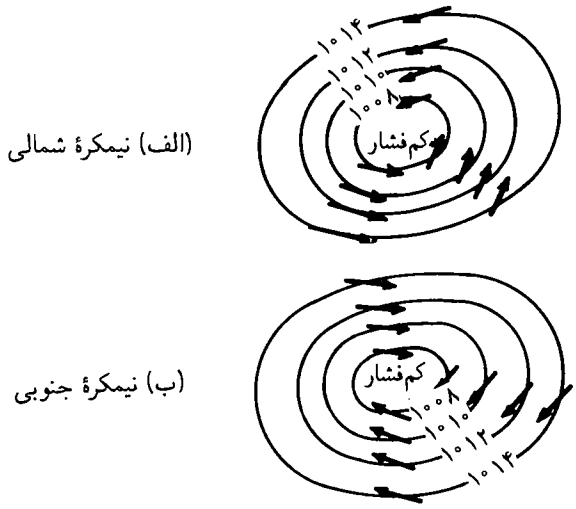
شکل ۲ـ۱۷: الگوی زبانهٔ پرفشار

۵ـ۱۷ کم فشارها و زبانهٔ آنها

منطقه‌ای که فشار آن نسبت به اطراف کم است، **کم فشار** (دیپرشن) نامیده می‌شود. حداقل فشار در مراکز کم فشار دیده می‌شود و این مرکز با یک یا چند خط همفشار بسته مشخص می‌شود.

این سیستم را گاهی سیکلون (چرخند) هم می‌نامند. در مکالمات روزمره، نام سیکلون، به غلط، برای نوعی طوفان که اغلب با باد شدید همراهی می‌کند به کار می‌رود. گرچه همراه با کم فشار هم اغلب باد شدید وجود دارد، ولی این موضوع کلّیت ندارد.

در نیمکرهٔ شمالی گردش هوا حول مرکز کم فشار مخالف جهت حرکت عقربه‌های ساعت است و، برعکس، در نیمکرهٔ جنوبی، هوا موافق جهت عقربه‌های ساعت حرکت می‌کند. در نزدیکی سطح زمین نیروی اصطکاک مانع وزش باد به موازات خطوط همفشار می‌شود و، در نتیجه، بادها خطوط همفشار را به سمت داخل مرکز کم‌فشار قطع می‌کنند. شکل ۳ـ۱۷ اثر فوق را در هر نیمکره نشان می‌دهد. باید به خاطر داشت که جهت نیروی گرادیان همیشه از طرف مرکز پر فشار به طرف مرکز کم فشار است.



شکل ۳ـ۱۷: الگوی کم‌فشار (چرخندا)

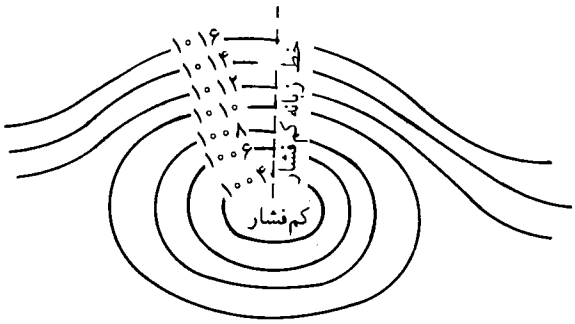
زبانهٔ کم فشار توسط خطوط همفشار که به سمت خارج از مرکز کم فشار گسترش می‌یابد، مشخص می‌شود. این زبانه را تراف[2] مـی‌نامند، و خطی که نقاط کمترین فشار را در این زبانه به هم مربوط می‌کند **خط تراف** نامیده می‌شود. نقاط واقع در روی خط تراف نسبت به نقاط مجاور طرفین آن، فشار کمتری دارند. شکل ۴ـ۱۷ یک خط تراف را نشان می‌دهد.

همگرایی در سطوح پایین معمولاً با صعود هوا در مرکز کم فشار یا زبانهٔ کم فشار همراه است. اگر چنین هوایی مرطوب و ناپایدار باشد آسمان ابری می‌شود و ممکن است بارندگی به وقوع بپیوندد.

۶ـ۱۷ سایر الگوهای فشاری در سطح متوسط دریا

کُل[3] منطقه‌ای است که بین دو مرکز پر فشار و دو مرکز کم فشار واقع می‌شود. مرکز کُل محل تقاطع خطوط تراف و ریج است. جهت گرادیان فشار بر روی خط ریج یا ترافی که از کُل می‌گذرد تغییر می‌یابد و معکوس می‌شود. در نزدیکی مرکز کُل، گرادیان فشار خیلی ضعیف است و، در نتیجه در این ناحیه بادهای بسیار ضعیف با جهاتی متغیر می‌وزد. شکل ۵ـ۱۷ الگوی فشاری همراه با کُل

2) Trough 3) Col

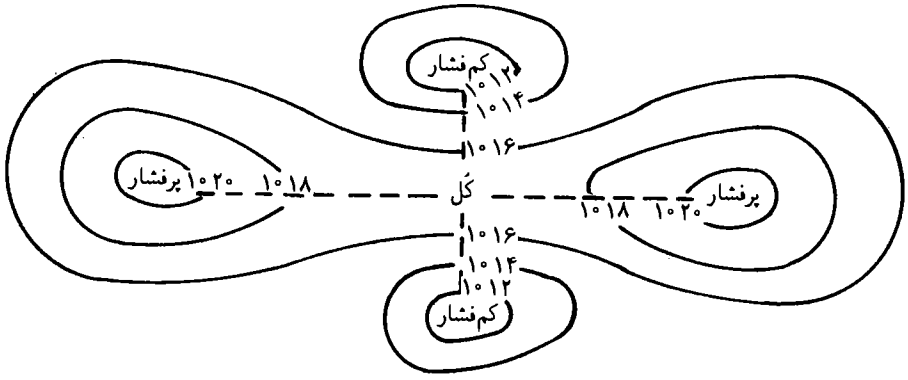


شکل ۴ـ۱۷: الگوی زبانهٔ کم فشار

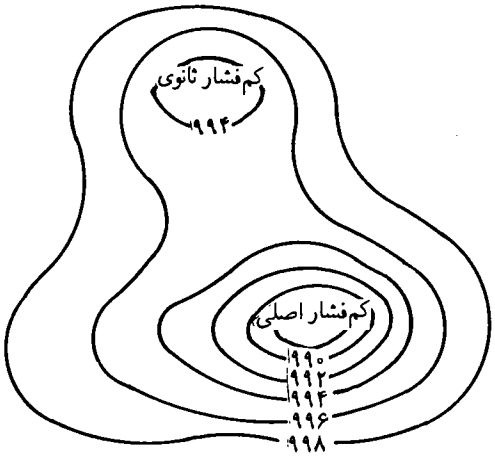
را نشان می‌دهـد.

الگوی پیچیده دیگری که گاه در روی نقشه‌های سینوپتیکی دیده می‌شود، به وجود آمدن یک **کم فشار ثانوی** نزدیک کم فشار اولیه است. کم فشار ثانویه بتدریج تقویت و دارای گردش عمومی مشابه به کم فشار اولیه می‌شود و بعد از مدّتی این کم فشار ثانوی به نوبهٔ خود کم فشار اولیه جدیدی تشکیل می‌دهد. شکل ۶ـ۱۷ بستگی بین دو کم فشار را نشان می‌دهد.

الگوی دیگری که در روی نقشه‌های سینوپتیکی دیده می‌شود آن است که خطوط همفشار



شکل ۵ـ۱۷: الگوی کُل



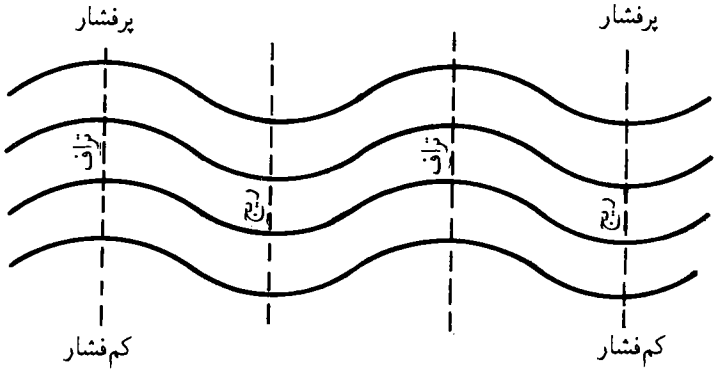
شکل ۶ـ۱۷: الگوی کم‌فشار اصلی و ثانوی

گاهی به صورت امواج منظم یک دسته تراف و ریج ایجاد می‌کنند که آن را **الگوی موجی** می‌نامند. این دسته امواج اغلب مسافت زیادی را می‌پوشاند و تقریباً در امتداد دوایر مدازات گسترده می‌شود. این امواج گاه به طرف شرق یا غرب حرکت می‌کنند که در این صورت آنها را **موجهای غربی** یا **موجهای شرقی** می‌نامند. شکل ۷ـ۱۷ یک دسته امواج را در روی نقشه فشاری نشان می‌دهد.

۷ـ۱۷ سیستمهای جبهه‌ای سطح متوسط دریا

ناحیه‌ای که دو توده هوا با چگالی مختلف را از هم جدا می‌سازد منطقه جبهه یا به طور مختصر جبهه خوانده می‌شود. اگر جبهه کاملاً مشخص و واضح باشد، سطح شیبدار جبهه‌ای سطح زمین را در نواری قطع می‌کند که ممکن است چند کیلومتر عرض داشته باشد، و اگر جبهه کاملاً مشخص و واضح نباشد ممکن است عرض ناحیه تقاطع به ۱۰۰ کیلومتر هم برسد. با توجه به مقیاسی که برای نقشه‌های سینوپتیکی سطح متوسط دریا به کار می‌رود جبهه معمولاً با یک خط نمایش داده می‌شود.

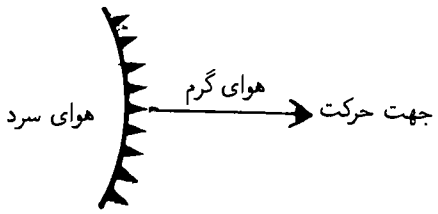
دما یکی از مهمترین عواملی است که بر چگالی هوا تأثیر می‌گذارد. توده‌های هوایی که با جبهه از هم جدا می‌شوند دماهای مختلفی دارند. اغلب تفاوت در میزان رطوبت، پایداری، تشکیل



شکل ۷ـ۱۷: الگوی خطوط همفشار موجی

ابر، و بارندگی به جبهه مربوط است.

خط ترافع کم فشار ساکن که معمولاً در یک توده هوا واقع می‌شود با جبهه همراه نیست، در حالی که خط ترافعی که با **جبهه متحرک**[4] همراهی می‌کند با جبهه همراه است. در این حالت دو توده هوای مختلف منطقه را در برمی‌گیرد.

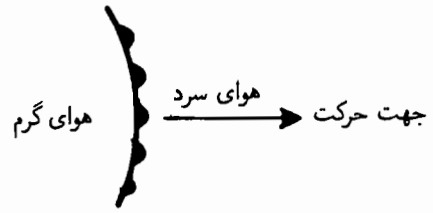


شکل ۸ـ۱۷: نمایش جبههٔ سرد در روی نقشهٔ سینوپتیکی سطح متوسط دریا

جبهه‌ای را که به سوی هوای گرمتر در حرکت باشد (یعنی هوای سرد جانشین هوای گرم شود) **جبههٔ سرد** می‌نامند و در روی نقشه‌های سینوپتیکی جبهه سرد با خطی که جهت حرکت آن با مثلثهای پر مشخص می‌شود نشان داده می‌شود.

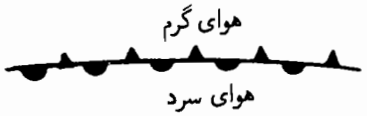
جبههٔ گرم به طرف هوای سردتر حرکت می‌کند (هوای گرم جایگزین هوای سرد می‌شود). جهت حرکت جبههٔ گرم در روی نقشه‌های سینوپتیکی با نیمدایره‌های پرمشخص می‌شود.

4) Moving Front



شکل ۹ـ۱۷: نمایش جبههٔ گرم در روی نقشهٔ سینوپتیکی سطح متوسط دریا

اگر جبهه‌ای در حرکت نباشد آن را **جبههٔ ساکن**[5] می‌نامند. در جبههٔ ساکن، جریان باد به موازات جبهه است، ترافی وجود ندارد، و جبهه ساکن موازی خطوط همفشار است. در شکل ۱۰ـ۱۷ مثلثهای پُر، جهت حرکت تودهٔ سرد و نیمدایره‌های پُر، جهت حرکت تودهٔ گرم را نشان می‌دهد.

