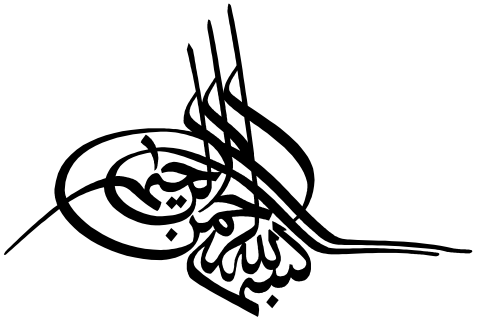


تکنیک‌های اقلیم‌شناسی

مجموعه جغرافیا

مؤلف:

مریم ثقفی

آمادگی آزمون دکتری

ثقفی مریم
تکنیک‌های اقلیم‌شناسی گرایش جغرافیا / مریم ثقفی
مشاوران صعود ماهان: ۱۴۰۱
۱۸۱ص: جدول، نمودار (آمادگی آزمون دکتری مجموعه جغرافیا)
ISB/N: 978-600-458-622-1
فهرستنویسی بر اساس اطلاعات فیپا.
فارسی ـ چاپ اول
تکنیک‌های اقلیم‌شناسی
مریم ثقفی
ج ـ عنوان
رده بندی کنگره: QC۸۶۱/۲
رده‌بندی دیویی ۵۵۱/۶
کتابخانه ملی ایران ۵۷۴۶۰۸۵

انتشارات مشاوران صعود ماهان

موسسه آموزش عالی آزاد ماهان
www.mahan.ac.ir

- نام کتاب: تکنیک‌های اقلیم شناسی
- مولف: مریم ثقفی
- مدیران مسئول: هادی و مجید سیّاری
- مدیر تولید محتوا: سمیه بیگی
- ناشر: انتشارات مشاوران ماهان
- نوبت و تاریخ چاپ: اول /۱۴۰۱
- تیراژ: ۱۰۰۰ نسخه
- قیمت: ۲/۳۹۰/۰۰۰ ریال
- شابک: ISBN۹۷۸-۶۰۰-۴۵۸-۶۲۲-۱

انتشارات مشاوران صعود ماهان:تهران ـ خیابان ولیعصر، بالاتر از تقاطع ولیعصر مطهری، پلاک ۲۰۵۰
تلفن: ۸۸۱۰۰۱۱۳ و ۸۸۴۰۱۳۱۳

کلیه حقوق مادی و معنوی این اثر متعلق به موسسه آموزش عالی آزاد ماهان می‌باشد. و هرگونه اقتباس و کپی‌برداری از این اثر بدون اخذ مجوز پیگرد قانونی دارد.

بنام خدا

ایمان داریم که هر تغییر و تحول بزرگی در مسیر زندگی بدون تحول معرفت و نگرش میسر نخواهد بود. پس بیایید با اندیشه توکل، تفکر، تلاش و تحمل در توسعه دنیای فکریمان برای نیل به آرامش و آسایش توأمان اولین گام را برداریم. چون همگی یقین داریم دانایی، توانایی می‌آورد.

شاد باشید و دلی را شاد کنید

برادران سیاری

زمستان ۹۲

مقدمه مولف

هواشناسی و اقلیم شناسی جزء اولین علومی بوده اند که بشر با آنها آشنا شده و از آنها استفاده نموده است. این آشنایی به دلیل بهره گیری از آنها در امور کشت و زرع و همچنین دریانوردی بوده است. به تدریج با پیشرفت علوم و اختراع انواع ابزارهای اندازه گیری پارامترهای جوی، این علم وسعت و افق‌های جدیدی پیدا نموده است، به طوریکه در حال حاضر جزء لاینفک برنامه ریزی‌های مختلف از جمله هواپیمایی، کشتیرانی، فعالیت‌های کشاورزی، حمل و نقل جاده ای و ریلی و هزاران کاربرد دیگر شده است. با توجه به تنوع و حجم زیاد داده‌های مورد استفاده برای انجام مطالعات محیطی از جمله داده‌های آماری، نقشه‌های مختلف هوا، نمودارهای اقلیمی، تصاویر ماهواره ای و اطلاعاتی از این قبیل که روز به روز از تنوع بیشتری نیز برخوردار می‌گردد ضرورت استفاده از روشهای مناسب برای تحلیل هر یک از این گروه داده‌ها را می‌طلبد که در نهایت ماحصل آن اطلاعات مختلفی خواهد بود که در امر پیش بینی و برنامه ریزی‌های گوناگون مورد استفاده قرار گیرد. بسیاری از فرآیندهای مرتبط با معضلات محیطی (آلودگی هوا، باران اسیدی، کیفیت و کمیت آب) به شدت تحت تاثیر گردش‌های جوی هستند. اگر دانشمندان، متخصصان برنامه ریزی محیطی بدانند که گردش‌های جوی چگونه رفتار محیط را متاثر می‌سازند، می‌توانند راههای بهتری برای کاهش معضلات محیطی پیدا کنند.