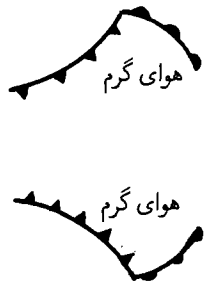


شکل ۱۰ـ۱۷: نمایش جبههٔ ساکن روی نقشهٔ سینوپتیکی سطح متوسط دریا

در عمل، می‌توان گفت که جبههٔ فوق کاملاً ساکن نبوده و کمی حرکت خواهد داشت و به همین علت آن را **جبهه شبه ساکن** می‌نامند.

در قسمت ۱۲ـ۱۶ گفته شد که موج جبهه‌ای گاهی توسعه می‌یابد و سرانجام به نوعی کم فشار فوق حاره‌ای که آن را سیکلون موجی می‌نامند تبدیل می‌شود. شکل ۱۱ـ۱۷ موج جبهه‌ای را در روی نقشه سینوپتیکی نشان می‌دهد.

5) Stationary front



(الف) نیمکره شمالی

(ب) نیمکره جنوبی

شکل ۱۱ـ۱۷: نمایش موج جبهه‌ای روی نقشه سینوپتیکی سطح متوسط دریا

در حالت عادی، توسعهٔ موج جبهه‌ای طوری است که جبههٔ سرد، به علت سرعت بیشتر، جبههٔ گرم را در بر می‌گیرد و در این حالت **جبهه مختلط** به وجود می‌آید و هوای گرم به ارتفاعات بالاتر رانده می‌شود. جبههٔ مختلط به صورتهای زیر نمایش داده می‌شود.

(الف) نیمکرهٔ شمالی

(ب) نیمکرهٔ جنوبی

شکل ۱۲ـ۱۷: موج جبهه‌ای مختلط

۸ـ۱۷ نقشه‌های سینوپتیکی فشار ثابت

ایستگاههای جو بالا (رادیوسوند) دما و رطوبت را برای سطوح فشار ثابت در جو فوقانی اندازه‌گیری می‌کنند. بنابراین، بسادگی می‌توان نقشه‌های فشار ثابت را برای سطوح استاندارد ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰۰، و ۱۰۰۰ میلی‌بار ترسیم کرد.

برای بررسی این نقشه، نقاطی را که تقریباً دارای ارتفاع یکسان از سطح متوسط دریا هستند به یکدیگر وصل می‌کنند و خطوط به دست آمده را **کنتور**[6] می‌نامند. در روی این نقشه‌های مختلف کنتوری الگوهای مشابه پر فشار، کم فشار، موج، تراف، ریج، و غیره ظاهر می‌شود.

۹ـ۱۷ آنالیز خطوط جریان

برای بررسی هر نقشهٔ سینوپتیکی، باد افقی نقش اصلی را بر عهده دارد. بررسی باد در نواحی فوق حاره نشان می‌دهد که تعادل تقریبی بین نیروی گرادیان فشار و نیروی کوریولیس موجود است.

گردش عمومی هوا در بالای لایهٔ اصطکاک (تقریباً بالاتر از یک کیلومتر از سطح زمین) را می‌توان از روی نقشه‌های سینوپتیکی سطح متوسط دریا تشخیص داد؛ یعنی الگوهای خطوط همفشار می‌تواند جهت باد را مشخص کند. بادهای سطوح بالا در خارج از منطقه حاره به طور مشابه از روی خطوط کنتور نقشه‌های فشار ثابت مشخص می‌شود. مقیاس باد ژئوستروفیک را می‌توان برای اندازه‌گیری سرعت باد در نواحی که ایزوبارها و کنتورها کم و بیش به صورت خط مستقیم است به کار برد.

در عرضهای پایین، نیروی کوریولیس نسبتاً کوچک است. بنابراین، باد ایزوبارها یا کنتورها را قطع می‌کند و، به همین دلیل، مقیاس باد ژئوستروفیک نمی‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. در عرضهای پایین‌تر از ۲۰° درجه، نقشهٔ سطح متوسط دریا و نقشه‌های کنتوری ارزش خود را از نظر بررسی باد از دست می‌دهند. برای جبران این ضعف، آنالیز خطوط جریان اغلب در مناطق حاره برای نقشه‌های سطح زمین انجام می‌شود. تکنیک فوق را می‌توان برای سطوح بالا نیز به کار گرفت.

خطوط جریان در روی نقشه سینوپتیکی چنان ترسیم می‌شوند که نمایش دهندهٔ جهت باد در یک لحظه بخصوص باشند. بدین منظور باید خطوط را به نحوی ترسیم کرد که جهت باد واقعی در ایستگاههای مختلف، در تمام طول مسیر، مماس بر خطوط جریان باشند. چنین خطی به صورت زیر نشان داده می‌شود.

شکل ۱۳ـ۱۷: نمایش جهت باد در لحظه‌ای معین به کمک خط جریان

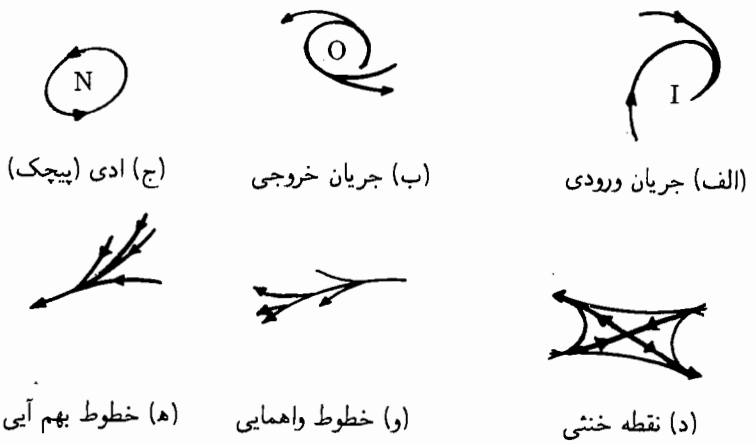
6) Contour

فاصلهٔ بین خطوط جریان، برعکس فاصله بین خطوط همفشار و کنتور، مطلبی را در مورد سرعت باد بیان نمی‌کند. به عبارت دیگر، فاصله بین خطوط جریان بیانگر سرعت باد نیست، بلکه خطوط جریان فقط جهت باد را نشان می‌دهد.

۱۰ـ۱۷ الگوهای خطوط جریان

الگوهای زیادی از خطوط جریان و خصوصیات آنها در روی نقشه‌های سینوپتیکی خطوط جریان مشاهده می‌شود. بعضی از الگوهای مهّم در شکل ۱۴ـ۱۷ نشان داده شده است. شکلهای (الف) و (ب)، یعنی جریان ورودی[7] و جریان خروجی[8] ، درست مشابه مرکز کم فشار و مرکز پر فشار در روی نقشه‌های سینوپتیکی سطح متوسط دریاست، و شکل (د) که نقطهٔ خنثی را نشان می‌دهد، درست مشابه مرکز کُل است.

نقطه مجرد (منفرد) به نقطه‌ای گفته می‌شود که باد از تمام جهات در یک زمان به سوی آن می‌آید و در واقع سرعت باد در نقطه منفرد برابر صفر است (یعنی در آن نقطه هوا آرام است). نقاط منفرد در مرکز شکل (الف) با حرف I، در مرکز شکل (ب) با حرف O، و در مرکز شکل (ج) با حرف N نشان داده شده است. نقطه خنثی در مرکز شکل (د) را نیز می‌توان نقطهٔ منفرد دانست.



(الف) جریان ورودی (ب) جریان خروجی (ج) ادی (پیچک)

(د) نقطه خنثی (و) خطوط واهمایی (ه) خطوط بهم آیی

شکل ۱۴ـ۱۷: الگوهای مختلف خطوط جریان

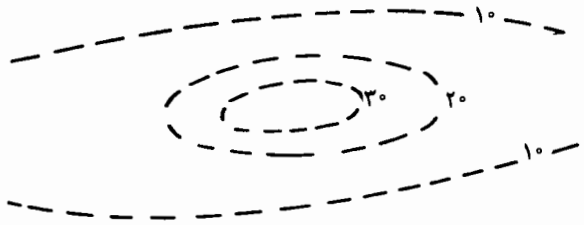
7) Indraft 8) Outdraft

۱۱ـ۱۷ آنالیز خطوط هم سرعت

خط جریان که قبلاً مورد بحث قرار گرفت اطلاعی از سرعت باد در نقاط مختلف به دست نمی‌دهد. به همین دلیل، برای ترسیم میدان سرعت باد، از روش دیگری استفاده می‌شود که آن را آنالیز خطوط هم سرعت (آیزوتخ)[9] گویند.

نقشه‌ای که روی آن آیزوتخ بررسی شده باشد بدین معناست که نقاط هم سرعت در آن به هم وصل شده‌اند. هر یک از خطوط را یک آیزوتخ می‌نامند (این لغت یونانی و به معنی هم سرعت است). سرعت باد در روی نقشه‌ها معمولاً برحسب گره درج می‌شود و سپس آیزوتخ‌ها رسم می‌شوند.

معمولاً خطوط آیزوتخ را با خط چین نمایش می‌دهند. شکل ۱۵ـ۱۷ نقشهٔ آیزوتخی را که در روی آن خطوط هم سرعت ۱۰، ۲۰، و ۳۰ گره ترسیم شده است نشان می‌دهد.



شکل ۱۵ـ۱۷: خطوط هم‌سرعت (نات)

گاهی آنالیز خطوط هم سرعت در روی نقشه‌های جداگانه انجام می‌شود ولی بیشتر هواشناسان خطوط جریان و هم سرعت را در روی یک نقشه بررسی می‌کنند. چنین نقشه‌ای را نقشهٔ خطوط جریان و هم‌سرعت گویند.

در این فصل نقشهٔ سینوپتیکی نوع معمولی مورد بحث قرارگرفت. این نقشه‌ها به طور معمول برای پیش‌بینی هوا به کار می‌روند. برای پیش‌بینی وضعیت جوی، بررسیهای دیگری نیز باید انجام شود. با وجود این، مطالعهٔ نقشه‌های سینوپتیکی اطلاعات زیادی به دست می‌دهد. در فصل بعد خصوصیات جوی همراه با الگوهای مختلف سینوپتیکی مورد بحث قرار می‌گیرد.

9) Isotach

سؤالات فصل ۱۷

۱) تفاوت بین نقشه ارتفاع ثابت و نقشه فشار ثابت چیست و چگونه نقشه سینوپتیکی سطح متوسط دریا را توصیف می‌کنید؟

۲) به کمک دیاگرام (شکل) جریانهای هوا را برای سیستم پر فشار و کم فشار در نیمکره شمالی نشان دهید و اختلاف آنها را در نیمکره جنوبی بنویسید.

۳) به کمک شکل، اصطلاحات زیر را شرح دهید:

الف) خطوط همفشار

ب) زبانه پر فشار

ج) زبانه کم فشار

د) کُل

ه) امواج غربی

۴) شکلهائی بکشید که در آنها جبهه‌های زیر در روی نقشه سینوپتیکی نشان داده شود:

الف) جبهه سرد

ب) جبهه شبه ساکن

در حالاتی که جبهه دارای حرکت است جهت آن را با پیکان نشان دهید.

۵) چرا معمولاً برای مناطق حاره خطوط جریان بررسی می‌شوند؟ شکلهایی بکشید که گردش باد را در حالات زیر مشخص کند:

الف) در یک جریان ورودی

ب) خط به هم آیی

۶) به کمک شکل توضیح دهید که آیزوتخ چیست؟

فصل ۱۸

وضعیت جوی همراه با سیستمهای سینوپتیکی

سیستمهای سینوپتیکی حاوی سیستمهای فشار، جبهه‌ها، و سایر الگوهایی است که روی نقشه‌های سینوپتیکی نمایش داده می‌شوند. وضعیت جوی همراه با این سیستمها ، در اثر حرکت عمودی هوا ایجاد می‌شود که خود این حرکت در اثر عوامل مختلفی چون جبهه‌ها، کوهستانها همگرایی، و غیره به وجود می‌آید و در جریان وسیعی از هوا، همان‌طورکه روی سطح زمین حرکت می‌کند، توسعه می‌یابد.

نقشهٔ سینوپتیکی تصویری کلی از لحظه‌ای خاص به دست می‌دهد. در نواحی فوق حاره نقشه‌های فشار جهت و سرعت باد را توسط همفشارها و فاصلهٔ آنها نشان می‌دهند. نقشه‌های خطوط جریان و خطوط هم سرعت ، اطلاعات مشابهی فراهم می‌کنند: جهت باد توسط خطوط جریان و سرعت باد توسط خطوط هم سرعت مشخص می‌شود.

۱ـ۱۸ گردش عمومی جو نزدیک سطح زمین

برای تعیین گردش عمومی جو در نزدیک سطح زمین در نواحی فوق حاره، از نقشه‌های همفشار سطح متوسط دریا استفاده می‌شود. نیروی اصطکاک سبب می‌شود که جهت باد خطوط همفشار را قطع کند. بنابراین، بهتر است این نقشه‌ها را در بالای لایهٔ اصطکاک که در حدود یک کیلومتری از سطح زمین واقع است به کار برد و از روی آنها جهت و سرعت باد را تشخیص داد. اگر بادها، بادگرادیان در نظر گرفته شود، (در سطوح افقی و با سرعت ثابت) می‌توان خطوط همفشار را تقریباً با خطوط جریان یکی دانست.

در عرضهای کمتر از ۲۰° درجه، امکان وقوع باد گرادیان ضعیف می‌شود، زیرا در چنین عرضهایی اثر نیروی کوریولیس کم می‌شود، بنابراین، در عرضهای پایین‌تر از ۲۰° درجه، خطوط همفشار و خطوط جریان با هم تفاوت فاحش دارند.

لزومی ندارد که مسیر[1] بسته هوا درست برخط همفشار یا خط جریان منطبق باشد، بلکه در

1) Trajectory

حالت کلّی هر یک آنها منحنی مخصوص به خود را دارد. در حالت خاص، اگر سیستمهای فشار ثابت بماند و بادها هم بادگرادیان باشد، ممکن است مسیر بسته هوا در امتداد خط هم فشار باشد؛ اگر چه حالت فوق بندرت اتفاق می‌افتد.

الگوهای خطوط جریان و خطوط همفشار بتدریج با زمان تغییر می‌کند و، در نتیجه، سیستمهای سینوپتیکی از مکانی به مکان دیگر حرکت می‌کنند. گاهی این سیستمها ضمن حرکت تقویت و گاه تضعیف می‌شوند. گاهی هم سیستمهای جدیدی به وجود می‌آیند که در میان سیستمهای قبلی حرکت می‌کنند و ضمن حرکت مراحل مختلف توسعه را نیز می‌پیمایند.

بنابراین، با حرکت سیستمهای جوی، وضعیتهای جوی مختلفی به وجود می‌آید. اکنون خصوصیات کلی وضعیت جوی همراه با تعدادی از سیستمهای سینوپتیکی بررسی می‌شود.

۲ـ۱۸ پر فشارها[2]

این سیستمهای سینوپتیکی در روی نقشه‌های همفشار سطح متوسط دریا به وجود می‌آید. در اثر نیروی اصطکاک، جهت جریان، خطوط همفشار را در نزدیکی سطح زمین به طرف خارج قطع می‌کند و باعث نشست هوا از سطوح بالاتر به سطوح پایین‌تر می‌شود. این عمل در اثر همگرایی سطوح فوقانی است که باعث افزایش فشار در سطح زمین می‌شود. در این حالت، کاهش دمای محیط با ارتفاع کمتر شده و هوا پایدارتر می‌شود وارونگی دما نیز توسعه می‌یابد.

حداکثر پایداری هوا در نزدیکی مرکز پر فشار دیده می‌شود. در این حالت، اگر هوا خشک باشد آسمان صاف، باد ضعیف، و جهت آن متغیر خواهد بود. در این حالت ممکن است شبنم یا شبنم یخی در شب تشکیل شود.

چنانچه هوا مرطوب باشد، در فصل زمستان همراه با پر فشار، به هنگام سحر دمه یا مه تشکیل می‌شود. در هنگام روز ممکن است وارونگی تربولانسی گسترش یابد و در نتیجه ابرهای استراتوکمولوس آسمان را کاملاً بپوشاند. در این حالت، گاه باران ریزهٔ خفیف ایجاد می‌شود.

در شهرها با وجود وارونگی در مرکز یک پر فشار، حرکت عمودی محدود می‌شود و، در نتیجه، غلظت آلودگیهای جوی افزایش می‌یابد. بادهای ضعیف یا شرایط آرام هوا در مرکز پر فشار نیز باعث می‌شود که ذرات مواد آلوده نزدیک منبع باقی بمانند. در شرایطی که آسمان کاملاً پوشیده از ابر باشد و منطقه پوشیده از ذرات مواد آلودهٔ غلیظ باشد، جو شفافیت خود را از دست می‌دهد و بدین جهت چنین پر فشاری را **پرفشار تیره کننده** می‌گویند.

دور از مرکز پر فشار، شرایط فوق با نزدیک شدن به فشارهای کمتر اطراف تغییر می‌یابد بادها قویتر شده و پایداری هوا کاهش می‌یابد. وضعیت جوی منطقه به ماهیّت سطحی که هوا از روی

2) Anticyclones

آن عبور می‌کند بستگی دارد.این اثرات باعث تغییر پایداری و مقدار رطوبت هوا در لایه‌های پایین می‌شود. فرونشستن هوا در قسمتهای فوقانی نیز باعث محدود شدن گسترش ابرها یا از بین رفتن آنها می‌گردد.

۱۸ـ۳ زبانهٔ پر فشار[3]

در زبانهٔ پر فشار، هوا، در اثر فرونشینی، به طور نسبی پایدار است. خصوصیات کلی وضعیت جوی که با مراکز پر فشار همراه است در مورد زبانه پر فشار نیز صادق است.

۱۸ـ۴ کم فشارها

کاهش فشار در ایستگاههای سینوپتیک همیشه با صعود هوا همراه است. این موضوع به واگرایی هوا در سطوح فوقانی مربوط می‌شود و نتیجهٔ آن، نفوذ هوا از اطراف به سوی مرکز کم فشار در نزدیک سطح زمین است.

معمولاً کم فشارهای جبهه‌ای در نتیجهٔ توسعه امواج به وجود آورندهٔ جبهه ایجاد می‌شوند، بدین معنی که نخست موج جبهه ایجاد می‌شود، سپس کم فشار گسترش می‌یابد، و سرانجام تبدیل به کم فشار موجی می‌شود. در مورد توسعهٔ کم فشارها قبلاً توضیح کافی داده شده و در مورد وضعیت جوی مربوط به جبهه‌های سرد و گرم و مختلط نیز در فصل شانزده به طور مفصل بحث شده است. باید به‌خاطر داشت که وضعیت جوی همراه با هر کم فشار، کاملاً به شرایط حاکم در زمان بخصوص وابسته است.

بعضی از کم فشارها از تشکیل جبهه‌ها به وجود نیامده‌اند. به عبارت دیگر، این مراکز با موج جبهه‌ای همراه نیستند. این نوع کم فشارها را کم فشارهای بدون جبهه یا **کم فشارهای غیر جبهه‌ای**[4] می‌نامند. وضعیت جوی موجود در قسمتهای مختلف یک مرکز کم فشار کاملاً به خصوصیات جریانهای مختلف هوا بستگی دارد. پایداری جو نیز، به علت صعود هوا در مراکز کم فشار تحت تأثیر قرار می‌گیرد.

بعضی از کم فشارهای غیر جبهه‌ای در نتیجهٔ گرم شدن زیاد سطح زمین ایجاد می‌شوند و بدین جهت آنها را **کم فشارهای گرمایی**[5] می‌گویند. این نوع کم فشارها اغلب بادی شدید ایجاد می‌کنند و از آنجا که میزان رطوبت آنها کم است ابرهای گسترده و ضخیم تشکیل نمی‌دهند.

نوع دیگری از مراکز کم فشار بدون جبهه اغلب با بارانهایی که منطقهٔ وسیعی را در بر می‌گیرد

3) Ridge 4) Non - Frontal Depressions 5) Heat Lows

همراه است. واگرایی شدید در این گونه مواقع در سطوح فوقانی تروپسفر به وجود می‌آید. این واگرایی باعث کاهش فشار در سطح زمین می‌شود. این نوع مراکز کم فشار که در روی نقشه‌های سینوپتیکی سطح متوسط دریا ظاهر می‌شود همیشه با صعود عمودی هوا که بکندی انجام می‌شود همراه است. این صعود هوا باعث تقلیل پایداری هوا می‌شود و چنانچه هوا مرطوب باشد ابرهای گسترده‌ای در منطقه توسعه می‌یابد که اغلب منجر به بارندگی می‌شود.

در فصل بعد، کم فشارهای حاره‌ای بررسی می‌شود.

۱۸ـ۵ زبانهٔ کم فشار

زبانهٔ کم فشار گاهی با جبهه همراهی می‌کند. وضعیت جوی که با جبهه همراه است در فصل قبل مورد بحث قرار گرفت.

در بیشتر مواقع، زبانهٔ کم فشار با جبهه همراه نیست. زبانهٔ کم فشار بدون جبهه منطقه‌ای را در بر می‌گیرد که فشار آن به طور نسبی کم است. همگرایی در سطوح تحتانی و صعود هوا اغلب باعث توسعه ابرها می‌شود. معمولاً همراه با زبانه کم فشار بدون جبهه، وضعیت بد جوی دیده می‌شود.

۱۸ـ۶ کُل

منطقه کُل همیشه با باد خیلی ضعیف همراه است. خصوصیات جوی در کُل کاملاً به توده هوای موجود در کُل بستگی دارد. تغییرات شبانه روزی تأثیرات زیادی بر منطقه کُل می‌گذارد.

۱۸ـ۷ وضعیت جوی همراه با جریانهای هوا

اگر هوایی نسبت به سطحی که روی آن حرکت می‌کند سردتر باشد، آن را **جریان سرد** می‌نامند. بنابراین، چنین جریانی از هوا از زیر شروع به گرم شدن میکند و پایداری آن کاهش می‌یابد.

ضخامت هوایی که در آن ناپایداری به وجود آمده است، به عواملی نظیر میزان گرم شدن هوا از زیر و پایداری اولیهٔ آن بستگی دارد. از مشخصات جریانهای سرد، به وجود آمدن ابرهای کومولوس است که اغلب توسعه می‌یابند و به کومولونیمبوس تبدیل میشود. معمولاً در جریانهای سرد، بارندگی به صورت رگبار دیده می‌شود.

جریانهای گرم زمانی دیده می‌شود که هوا مدتی روی زمین گرم باقی بماند و سپس به طرف زمینهای سردتر جریان یابد. در این حالت، بر عکس حالت قبل، هوا به سطح زیرین خود گرما

می‌دهد و پایدارتر می‌شود. چنانچه جریانی روی سطح اقیانوس حرکت کند، ممکن است لایه‌های تحتانی اشباع شوند و، در نتیجه، مه یا ابرهای کم ارتفاع پوششی نظیر ابر استراتوس تشکیل گردد.

۱۸ـ۸ الگوهای خطوط جریان و هم سرعت

همگرایی در سطوح پایین تروپسفر همراه با واگرایی در سطوح فوقانی آن همیشه با صعود هوا همراهی می‌کند. صعود هوا ممکن است به تشکیل ابر و بارندگی منجر شود.

برعکس، واگرایی در نزدیکی سطح زمین همراه با همگرایی در قسمتهای فوقانی تروپسفر با نزول هوا همراهی می‌کند. نزول هوا باعث افزایش پایداری هوا می‌شود و از گسترش ابرها می‌کاهد.

بنابراین، مشخص کردن نواحی همگرایی و واگرایی در هر سطحی از نظر صعود یا نزول هوا که باعث تغییرات سریع در جو می‌شود، از نظر پیش‌بینی وضع هوا اهمّیت فراوان دارد. معمولاً لازم است که خطوط هم سرعت و خطوط جریان با هم در نظر گرفته شود.

برای تعیین وقوع واگرایی یا همگرایی، هواشناسان روش مخصوصی را به کار می‌برند. گاهی وضعیت جوی به تنهایی هواشناس را به میدان بادها راهنمایی می‌کند. به عنوان مثال، هوای بد یا صعود هوا و تشکیل ابرهای جوششی بدان معنی است که در نزدیکی سطح زمین همگرایی و در سطوح فوقانی واگرایی وجود دارد.

اکنون که انواع آنالیز نقشه‌های سینوپتیکی برای عرضهای پایین مطالعه شد، وضعیت جوی در منطقهٔ حاره را با جزئیات بیشتر مورد بررسی قرار می‌دهیم. در فصل بعد، هواشناسی حاره‌ای مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

سؤالات فصل ۱۸

۱) مطالب زیر را توضیح دهید:

الف) خطوط همفشار و خطوط جریان و تفاوت مشخص آنها در منطقهٔ حاره.

ب) چرا مسیر واقعی بسته هوا همیشه بر روی خطوط جریان یا خطوط همفشار منطبق نیست؟

۲) خصوصیّات کلّی وضعیت جوی همراه با مراکز پر فشار را به طور مختصر شرح دهید.