طبق تعریف آب و هواشناسی عبارت است از" مطالعه‌ی انتزاعی وضعیت هوا در یک مقیاس زمانی طولانی مدت". تغییرات و نوسانات کوچک مقیاس هوا توجه ما را زیاد به خود جلب نمی کنند، بلکه الگوهای هوایی وسیعی که به جای روزها، ماهها را تحت تاثیر قرار می‌دهد جلب توجه کرده، به بررسی و مطالعه‌ی بیشتری نیاز دارند. هدف آب و هواشناسی عبارت است از کشف و تبیین رفتار معمول پدیده‌های اتمسفر و استفاده از آن به نفع انسان.

می دانیم که علم آب و هواشناسی به دلیل موضوعش (بررسی تفاوت‌های مکانی سیستم‌های آب و هوایی) ماهیت جغرافیایی دارد، اما برای تبیین این تفاوتها از اصول و مفاهیم علوم پایه، مانند فیزیک و ریاضی استفاده می‌کند و گذر از آب و هواشناسی توصیفی به آب و هواشناسی علمی به آشنایی با چگونگی کاربرد این اصول و مفاهیم نیازمند است.

کتاب حاضر به منظور کمک و راهنمایی به آن دسته از دانشجویان علاقه مند به ادامه‌ی تحصیل در مقطع دکتری رشته‌ی اقلیم شناسی تدوین گردیده است. به طوری‌که مطالب این کتاب شامل جمع بندی مهمترین و اصلی ترین مطالب منابع درس اقلیم شناسی آزمون دکتری می‌باشد.

به امید توفیق و کامیابی

مریم ثقفی

فهرست مطالب

فصل اول ۱۲
کلیات ۱۲
۱-۱) تاریخچه ۱۲
۱-۲) آب و هواشناسی فیزیکی ۱۳
۱-۳) آب و هواشناسی دینامیک ۱۳
۱-۴) آب و هواشناسی سینوپتیک ۱۳
۱-۵) آب و هواشناسی کاربردی ۱۴
۱-۶) دامنه گسترش اقلیم ۱۴
۱-۶-۱) بزرگ اقلیم ۱۴
۱-۶-۲) متوسط اقلیم ۱۴
۱-۶-۳) اقلیم محلی ۱۵
۱-۶-۴) ریز اقلیم ۱۵
۱-۷) منابع اطلاعات اقلیمی ۱۵
۱-۸) دامنه زمانی در مطالعات اقلیمی ۱۵
۱-۹) عناصر و عامل‌های اقلیمی ۱۶
۱-۱۰) هوا، دوره و اقلیم ۱۶
سوالات فصل اول ۱۷
پاسخ سوالات فصل اول ۱۸
فصل دوم ۱۹
ترکیب و ساختار اتمسفر ۱۹
۲-۱) ترکیب اتمسفر ۱۹
۲-۲) تکامل ترکیب اتمسفر ۱۹
۲-۳) اجزای تشکیل دهنده اتمسفر ۱۹
۲-۳-۱) گازهای اتمسفر ۱۹
۲-۳-۲) آئروسل‌ها ۲۰
۲-۴) ساختار جو زمین ۲۰
۲-۴-۱) تروپوسفر ۲۰
۲-۴-۲) استراتوسفر ۲۱
۲-۴-۳) ترموسفر ۲۱
۲-۴-۴) اگزوسفر ۲۲
۲-۵) طبقه بندی جو زمین بر پایه ویژگی‌های الکترومغناطیسی ۲۲
۲-۵-۱) یونوسفر ۲۲
۲-۵-۲) مگنتوسفر ۲۲
۲-۵-۳) کمربند وان آلن ۲۳
۲-۶) اتمسفر استاندارد ۲۳
سوالات فصل دوم ۲۴
پاسخ سوالات فصل دوم ۲۵
فصل سوم ۲۶
دما ۲۶
۳-۱) عوامل مؤثر در دما ۲۶
۳-۱-۱) تاثیر ارتفاع بر دما ۲۶