۳) اصطلاحات زیر را به طور مختصر شرح دهید:

الف) کم فشارهای بدون جبهه

ب) وضعیت جوی همراه با جریانهای هوا

۴) خصوصیّات کلی وضعیت جوی همراه با شرایط سینوپتیکی زیر را توضیح دهید:

الف) کُل

ب) زبانه کم فشار
ج) کم فشارگرمایی
۵) چرا تشخیص نواحی همگرایی و واگرایی اهمیت دارد؟

فصل ۱۹

هواشناسی حاره‌ای

مناطق حاره‌ای از نظر جغرافیایی بین راس‌السرطان (۲۳/۵° درجه شمالی) و راس‌الجدی (۲۳/۵ درجه جنوبی) واقع شده‌اند. در هواشناسی اغلب در نظر گرفتن مرزهایی اینچنین دقیق برای مطالعه فرایندهای جوی غیرممکن است.

در قسمت ۳ـ۹ کتاب علوم زمینی سلول هادلی مورد بحث قرار گرفته است. این سلول در عرضهای پایین هر نیمکره قرار دارد. جریان نزولی هوا در سلول هادلی در سطح زمین تقریباً به عرض ۳۰ درجه می‌رسد.

در بسیاری از موارد لازم است گردش عمومی هوا در هر سلول به طور کامل مورد بررسی قرار گیرد، و به مناطق حاره‌ای جغرافیایی اکتفا نشود. در بسیاری از حالات نمی‌توان وضعیت جوی در عرضهای پایین را به تنهایی مورد مطالعه و بررسی قرار داد. از آنجا که قسمتهای مختلف جو در عرضهای مختلف همیشه بر یکدیگر تأثیر متقابل می‌گذارند، توصیه می‌شود که جو همیشه کلی و یکپارچه در نظر گرفته شود. با اینهمه، در این فصل بیشترین توجه را به پدیده‌های مناطق ویژه‌ای به نام مناطق حاره‌ای معطوف داشته‌ایم که هواشناسی حاره‌ای نامیده می‌شود.

۱ـ۱۹ شعاع عمل هواشناسی حاره‌ای

در طول سال، هر یک از سلولهای هادلی به طرف شمال و جنوب حرکت می‌کنند و این جابه‌جایی به علت حرکت ظاهری خورشید نسبت به زمین است. موقعیت هر یک از سلولها به واسطه تفاوت دما تحت تأثیر واقع می‌شود. این تفاوتها از توزیع نامساوی و نامنظم سطوح خشکی و دریا در هر نیمکره به وجود می‌آید و ، در نتیجه، هر سلول در طول سال موقعیت خود را بر حسب زمان به طریقی متغیر در امتداد نصف‌النهارهای مختلف زمین تغییر می‌دهد.

هوای نزول کننده در هر یک از سلولهای هادلی در مناطق کمربند پر فشار جنب حاره‌ای هر نیمکره به سطح زمین می‌رسد. این مناطق را «عرضهای اسبی» می‌نامند. به این ترتیب، مرکز هر یک از کمربندهای پر فشار نیز به طرف شمال و جنوب در نزدیکی موقعیت متوسط خود در

حدود عرض ۳۰ درجه نوسان می‌کنند. بنابراین، هواشناسی حاره‌ای در مورد منطقه بین مراکز کمربندهای پر فشار جنب حاره‌ای بحث و مطالعه می‌کند. به زبان ساده‌تر، هواشناسی حاره‌ای دربارهٔ منطقه‌ای که تقریباً بین عرضهای ۳۰ درجه شمالی و جنوبی قرار دارد بحث می‌کند.

در قسمت ۳ـ۹ کتاب علوم زمینی‌توضیح داده شد که هوای نزول کرده به سطح زمین در مناطق کمربندهای پر فشار جنب حاره‌ای هر نیمکره به سمت خط استوا به حرکت در می‌آیند و، در نتیجه، بادهای تجارتی در هر نیمکره شکل می‌گیرد. بنابراین، در مطالعه و بررسی هواشناسی حاره‌ای، بادهای تجارتی نیز مورد بحث قرار می‌گیرد.

۲ـ۱۹ کم فشار استوایی

بادهای تجارتی در هر نیمکره، از کمربند پر فشار جنب حاره‌ای به سمت استوا، که دارای فشار نسبی کمتری است، حرکت می‌کنند. این ناحیه را **زبانهٔ کم فشار استوایی** می‌نامند.

مرکز زبانه کم فشار استوایی به طور متوسط در استوای جغرافیایی قرار ندارد، بلکه در حدود ۵ درجه شمالی است. این ناحیه گاهی **استوای هواشناسی** نامیده می‌شود.

۳ـ۱۹ متوسط گردش ایده‌آل هوا در سطح متوسط دریا

جهت حرکت سیستمهای باد و فشار به سمت شمال و جنوب بر طبق حرکت ظاهری خورشید نسبت به زمین است.

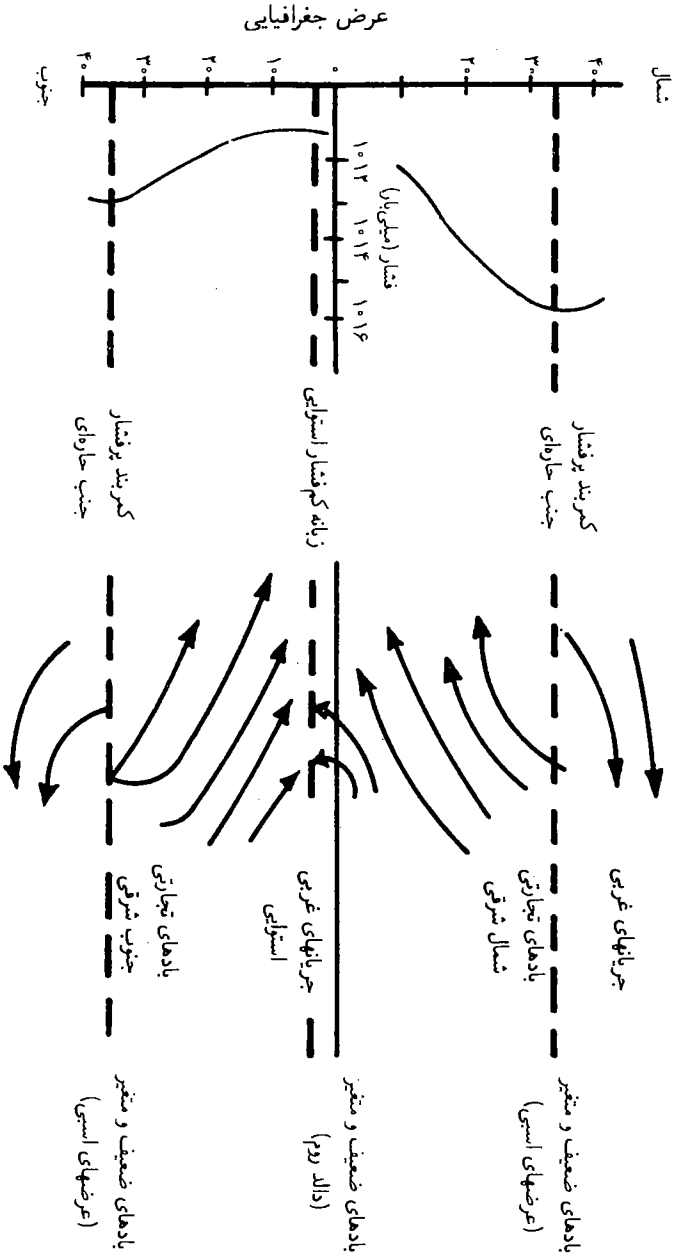
دو حد نهایی در ماههای ژانویه و ژوئیه اتفاق می‌افتاد. شکل ۱ـ۱۹ میانگین توزیع فشار سطح متوسط دریا را در ماه ژانویه، و همچنین میانگین گردش ایده‌آل هوا در سطح متوسط دریا را نمایش می‌دهد. در این وقت از سال ، مرکز زبانهٔ کم فشار استوایی تقریباً در عرض ۵ درجه جنوبی قرار دارد.

شکل ۲ـ۱۹ توزیع فشار و باد را در ماه ژوئیه نشان می‌دهد. در این وقت، خورشید به طرف شمال رفته و زبانهٔ کم فشار استوایی در حدود عرض ۱۲ درجه شمالی استقرار یافته است.

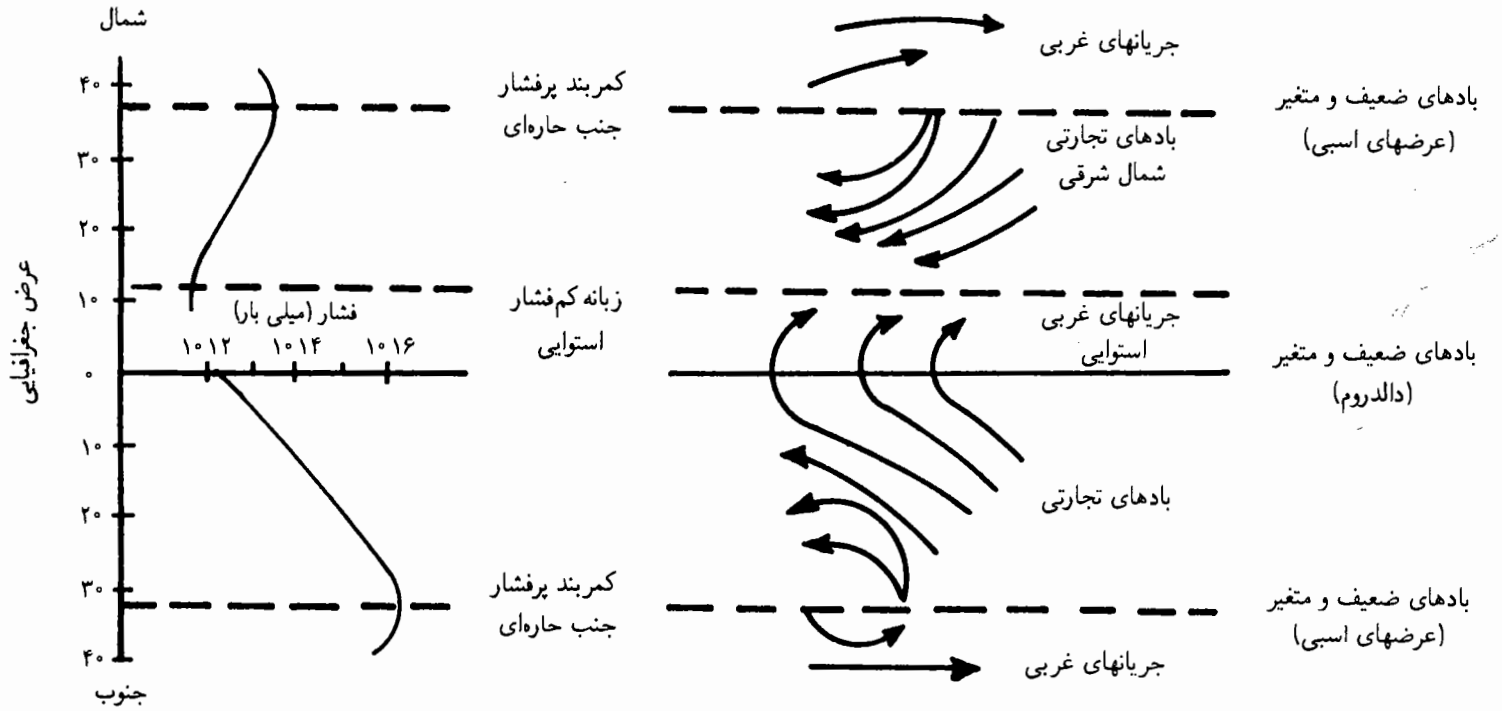
همچنانکه به خط استوا نزدیک می‌شویم، تأثیر نیروی کوریولیس خیلی کم می‌شود. بادها در چنین حالتی بشدّت تحت تأثیر عوامل محلی و اصطکاک قرار می‌گیرد. در نتیجه، بردار باد، ایزوبار را با زاویه بزرگ به طرف مرکز کم فشار قطع می‌کند (منظور از کم فشار همان زبانه کم فشار استوایی است).

بعد از آنکه جریان هوا به نیمکره دیگر وارد می‌شود نیروی کوریولیس با عرض جغرافیایی افزایش می‌یابد، و در این موقع جهت انحراف باد یا کج شدن آن بر عکس نیمکرهٔ اوّل می‌شود.

پس، بادهای تجارتی شرقی در حالی که به طرف مرکز زبانه کم فشار استوایی حرکت می‌کنند.



. . شکل ۱۹.۱: فشار سطح متوسط دریا و خطوط جریان، ماه ژانویه



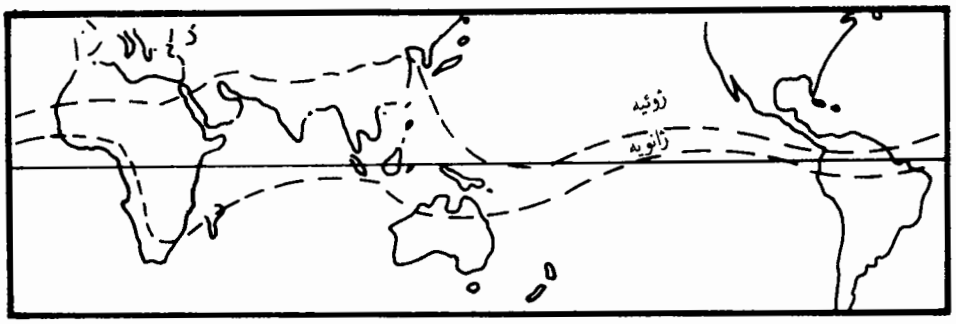
شکل ۲ـ۱۹: فشار سطح متوسط دریا و خطوط جریان، ماه ژوئیه .

بعد از رسیدن به خط استوای جغرافیایی، تمایل دارند. به جریانهای غربی استوایی تبدیل شوند. این اثر در روی شکلهای ۱ـ۱۹ و ۲ـ۱۹ نمایش داده شده است.

در بعضی نواحی ممکن است جریانهای دو طرف زبانه کم فشار استوایی به صورت شرقی باقی بمانند و جریانهای غربی استوایی در این نواحی دیده نشوند.

میانگین جریانهای پیرامون زمین به ترتیب در ماههای ژانویه و ژوئیه مورد بحث قرارگرفت. در عمل، تغییراتی در موقعیت قرارگرفتن زبانه کم فشار استوایی در امتداد نصف‌النهارهای مختلف دیده می‌شود.

شکل ۳ـ۱۹ میانگین موقعیتهای زبانهٔ کم فشار استوایی را در امتداد نصف‌النهارهای مختلف



شکل ۳ـ۱۹: میانگین موقعیت زبانهٔ کم‌فشار استوایی

نشان می‌دهد. موقعیت این زبانه در ماه ژانویه، هنگامی که از شمال استرالیا و جنوب افریقا می‌گذرد بسیار قابل توجه است. مدّتی بعد بتدریج این زبانه کم فشار استوایی به طرف شمال حرکت می‌کند و در ماه ژوئیه، در جنوب شرقی آسیا و شمال افریقا گسترش می‌یابد. جابه‌جایی در این نواحی نسبت به جاهای دیگر کره زمین بیشتر است و علّت آن توسعهٔ کم فشارهای گرمایی است که در این قاره‌ها به وجود می‌آید. در نتیجه، در این مناطق میانگین فشارهای ماهانه در سطح متوسط دریا نسبتاً کم است.

در روی نقشه‌های میانگین فشار ماهانه سطح متوسط دریا و الگوهای ایده‌آل باد، تغییرات شبانه روزی که در مناطق حاره رخ می‌دهد محو می‌شود. با اینهمه، این نقشه‌ها زمینه مفیدی برای مطالعات هواشناسی حاره‌ای است.

۴ـ۱۹ بادهای تجارتی

بیشتر نواحی بین کمربندهای پر فشار جنب حاره‌ای و زبانه کم فشار استوایی توسط بادهای تجارتی اشغال شده است. در نیمکرهٔ شمالی، جریان هوایی که به طرف استوا حرکت می‌کند، توسط نیروی کوریولیس به طرف راست حرکت منحرف می‌شود و **بادهای تجارتی شمال شرقی** را در نیمکره شمالی به وجود می‌آورد. به طور مشابه، در نیمکرهٔ جنوبی، جریانها توسط نیروی کوریولیس به طرف چپ خود منحرف می‌شود. و **بادهای تجارتی جنوب شرقی** را در نیمکرهٔ جنوبی ایجاد می‌کند.

باید توجه داشت که لزوماً باد از جهات یاد شده نمی‌وزد، بلکه باد غالب در ناحیه از جهت شمال شرقی و جنوب شرقی می‌وزد.

غیر از تأثیرات محلی روی باد که به علت تغییرات سطح زمین ایجاد می‌شود، اختلاف اساسی بین نیروی گرادیان فشار و نیروی کوریولیس سبب تغییر جهت و سرعت باد از زمانی به زمان دیگر و از مکانی به مکان دیگر می‌شود.

با آنکه بادهای تجارتی عموماً به خاطر تداوم و ثباتشان مورد توجه قرار می‌گیرند، ولی بر روی اقیانوسها با ابرهای کومولوس همراه هستند که ارتفاع کف آنها در حدود یک کیلومتر و قلّهٔ آنها در حدود دو کیلومتر است.

در نواحی ساحلی که بادهای تجارتی بر روی آن جریان می‌یابد ابرهای کومولوس توسعه عمودی بیشتری پیدا می‌کنند و گاهی منجر به بارش رگبار می‌شوند. این امر بویژه وقتی مشهود است که سرعت باد افزایش می‌یابد، با اینهمه، مناطق پشت دامنه‌های کوهستان ممکن است گاه بدون ابرهای پایین باشد.

محدودیت توسعه ابر و به طورکلی وجود هوای خوب همراه با بادهای تجارتی با **وارونگی باد تجارتی** ارتباط دارد. فرونشینی هوا درکمربند پر فشار جنب حاره باعث ایجاد وارونگی می‌شود. این وارونگی سبب تداوم بخشیدن حرکت به طرف استوا به صورت باد تجارتی می‌شود. وارونگی باد تجارتی به منزله درپوشی برای توسعه ابرها عمل می‌کند. این امر بویژه در نواحی اقیانوسی بخوبی مشهود است.

همان‌طورکه هوا به طرف استوا و غرب در زبانه کم فشار استوایی حرکت می‌کند وارونگی باد تجارتی کم‌کم ضعیف می‌شود و کف آن بالاتر می‌رود. این حالت، با گسترش ناپایداری به ارتفاعات بالاتر، توسعه عمودی ابر افزایش می‌یابد و بارندگی شدیدتر می‌شود و فراوانی آن در نزدیک زبانه کم فشار استوایی نیز بیشتر می‌شود.

۱۹ـ۵ مانسون

سیستمهای اصلی باد توسط اثرات سطح خشکی و دریا تعدیل می‌شود، زیرا ظرفیت حرارتی آب و خاک متفاوت است و سطح خشکی سریعتر از نواحی اقیانوس گرم و سرد می‌شود.

بنابراین، قاره‌ها در تابستان با سرعت بیشتری گرم می‌شوند در زمستان با سرعت رو به سرد شدن می‌روند. بر عکس، دریاها، دما را در سراسر سال به صورت یکنواخت نگاه می‌دارند. اثرات ظرفیت گرمایی متفاوت بین سطح خشکی و دریا در فصل چهاردهم قسمت ۱ـ۱۴ و ۲ـ۱۴ مورد بحث قرار گرفت. هنگامی که دربارهٔ سطح قاره و اقیانوسی وسیع بحث می‌کنیم، گردش هوا در مقیاس بزرگ توسعه می‌یابد.

در تابستان هوا از اقیانوسها به طرف قاره‌های خیلی گرم جریان می‌یابد، و در همان زمان بلافاصله نیروی کوریولیس و نیروی اصطکاک در روی جریان هوا تأثیر می‌گذارند. هوای مرطوب وقتی از طرف دریا به سوی خط ساحل می‌آید، با عبور از زمینهای گرمتر، از زیر گرما می‌گیرد و بیش از پیش ناپایدار می‌شود و، به همین دلیل، توسعه عمودی ابر اتفاق می‌افتد. این گسترش عمودی اغلب به علت وجود رشته‌های کوهستان تشدید می‌شود و رگبارهای خیلی شدید، طوفان رعد و برق، و تندباد موقتی شدید، فراوان در منطقهٔ وسیعی از قاره اتفاق می‌افتد.

در زمستان وضعیت برعکس می‌شود. هوا از خشکی خنکتر به طرف دریای گرمتر جریان می‌یابد، فرونشینی هوا به طور وسیع گسترش می‌یابد، و هوا خشک‌تر می‌شود. بادهای فصلی که از تفاوت دمای خشکی و اقیانوس ناشی می‌شوند باد **مانسون** یا به اختصار **مانسون** نامیده می‌شوند. واژه مانسون ریشه عربی دارد و به معنای فصلی است.

۱۹ـ۶ مناطق مانسون

بادهای مانسون بیشتر در نواحی **جنوبی و شرقی آسیا** توسعه می‌یابند. در زمستان جریان خروجی از پر فشار سیبری به شکل جریان شمال غربی، سواحل اقیانوس آرام را قطع می‌کند و سپس به صورت جریان شمالی یا شمال شرقی به نواحی جنوبی چین، برمه، و هندوستان می‌رسد. این جریان هوا پس از عبور از عرض اقیانوس هند به طرف زبانه کم فشار استوایی، که در این موقع (زمستان) در جنوب خط استوا قرار دارد، می‌رسد.

از ماه مارس که دمای خشکی روبه افزایش می‌رود پر فشار سیبری بتدریج ضعیف می‌شود. با اینهمه، مانسون جنوب غربی تا اوایل ژوئن (خرداد) بر روی هند دیده نمی‌شود. در نواحی غربی اقیانوس آرام جهت مانسون تابستانی به صورت جنوبی یا جنوب شرقی در می‌آید.

بادهای مانسون در سایر قاره‌ها نیز توسعه می‌یابد. در نواحی **شمالی استرالیا**، به هنگام زمستان نیمکره جنوبی که فصل خشک محسوب می‌شود، بادهای تجارتی جنوب شرقی در ناحیه توسعه

می‌یابد. با ضعیف شدن بادهای تجارتی، دما بتدریج افزایش می‌یابد تا آنکه سرانجام کم فشار گرمایی در فصل تابستان به وجود می‌آید.

در اواخر سال که فصل باران است، طوفانهای رعد و برق پراکنده در قسمتهای شمالی این قاره شروع می‌شود. در ماه دسامبر، هنگامی که مانسون شمال غربی به طور مشخص روی نواحی شمال غرب و شمال قاره استرالیا می‌رسد، به مدت چند روز بارانهای شدید در ناحیه تداوم می‌یابد. طوفان رعد و برق، تندبادهای موقتی شدید، و بارندگیهای شدید در ماههای ژانویه و فوریه (دی و بهمن) به حد نهایی خود می‌رسد. در این ماهها، زبانه کم فشار استوایی کاملاً در قسمت شمال قاره استرالیا گسترش یافته است.

در افریقا باد تجارتی بعد از قطع خط استوا بصورت جنوب غربی درمی‌آید و به مقدار زیاد در روی خشکی گسترش می‌یابد و مانسون جنوب غربی را در تابستان نیمکره شمالی به وجود می‌آورد. در تابستان نیمکره جنوبی در سواحل شرقی حاره‌ای افریقا، بادهای شمال شرقی نیمکره شمالی وارد نیمکره جنوبی می‌شوند. این جابه‌جایی تا حدی تحت تأثیر تغییرات فشار در آسیا واقع می‌شود.

در امریکای شمالی، تغییرات مانسون مانند آسیا کامل نیست، هر چند که تغییرات مشخصی دربادهای غالب، بویژه در شمال خلیج مکزیک، به چشم می‌خورد.

۱۹ـ۷ وضعیت جوی حاره‌ها

دما در حاره‌ها از تابستان به زمستان خیلی کمتر از عرضهای جغرافیایی میانی تغییر می‌کند. زیرا خورشید هرگز در وسط روز از سمت‌الرأس دور نیست.

با توجه به نقشهٔ جهان نیز معلوم می‌شود که اکثر مناطق حاره را اقیانوسها در برمی‌گیرند. تغییرات دمای اقیانوسها نسبتاً کم است و اغلب از ۳ درجه سانتیگراد در مناطق حاره تجاوز نمی‌کند. حتی در قاره‌های حاره‌ای، دامنهٔ میانگین ماهانه دما کمتر از ۱۰ درجه سانتیگراد است. بر عکس، این دامنه در نواحی فوق حاره‌ای ۱۵ درجه سانتیگراد یا بیشتر است.

با مراجعه به دیاگرام قسمت ۶ـ۸ کتاب علوم زمینی درمی‌یابیم که در اکثر مناطق حاره‌ای خورشید دو بار در طول سال بالای سر دیده می‌شود. این موضوع اغلب باعث می‌شود که دما در دو دوره بیشتر از متوسط باشد. با اینهمه، در بعضی مواقع ابر و بارندگی دما را برای دوره مشخصی کاهش می‌دهند و باعث نتیجه‌ای معکوس می‌شوند.