۳-۱-۲) وزش و همرفت هوا ۲۹
۳-۱-۳) ابرناکی ۲۹
۳-۱-۴) جریانات اقیانوسی ۲۹
۳-۲) روند روزانه دما ۲۹
۳-۳) روند سالانه‌ی دما ۲۹
۳-۴) انواع روند سالانه دما ۳۰
۳-۵) پراکندگی جغرافیایی دما ۳۰
سوالات فصل سوم ۳۱
پاسخ سوالات فصل سوم ۳۲
فصل چهارم ۳۳
فشار ۳۳
۴-۱) فشار هوا ۳۳
۴-۲) باد ۳۳
۴-۲-۱) شیب تغییرات فشار ۳۳
۴-۲-۲) نیروی کوریولیس ۳۴
۴-۲-۳) نیروی اصطکاک ۳۵
۴-۳) بادهای زمین گرد ۳۵
۴-۴) باد گرادیان ۳۶
۴-۵) گردش عمومی جو زمین ۳۶
۴-۶) اصل چرخندگی ۳۹
۴-۶-۱) چرخندگی نسبی ۳۹
۴-۶-۲) چرخندگی مطلق ۳۹
۴-۷) عوامل ایجاد موج در بادهای غربی ۳۹
۴-۸) پراکندگی فشار در سطح زمین ۴۰
۴-۹) جریانات اقیانوسی ۴۱
۴-۹-۱) عوامل ایجاد کننده جریان‌های اقیانوسی ۴۲
۴-۹-۲) جریان‌های بزرگ سطحی ۴۲
۴-۹-۳) جریان عمقی اقیانوس‌ها ۴۳
۴-۱۰) گردش هوا در مقیاس‌های منطقه ای و محلی ۴۴
۴-۱۰-۱) سیستم گردش موسمی ۴۵
۴-۱۰-۲) نسیم دریا و خشکی ۴۶
۴-۱۰-۳) نسیم کوه و دره ۴۶
سؤلات فصل چهارم ۴۹
پاسخ سوالات فصل چهارم ۵۰
فصل پنجم ۵۱
رطوبت ۵۱
۵-۱) حالت‌های رطوبت در اتمسفر ۵۱
۵-۲) تبخیر و تعرق ۵۱
۵-۳) توزیع جغرافیایی رطوبت ۵۲
۵-۴) فرآیند تبدیل رطوبت جو به بارش ۵۲
۵-۴-۱) اشباع ۵۲
۵-۴-۲) صعود توده هوا ۵۳

۵-۴-۳) تراکم ۵۳
۵-۵) مه ۵۴
۵-۶) ابر ۵۵
سوالات فصل پنجم ۵۸
پاسخ سوالات فصل پنجم ۵۹
فصل ششم ۶۰
بارش ۶۰
۶-۱) عوامل موثر در ایجاد بارندگی ۶۰
۶-۱-۱) چرخندگی ۶۰
۶-۱-۲) همرفت ۶۱
۶-۱-۳) ناهمواری ۶۲
۶-۲) توزیع بارش ۶۲
۶-۲-۱) مناطق پرباران ۶۲
۶-۲-۲) مناطق کم باران ۶۲
۶-۳) انواع بارش ۶۴
۶-۳-۱) بارش‌های ابری: ۶۴
۶-۳-۲) بارش‌های غیر ابری ۶۵
۶-۳-۳) بارش ثانوی ۶۶
۶-۴) برفمرز ۶۶
۶-۵) خشکی و خشکسالی ۶۶
سوالات فصل ششم ۶۷
پاسخ سوالات فصل ششم ۶۸
فصل هفتم ۶۹
سیستم‌های سینوپتیک جو ۶۹
۷-۱) مفهوم سیستم‌های سینوپتیک ۶۹
۷-۲) توده‌های هوا ۶۹
۷-۲-۱) خواص و شکل‌گیری توده‌های هوا ۶۹
۷-۲-۲) تغییر خصوصیات توده‌های هوا ۷۰
۷-۲-۳) تقسیم بندی توده هوا ۷۱
۷-۳) جبهه ها ۷۲
۷-۳-۱) انواع جبهه ها ۷۲
۷-۴) رودباد ۷۶
۷-۴-۱) انواع رودباد ۷۷
۷-۴-۲) علل ایجاد رودباد ۷۷
۷-۵) اغتشاش‌های منطقه‌بیرون حاره ۷۸
۷-۵-۱) موج کوتاه ۷۸
۷-۵-۲) سردچال‌های بالایی ۷۹
۷-۵-۳) سیکلون و سیکلون‌زایی ۷۹
۷-۵-۴) آنتی سیکلونها ۸۳
۷-۶) اغتشاش‌های کوچک مقیاس منطقه برون حاره ۸۴
۷-۷) سیستم‌های سینوپتیک منطقه حاره‌ای ۸۵
۷-۷-۱) سیستم‌های موجی ۸۶