به طور کلی، گرادیان افقی دما بین کمربندهای پر فشار جنب حاره‌ای خیلی ضعیف است. در نتیجه، آشکارسازی جبهه‌های کاملاً مشخص، نظیر آنچه در عرضهای میانی رخ می‌دهد غیر ممکن است. جبهه‌هاییکه از عرضهای جغرافیایی بالاتر وارد حاشیهٔ حاره‌ها می‌شوند، به علت آنکه

تضادهای دمایی بین توده‌ها کاهش می‌یابد، بسرعت از بین می‌روند.

بارندگی هر ایستگاه به آشفتگیهای مقیاس متوسط و مقیاس سینوپتیکی، هر دو، وابسته است. در مقیاس سینوپتیکی، کم فشارها و زبانه‌های آنها نقش مهم در بارندگی دارند. اما مقدار زیادی از ریزشهای جوی نیز به صورت رگبار و طوفان رعد و برق، از اثرات محلی مانند گرم شدن سطح زمین و کوهستانها ناشی می‌شود.

۱۹ـ۸ مناطق همگرایی

با آنکه به علت ضعیف بودن گرادیان دما، فعالیت جبهه‌ای بندرت در حاره‌ها مشهود است، توسعه ابر در سطح وسیع و بارندگی فراوان در این نواحی اتفاق می‌افتد. همگرایی در سطوح پایین کم فشار یا زبانهٔ آن باعث صعود هوا می‌شود. در نتیجه، ابرها گسترش می‌یابند و بارندگی به وقوع می‌پیوند. این وضع به شرط وجود واگرایی در قسمت فوقانی تروپسفر تشدید می‌شود.

همگرایی ممکن است هنگامی که جریانهای هوا از جهات مختلف به هم نزدیک می‌شوند نیز اتفاق بیفتد. اگر هوای مرطوب حاره‌ای وادار به صعود شود، خط‌هایی متشکل از ابرهای کومولوس یاکومولونیمبوس و کمربندهایی از ابر سیرواستراتوس در نزدیکی **منطقه همگرایی** توسعه می‌یابد.

۱۹ـ۹ وضعیت جوی در زبانه کم فشار استوایی

زبانهٔ کم فشار استوایی به منطقه‌ای اطلاق می‌شود که آن را **منطقهٔ آرامش استوایی**[1] می‌نامند. گرچه عموماً این منطقه دارای بادهای ضعیف و متغیر است، به علت گرم شدن و تأثیر ناهمواریهای سطح زمین، امکان توسعه طوفانهای رعد و برق محلّی در آن وجود دارد. در نتیجه، تند بادهای موقتی همراه با باران محلّی در این منطقه اتفاق می‌افتد.

مناطق همگرایی در درون زبانه کم فشار استوایی ممکن است باعث گسترده‌تر شدن ابرها و بارندگی شود. در این حالت، قله ابرهای کومولوس و کومولونیمبوس در سطح بالاتری گسترش می‌یابد و به شکل پوششی از ابرهای آلتواستراتوس و سیرواستراتوس درمی‌آید. در حالی که طوفانهای رعد و برق در سلولهای جابه‌جایی عمودی اتفاق می‌افتد، ممکن است باران از ابر آلتواستراتوس در سطحی وسیع شروع به باریدن کند. عرض ناحیه هوای مغشوش بر حسب مقیاس همگرایی تغییر می‌کند.

---

1) Doldrum

۱۰ـ۱۹ منطقه همگرایی درون حاره‌ای

چنانچه سیستمهای باد تجارتی در هر سطحی در کمربند باریکی با یکدیگر برخورد کنند، نوعی همگرایی در مقیاس بزرگ اتفاق می‌افتد که آن را **همگرایی درون حاره‌ای**[2] می‌نامند. معمولاً در سطح نوار آرامش استوایی دو سیستم باد از یکدیگر جدا می‌شوند. ولی در بعضی مناطق بادهای تجارتی شمال شرقی و جنوب شرقی بیشتر با هم تماس می‌یابند و نزدیک می‌شوند.

منطقه همگرایی درون حاره‌ای شرایط جوی فوق‌العاده بدی را در سطح وسیع ایجاد می‌کند به طوری که توسعهٔ عمودی ابر در داخل تروپسفر تا سطح تروپوپاز حاره‌ای مرتفع که ارتفاع آن به هفده کیلومتر یا بیشتر می‌رسد کشیده می‌شود. ارتفاع کف ابر ممکن است تا چند صد متری سطح زمین پایین بیاید و گاهی تا سطح زمین هم می‌رسد. گاه در کمربند وضعیت بد جوی منطقه‌ای به عرض صدها کیلومتر با باران شدید، طوفانهای رعد و برق فراوان، و تندبادها ی‌موقتی شدید همراه می‌شود.

۱۱ـ۱۹ اثرات محلّی و شبانه‌روزی

اثرات محلی و شبانه‌روزی در حاره‌ها بسیار مهم است. این اثرات محلّی و شبانه‌روزی تأثیر بیشتری از آشفتگیهای[3] مقیاس سینوپتیکی در وضعیت جوی دارند. تغییرات شبانه روزی در دما ، باد، و باران اغلب به علّت اثرات ناهمواریهای زمین تشدید می‌شود.

تغییراتی که در طول روز در دما رخ می‌دهد به مقدار زیادی به جهت باد غالب بستگی دارد. در مکانی که بادهای ساحلی پایدار به طرف خشکی پدید می‌آیند، دامنه تغییرات دمای روزانه کم است و، برعکس، اگر جهت باد غالب به طرف دریا باشد، آب و هوای این مکان ممکن است تا حدّی به صورت قاره‌ای درآید. در حالت اخیر دامنهٔ تغییرات روزانه دما نسبتاً زیاد می‌شود.

در بسیاری از نواحی حاره نسیم دریا اثر مهمّی در وضعیت جوی و دمای هوا دارد. نسیم دریا ممکن است باد غالب به طرف ساحل را تقویت کند. چنانچه خط ساحلی به شکل تپه‌ای باشد نسیم دریا ممکن است با اثر باد دشتکوه، که در قسمت ۴ـ۱۴ مورد بحث قرارگرفت، ترکیب شود.

در مناطقی که هوا مرطوب و ناپایدار باشد، نسیم دریا حرکت عمودی هوا را تشدید می‌کند و، در نتیجه، در بعد از ظهر رگبار و طوفانهای رعد و برق دیده می‌شود. به طور مشابه، نسیم خشکی ممکن است در حوالی سحر، طوفانهای رعد و برق بر روی دریا را ایجاد کند.

---

2) Intertropical Convergence Zone (ITCZ)

3) Disturbances

۱۲ـ۱۹ آشفتگیهای حاره‌ای

خطوط جریان نقشه‌های سینوپتیکی روزانه ویژگیهای فراوانی را نشان می‌دهد که این ویژگیها در روی نقشه‌های متوسط ماهانه و سالانه دیده نمی‌شوند. تفاوت نقشه‌های روزانه با نقشه‌های ماهانه یا سالانه به جهت میانگین‌گیری اطلاعاتی است که هنگام تعیین متوسط مقادیر انجام می‌شود. سیستمهای سینوپتیکی روی نقشه‌های روزانه شامل انواع مختلف چرخشهای نامنظم ذرّه یا بسته هواست. این نقشه‌ها، الگوهای موجی و کمربندهای همگرایی را نیز در برمی‌گیرند. این حرکات، به نوبهٔ خود، به علت اثرات محلی در جاهای مختلف تعدیل می‌شود.

آشفتگیهای حاره‌ای به هر مشخصه‌ای از جریان گفته می‌شود که جریانهای اصلی هوای حاره‌ای را آشفته سازد. چنانچه آشفتگیهای حاره‌ای در روی نقشه وجود نداشته باشد، جریان هوا را می‌توان با خطوط جریان هموار کم و بیش مستقیم با سرعت یکنواخت نمایش داد.

قویترین آشفتگیهای حاره‌ای طوفانهای سیکلونی شدیدی هستند که در روی آبهای گرم حاره تشکیل می‌شوند. این مطلب در قسمت بعد مورد بحث قرار می‌گیرد.

۱۳ـ۱۹ کم فشارهای حاره‌ای

در بعضی مناطق حاره، گردش سیکلونی قوی در مقیاس سینوپتیکی پدید می‌آید. این طوفانهای سیکلونی بیشتر از سایر انواع آشفتگی در مقیاس سینوپتیکی باعث افزایش سرعت باد در سطح زمین می‌شوند.

بر حسب محلی که این طوفانهای مخرب در آنجا تشکیل می‌شود، این آشفتگیهای سیکلونی در مقیاس بزرگ به نام **هاریکن**، **تایفون** یا به طور ساده **کم فشار حاره‌ای** نامیده می‌شوند.

کم فشارهای حاره‌ای در قسمتهای حاره‌ای اقیانوسها و در عرضهایی بیش از ۵ درجه در طرفین خط استوا توسعه می‌یابند. این کم فشارها زمانی بیشترین شدت را دارند که در روی آبهای گرم حاره‌ای قرارگیرند. به محض آنکه این کم فشارها در خشکی حرکت کنند، از شدت آنها کاسته می‌شود. متأسفانه این تضعیف همیشه بعد از تخریب فراوان در مسیر حرکت صورت می‌گیرد.

کم فشار حاره‌ای نخست در روی نقشهٔ سینوپتیکی سطح متوسط دریا به صورت **آشفتگی خفیف حاره‌ای** ظاهر می‌شود. سپس، گردش سیکلونی مشخص به وجود می‌آید و سرعت باد افزایش می‌یابد و تا وقتی که قدرت باد کمتر از ۳۴ گره (معادل قدرت طوفان گیل) باشد، دیپرشن حاره‌ای نامیده می‌شود.

چنانچه سرعت باد به سرعت طوفان گیل برسد یا از آن تجاوز کند، این آشفتگی را **سیکلون حاره‌ای** می‌نامند، هر چند در بعضی کشورها، مبنای تشخیص **طوفان حاره‌ای** وجود سرعتهای باد بیشتر از ۳۴ گره و کمتر از ۶۳ گره است. **هاریکن** به طوفانهایی اطلاق می‌شود که در آن

سرعت باد از ۶۳ گره تجاوز کند.

کمترین فشار سطح متوسط دریا در کم فشار حاره‌ای، معمولاً در حدود ۹۶۰ میلی بار است ولی گاهی فشار خیلی کمتر از ۹۶۰ میلی بار هم دیده می‌شود. اغلب عمق کم فشارهای حاره‌ای به اندازهٔ کم فشارهای عمیق فوق حاره‌ای عرضهای میانی یا بیشتر از آن است. در عرضهای میانی، قطر کم فشارهای عمیق فوق حاره‌ای ممکن است به ۳۰۰۰ کیلومتر برسد، ولی قطر کم فشار حاره‌ای عموماً کمتر از یک چهارم آن است و حتی گاه این قطر به کمتر از ۱۰۰ کیلومتر هم می‌رسد.

بنابراین، امکان به وجود آمدن گرادیان فشار فوق العاده عمیق وجود دارد و باد در سطح زمین ممکن است به قدرت طوفان مخرب **هاریکن** برسد. در این حالت، باران سیل‌آسا و طوفان رعد و برق فعّال با ابرهای گسترده توسعه می‌یابد و با طوفان مخرب همراهی می‌کند.

نمونه‌ای از کم فشارهای کاملاً توسعه یافته، کم فشاری به شکل کم و بیش دایره‌ای با شعاع تقریبی ۸۰ کیلومتر و سرعت بادی بیش از ۶۳ گره است. خارج از این منطقه، نیروی باد به طور واضح بسرعت تقلیل می‌یابد، به طوریکه در فاصله ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری از مرکز طوفان سرعت باد به ۳۰ تا ۴۰ گره می‌رسد.

کمترین فشار در مرکز طوفان پدید می‌آید که آن را **چشم طوفان** می‌نامند. قطر این منطقه گاهی از چند کیلومتر تجاوز نمی‌کند و از ویژگیهای آن بادهای ضعیف، عدم بارندگی، و مقداری ابر است.

چشم طوفان با حصاری تماشایی از ابرهای گسترده با شیب زیاد به طرف لبه بالایی ابر به ارتفاع ده کیلومتر یا بیشتر از سطح دریا احاطه شده است. در خارج حصار ابری‌شکل، می‌توان حلقهٔ بیشترین سرعت باد را ملاحظه کرد. در این حلقه ممکن است سرعت باد از ۳۰۰ کیلومتر در ساعت نیز تجاوز کند و برجهای کومولونیمبوس چرخنده و بارانهای سیل‌آسا همراه با رعدوبرق شدید در این حلقه دیده شود. این باد، و باران همراه آن، در ربعهای جلو مرکز کم فشار بیشترین شدت را دارند.

مناطق ابری و بارانی اطراف کم فشار به طرف داخل چشم طوفان می‌پیچد. این مناطق بارانی به **باند باران مارپیچی** معروف است، اغلب می‌توان آن را با رادار جستجو کرد.

کم فشارهای حاره‌ای ممکن است در هر جهتی حرکت کنند، اما غالباً، پس از تشکیل به طرف غرب حرکت می‌کنند یا ضمن حرکت به طرف قطب رانده می‌شوند.

بادهای شدید اطراف کم فشارهای حاره‌ای در دریا امواج بلند ایجاد می‌کنند. این امواج از مرکز تشکیل به همهٔ جهات حرکت می‌کنند و سرعت متوسط آنها بیشتر از ۱۵۰۰ کیلومتر در روز است. سرعت امواج ایجاد شده در آب اقیانوسها چندین مرتبه بیشتر از سرعت خود کم فشار حاره‌ای است. در نتیجه، رؤیت موج شدید بدون باد[4] هشدار مفیدی است که از نزدیک شدن کم فشار

4) Swell

حاره‌ای خبر می‌دهد. جهت حرکت این موج شدید می‌تواند نشانه‌ای از جهت حرکت کم فشار حاره‌ای باشد.

کم فشار حاره‌ای انرژی خود را از گرمای ذخیره شده در آبهای حاره‌ای و گرمای آزاد شده به هنگام تراکم بخار آب در جو مرطوب حاره‌ای به دست می‌آورد. کم فشار حاره‌ای نمایشگر فرایندی فیزیکی است که در آن مقادیر زیادی از انرژی خورشید سرانجام به انرژی جنبشی تبدیل می‌شود.

در حالت کلی، پدیده‌های جوی که به طور مستقیم و غیرمستقیم در مناطق حاره رخ می‌دهد، به حوادثی که در جو، خارج از مناطق حاره، اتفاق می‌افتد مربوط می‌شود. در فصل بعد، جو در مقیاس کره‌ای مورد بحث قرار می‌گیرد.

سؤالات فصل ۱۹

۱) خصوصیّات ناحیه بین مراکز پر فشار جنب حاره‌ای را که در مطالعه هواشناسی حاره‌ای مؤثر است توضیح دهید.

۲) شرحی مختصر دربارهٔ بادهای تجارتی بنویسید.

۳) اصطلاحات زیر را به طور مختصر شرح دهید.

الف) استوای هواشناسی

ب) ناحیه همگرایی

ج) وضعیّت هوا در زبانه کم فشار استوایی

۴) مانسون چگونه توسعه می‌یابد؟ تغییرات فصلی وضعیت هوا را که در یکی از نواحی مانسون اتفاق می‌افتد شرح دهید.

۵) بعضی از مهمترین خصوصیّات دما و بارندگی را در منطقه حاره شرح دهید.

۶) اصطلاحات زیر را به طور مختصر شرح دهید:

الف) منطقه همگرایی درون حاره‌ای (I. T. C. Z)

ب) آشفتگیهای حاره‌ای

۷) بعضی از تاثیرات شبانه‌روزی و محلی را که در مناطق حاره اتفاق می‌افتد توضیح دهید.

۸) مقاله‌ای راجع به سیکلونهای حاره‌ای بنویسید که حاوی مطالب زیر باشد:

الف) نامهای طوفانهای مخرب حاره‌ای

ب) ناحیهٔ توسعه

ج) کمترین فشار در سطح متوسط دریا

د) سرعتهای باد

ه) خصوصیّات وضعیت جوی

و) چشم سیکلون

ز) باند باران مارپیچی

ح) امواج بلند اقیانوس

فصل ۲۰

گردش عمومی جوّ

در فصل پیش تأکید عمده به وضعیّت جوی در زمانی معّین و ناحیه‌ای محدود بود. ولی برای پیش‌بینی جوی لازم است جو به صورت یکپارچه و در زمان طولانی مورد بررسی قرار گیرد تا علل پدیده‌های مختلفی را که در آن اتفاق می‌افتد دریابیم.

یکی از روشهای مطالعه جو به طور یکپارچه، آگاهی از میانگین گردش آن به مدت چندین روز است. چنین حرکتی را **گردش عمومی جو**[1] نامند.

تعیین میانگین زمانی گردش هوا، به طور حتم انحرافات جزئی آشکار در روی نقشه‌های سینوپتیکی روزانه را از بین می‌برد. این روش برای وضعیتهای سینوپتیکی دائمی و نیمه دائمی مفید است و می‌توان تأثیر این الگوهای دائمی را در روی وضعیت جوی کره زمین تعیین کرد.

در قسمت ۵ـ۹ کتاب علوم زمینی شرحی مختصر دربارهٔ ماهیت اصلی گردش عمومی جو داده شده است. در این قسمت گردش عمومی جو بیشتر مورد توجه قرار می‌گیرد.

۱ـ۲۰ میانگین گردش عمومی جو در تروپسفر و پایین استراتسفر

نقشه‌های میانگین فشار در سطح متوسط دریا در ماههای ژانویه و ژوئیه کمربندهای کم فشار را حدود عرض ۶۰ درجه شمالی و کمربندهای پر فشار را تقریباً در عرض ۳۰ درجه شمالی نشان می‌دهد. به طور مشابه، این کمربندها در نیمکرهٔ جنوبی در همین عرضها به چشم می‌خورند. میدانهای کم فشار عرض ۶۰ درجه را **کم فشار جنب قطبی** و کمربندهای پر فشار عرض ۳۰ درجه را **پر فشار جنب حاره‌ای** می‌گویند.

در حوالی خط استوا، نوعی کمربند کم فشار نسبی وجود دارد که آن را **زبانهٔ کم فشار استوایی** می‌نامند.

شکل ۱ـ۲۰ متوسط فشار ایده‌آل پیرامون کره زمین را در صورت متحدالشکل بودن سطح زمین نشان می‌دهد. در این حالت هیچ تغییری به علت توزیع نامساوی سطوح خشکی و دریا

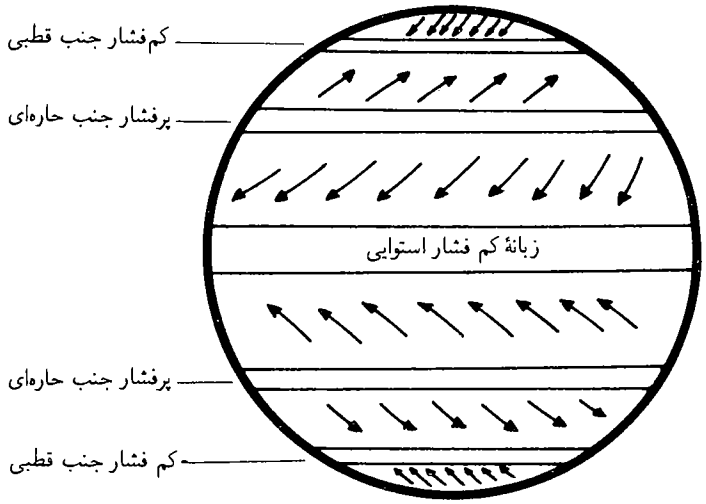
---

1) General Circulation Of The Atmosphere

مدنظر نبوده و جهت باد در سطح زمین روی کره ایده‌آل متحدالشکل همگن نشان داده شده است.

مطالعه بیشتر کم فشارهای عرض ۶۰ درجه در هر نیمکره نشان می‌دهد که این کمربندها از تعدادی سلول تشکیل شده‌اند. مراکز این سلولها در تابستان کمی به سمت نیمکره‌ای که در آنجا تابستان است کشیده می‌شود.

به طور مشابه، کمربند پر فشار جنب حاره‌ای در هر نیمکره به وسیله تعدادی سلول پر فشار



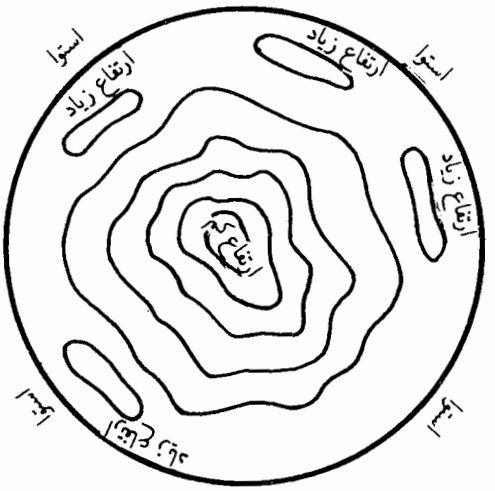
شکل ۱ـ۲۰: گردش عمومی در سطح متوسط دریا برای سطح زمین یکنواخت

مشخص می‌شود. جابه‌جایی بعضی از سلولهای پر فشار در مناطق خاصی دیده می‌شود که آنها را **پر فشارهای نیمه دائمی** گویند.

نقشه‌های سطوح فوقانی مثلاً نقشه فشار ثابت ۷۰۰ میلی‌بار الگوهای سینوپتیکی را در ارتفاع تقریبی سه کیلومتری نشان می‌دهد. این نقشه‌ها متوسط خطوط هم ارتفاع را برای ماههای ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهد. البته الگوهای نقشه‌های سینوپتیکی سطح متوسط دریا (نظیر مراکز بسته) در روی این نقشه‌ها وجود ندارد، بلکه خطوط هم ارتفاع با مقادیر کمتر در عرضهای جغرافیایی بالاتر قرار می‌گیرد و مرکز بسته‌ای در روی قطب یا نزدیکی آن به وجود می‌آید. خطوط هم ارتفاع نیز با مقادیر بیشتر در نزدیکی استوا و منطقه فشار زیاد جنب حاره‌ای واقع می‌شود. شکل ۲ـ۲۰ خطوط متوسط هم ارتفاع را برای سطح فشار ثابت ۷۰۰ میلی بار در یکی از نیمکره‌ها نشان می‌دهد. لازم به توضیح است که ناظر در بالای قطب قرار دارد.

چنانچه جریان حرکت هوا در امتداد دوایر مدارات باشد جریان مداری به وجود می‌آید. در عمل، جهت باد از مکانی به مکان دیگر تغییر می‌کند و می‌توان میانگین مؤلفه غربی یا شرقی بادها را در امتداد هر مدار محاسبه کرد، که در این حالت، نقشهٔ **میانگین باد مداری**[۲] به دست می‌آید.

اگر میانگین باد مداری در هر سطحی از فشار ثابت در لایه تروپسفر و قسمتهای پایین



شکل ۲ـ۲۰: نمونهٔ خطوط متوسط ارتفاع سطح ۷۰۰ میلی‌بار در هر نیمکره

استراتسفر مشخص شود، الگویی از میانگین باد مداری به دست می‌آید. شکل ۳ـ۲۰ این الگو را نمایش داده است.

مرکز کم فشار جنب قطبی در نزدیکی عرض ۶۰ درجه در سطح زمین واقع است. این مرکز به طور واضح، در ارتفاعات بالاتر به طرف قطبین منحرف می‌شود. در واقع این مرکز که در شکل با خط پررنگ نمایش داده شده است، مرز بین جریانهای غربی و جریانهای شرقی قطبی است.

محور عمودی پر فشار جنب حاره‌ای از نزدیک عرض ۳۰ درجه در سطح زمین به طرف بالا گسترش یافته و به طرف استوا منحرف می‌شود و، در واقع، مرز بین جریانهای غربی عرضهای میانی و جریانهای شرقی حاره‌ای به شمار می‌رود. البته در سطوح پایین این جریانهای شرقی میانگین مؤلفه‌های مداری بادهای تجارتی هستند.

---

2) Mean Zonal Winds

۲ـ۲۰ کورانهای شدید باد (جت استریم‌ها)

شکل ۳ـ۲۰ نشان می‌دهد که جریانهای غربی، قسمتهای فوقانی تروپسفر را بیشتر در بر می‌گیرد، در حالی که در سطح زمین جریانهای غربی سطح کمتری را می‌پوشانند. شکل ۳ـ۲۰ همچنین نشان می‌دهد که مؤلفه غربی باد با ارتفاع افزایش می‌یابد و در ارتفاع تقریبی ۱۲ کیلومتری (۲۰۰ میلی‌بار) به حداکثر می‌رسد و از آن پس مجدداً کم می‌شود. حداکثر سرعت باد در زمستان، بمراتب بیشتر از تابستان است و در زمستان سرعتها تقریباً دو برابر تابستان است.

توزیع عمودی سرعت باد نشان می‌دهد که در سطوح فوقانی، کورانهای شدید باد وجود دارد که آن را **جت استریم** می‌نامند. این کورانها، در واقع، جریان سریعی از هواست که نوار نسبتاً باریکی را در بر می‌گیرد.

سازمان هواشناسی جهانی کورانهای شدید باد را به صورت زیر تعریف می‌کند.

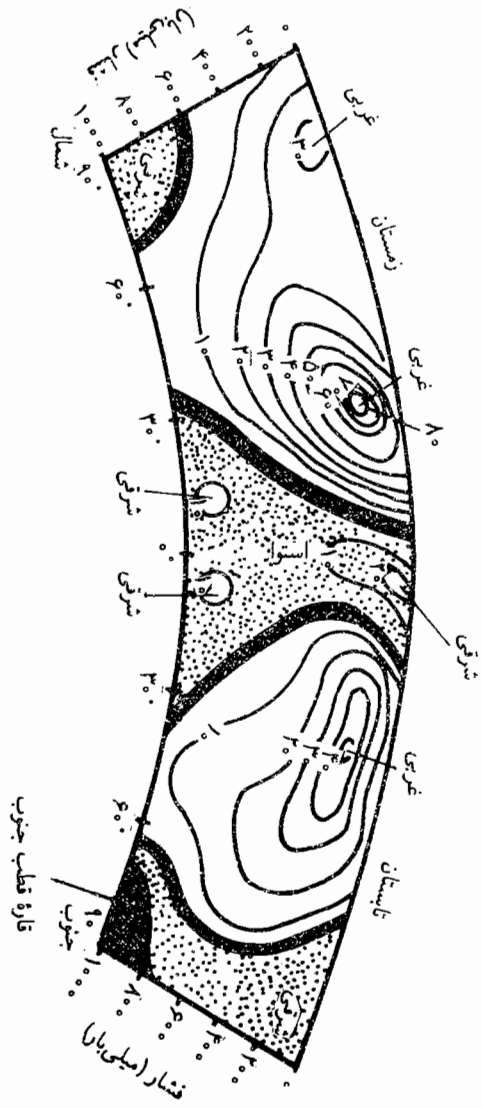
«جِت اِستریم جریان باریک و شدیدی از باد است که در امتداد محوری تقریباً افقی در قسمتهای فوقانی تروپسفر یا استراتسفر دیده می‌شود. از مشخصات این کورانهای شدید آن است که اختلاف بُرداری سرعت باد به فاصله (برش باد) در حول محور عمودی و جانبی آن حداکثر است و سرعت باد نیز در هستهٔ جت به حداکثر می‌رسد. حداقل سرعت باد فوقانی جو برای آنکه بتوان آن را جزء کوران شدید به حساب آورد ۶۰ گره است»

کورانهای شدید باد که در روی جریان متوسط مداری شکل ۳ـ۲۰ نشان داده شده است، در نتیجهٔ تأثیر دو کوران شدید باد به وجود می‌آیند، که معمولاً در روی نقشه‌های روزانه، به چشم می‌خورند. یکی از این کورانها، **کوران شدید جنب حاره‌ای**[3] است که تقریباً در ارتفاع ۱۲ کیلومتری (۲۰۰ میلی‌بار) در نزدیکی کمربند پر فشار جنب حاره‌ای در حدود عرض ۳۰ درجه واقع است. و دیگری **جت استریم جبهه قطبی**[4] است که معمولاً در روی نقشه‌های روزانه دیده می‌شود. جت استریم جبههٔ قطبی درست در زیر تروپوپاز و اغلب در بالای موقعیت جبهه قطبی، در روی نقشهٔ ۵۰۰ میلی‌بار قرار می‌گیرد.

موقعیت عرض جغرافیایی کورانهای شدید باد جبهه قطبی، در روی نقشه‌های روزانه به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر می‌کند زیرا جبههٔ قطبی دائماً به طرف استوا یا قطب در حرکت است. گاهی به طور متناوب کورانهای شدید جبهه قطبی با کورانهای شدید جنب حاره‌ای ادغام می‌شود. البته کوران شدید جنب حاره‌ای موقعیّت نسبتاً ثابتی دارد. همان طور که توضیح داده شد، در شکل ۳ـ۲۰ جریانهای متوسط مداری و کورانهای شدید باد به صورت ادغام شده نشان داده شده است.

3) Sub - Tropical Jet Stream

4) Polar Front Jet - Stream



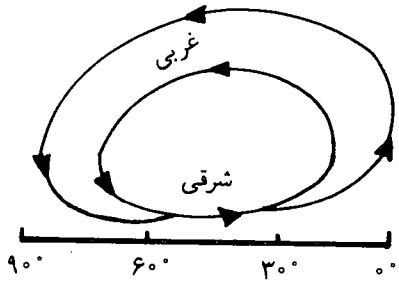
شکل ۲۰ـ۴: میانگین جریان مداری (نات)

۳ـ۲۰ مدلهای گردش عمومی جو

برای بررسی گردش عمومی جو، باید تصویری ذهنی از مشخصات اصلی این گردش داشته باشیم. این تصویر ذهنی را مدل گردش عمومی جو می‌نامند.

اولین مدل گردش عمومی جو توسط دانشمندی به نام هادلی در سال ۱۷۳۵ ارائه شد. این

مدل که شامل یک سلول تنها در هر نیمکره است در شکل ۴ـ۲۰ نشان داده شده است.



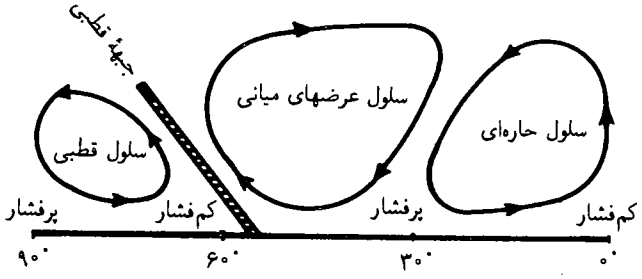
عرض جغرافیایی

شکل ۴ـ۲۰: مقطع نصف‌النهاری برای نشان دادن گردش عمومی هادلی

مدل هادلی از نظر علمی نقایصی دارد و با اطلاعات دیده‌بانی شده و در دسترس امروزی مطابقت ندارد.

در سال ۱۹۲۸ مدل سه سلولی برای گردش عمومی جو در هر نیمکره توسط برژرون، هواشناس سوئدی، ارائه شد. در سال ۱۹۴۷ دانشمند دیگری به نام راسبی این مدل را ترمیم کرد. خصوصیّات این مدل در شکل ۵ـ۲۰ نشان داده شده است.

مدل سه سلولی می‌تواند حرکات نزولی هوا و شرایط نسبتاً آرام مناطق کمربند پر فشار جنب



عرض جغرافیایی

شکل ۵ـ۲۰: مدل سه سلولی گردش نصف‌النهاری

حاره‌ای را نشان دهد. همچنین این مدل قادر است صعود هوا و شرایط ابری بودن آسمان و بارندگی

را در موقعیتهای متوسط کم فشار جنب قطبی و زبانه کم فشار استوایی نشان دهد.

در دهه‌های پنجاه و شصت اطلاعات جوی بیشتری به دست آمد و این موضوع هواشناسان را بر آن داشت که در مدل فوق تجدید نظر کنند به عنوان مثال، در سال ۱۹۵۲، پالمن خاطر نشان کرد که نقشه‌های میانگین گردش عمومی باعث می‌شود تا بسیاری از مشخصه‌های مهّم گردش عمومی پوشیده بماند.

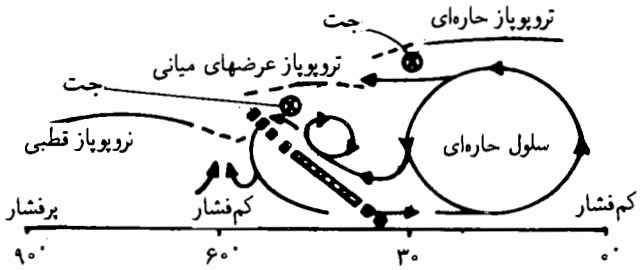
شکل ۶ـ۲۰ الگوی گردش عمومی نصف‌النهاری زمستانی را که با تجدید نظر پالمن تهیّه شده است نشان می‌دهد. در این شکل کورانهای شدید باد جنب حاره‌ای و کورانهای شدید باد نواحی جنب قطبی به صورت دوایر بسته با علامت ضربدر مشخص شده است. مدل اخیر را می‌توان به صورت زیر توصیف کرد.

الف) سلول حاره‌ای (کاملاً مشابه شکل ۵ـ۲۰)

ب) سلول فوق حاره‌ای (جبهه قطبی)

ج) نواحی کم فشار جنب قطبی

سلول حاره‌ای با توصیفی که در مورد گردش حاره‌ای در فصل نوزدهم ارائه شد تأیید می‌شود.



شکل ۶ـ۲۰: مدل پالمن ـ گردش نصف‌النهاری در زمستان

ماهیت سلول فوق حاره‌ای از سلول حاره‌ای پیچیده‌تر است. ماهیّت مهاجرت جبهه قطبی، شکل ۶ـ۲۰ را پیچیده کرده است. علاوه بر این، متوسط گردش سلولی به طور قابل توجه‌ای ضعیف‌تر از سلول حاره‌ای است.

مربعهای ناپیوسته جبهه قطبی در روی شکل ۶ـ۲۰ ارتفاعاتی را نشان می‌دهد که در آنها تضادهای جبهه‌ای اغلب ضعیف‌تر است. این امر تا حدی ناشی از جریانهای نفوذی نصف‌النهاری است که در شمال و جنوب جبهه قطبی در عرضهای میانی در این ارتفاعات وجود دارد.

اختلاط این هوای قطبی در قسمت پایین‌تر جبهه قطبی عمدتاً هنگامی روی می‌دهد که هوا به داخل نواحی جنب حاره حرکت می‌کند. این فرایند باعث ناپدید شدن جبهه قطبی که بداخل نواحی جنب حاره‌ای حرکت کرده است منتهی می‌شود.

باید توجه داشت که سوّمین جریان نفوذی در ناحیه‌ای بین تروپوپازهای قطبی و حاره‌ای رخ می‌دهد و، بدین ترتیب، هوا در سه ناحیه مطابق با شکل ۶ـ۲۰ از تروپسفر وارد پایین استراتسفر می‌شود.

جریانهای نصف‌النهاری که از عرض ۶۰ درجه به طرف قطب وجود دارد، هنوز بخوبی شناخته نشده است.

همچنانکه از دیده‌بانیها مشخّص می‌شود، جریانهای نصف‌النهاری در این نواحی از جو، ضعیف‌تر از جریانهای نصف‌النهاری در عرضهای میانی و پایین است. معمولاً جریانهای صعودی، در مجاورت کمربند کم فشار جنب قطبی رخ می‌دهد. این پدیده در سطوح تحتانی نزدیک عرض ۶۰ درجه با همگرایی همراه است.

بعضی از تجربیات عملی در مورد تعیین گردش عمومی جوّ نتیجه بخش بوده است. الگوی مورد استفاده در آزمایشگاه عبارت از ظرف استوانه‌ای شکل است که لایهٔ کم ضخامتی از آب آن را پوشانده است. به نواحی محیطی این استوانه حرارت داده می‌شود و از نواحی مرکزی آن، با عمل سرد کردن، گرما گرفته می‌شود. سپس این استوانه روی صفحه‌ای که دارای حرکت دورانی است گذاشته می‌شود و همراه با آن صفحه می‌چرخد. پس ازگذشت چند دقیقه پودری نامحلول بر سطح آب ریخته می‌شود و امواج مشخصی در دوران آب استوانه ایجاد می‌شود شکل این امواج کاملاً به سرعت چرخش ظرف بستگی دارد. این آزمایش شبیه حرکت عمومی جو است.

اخیراً با به کارگرفتن کامپیوترهای عظیم می‌توان محاسبات زیاد مربوط به پیش‌بینی هوا را با در دست داشتن شرایط آغازین انجام داد. با اینهمه، ضروری است که فرضیّات ساده‌ای در مورد فرآیندهای مختلف جوی در نظرگرفته شود. انتظار می‌رود در آینده بتوانیم الگوی جریانهای واقعی را کم و بیش با تصویری از جزئیات گردش عمومی جّو به دست آوریم.

قسمت اعظم موفقیت در این بررسیها، به دقت و صّحت اطلاعات حاصل از دیده‌بانیهای هواشناسی و ایستگاههای خودکار گزارشهای جوی در سراسر دنیا بستگی دارد. سازمان جهانی هواشناسی قدمهای مؤثری در راه رسیدن به این هدف برداشته است که از آن جمله سازمان **مراقبت جهانی هوا** را می‌توان نام برد.

سؤالات فصل ۲۰

۱ـ اصطلاحات زیر را تعریف کنید:

الف) گردش عمومی جو

ب) پر فشار جنب حاره‌ای
ج) میانگین باد مداری
د) پر فشارهای نیمه دائمی

۲) مقاله کوتاهی درباره کورانهای شدید باد (جت استریم‌ها) بنویسید.
۳) شکلی ترسیم کنید که گردش نصف‌النهاری را در زمستان به وسیله مدل پالمن نشان دهد.

پایان