۲-۷-۷) سیستم‌های حلقوی ۸۶
سوالات فصل هفتم ۹۱
پاسخ سوالات فصل هفتم ۹۲
بخش دوم ۹۳
آب و هواشناسی سینوپتیک ۹۳
فصل اول ۹۴
سیستم‌های سینوپتیک ۹۴
۱-۱) سیستم‌های سینوپتیک ۹۴
۱-۲) اصل چرخندگی ۹۴
۱-۳) سیستم‌های سینوپتیک سطوح بالا ۹۸
۱-۳-۱) موج‌های غربی ۹۸
۱-۳-۲) جت استریم ها ۱۰۰
۱-۳-۲-۱) جت استریم قطبی(Polar Jet Sream) ۱۰۲
۱-۳-۲-۲) جت استریم جنب حاره(Subtropical Jet) ۱۰۳
۱-۳-۲-۳) جت استریم شرقی حاره(Tropical Easterly Jet) ۱۰۳
۱-۴) سیستم‌های سینوپتیک سطح زمین ۱۰۴
۱-۴-۱) توده‌های هوا ۱۰۵
۱-۴-۲) سیکلون‌ها ۱۰۶
۱-۴-۳) آنتی سیکلون‌ها ۱۰۷
سوالات فصل اول ۱۰۸
پاسخ سوالات فصل اول ۱۰۹
فصل دوم ۱۱۰
الگوهای گردشی ۱۱۰
۲-۱) الگوهای گردشی ۱۱۰
۲-۲) مسیرهای سیستم‌های فشار ۱۱۰
۲-۳) الگوهای جریان ۱۱۰
۲-۴) الگوی ماهانه آرایش بادهای غربی ۱۱۱
۲-۵) سردچال‌های جوی ۱۱۲
۲-۶) شاخص‌های سینوپتیک ۱۱۲
۲-۶-۱) شاخص مداری ۱۱۳
۲-۶-۲) شاخص ال نینو ۱۱۳
سوالات فصل دوم ۱۱۴
پاسخ سوالات فصل دوم ۱۱۵
بخش سوم: ۱۱۶
آب و هواشناسی دینامیک ۱۱۶
فصل اول ۱۱۷
دینامیک جو ۱۱۷
۱-۱) دینامیک جو ۱۱۷
۱-۲) افت محیطی دما ۱۱۸
۱-۳) روش‌های انتقال گرما: ۱۱۸
۱-۴) باد ۱۱۹
۱-۵) چرخندگی ۱۱۹

۱-۵-۱) چرخندگی برشی ۱۱۹
۱-۵-۲) چرخندگی انحنایی ۱۱۹
۱-۶) قانون ترمودینامیک ۱۲۱
۱-۷) گردش عمومی جو ۱۲۲
۱-۸) نقش پرفشار جنب حاره‌ای در رطوبت ایران ۱۲۳
۱-۹) باد گرادیان و باد ژئوستروفیک ۱۲۴
۱-۱۰) بادهای شرقی ۱۲۵
۱-۱۱) کم فشار سودان ۱۲۵
۱-۱۲) شرایط سیکلونزایی ۱۲۶
۱-۱۳) سیکلونزایی در مدیترانه ۱۲۶
۱-۱۴) عوامل موثر در آب و هوای سواحل شمالی ایران ۱۲۸
سوالات فصل اول ۱۲۹
پاسخ سوالات فصل اول ۱۳۰
بخش چهارم: ۱۳۱
اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی ۱۳۱
فصل اول ۱۳۲
چگونگی تهیه و تحلیل نقشه‌های هوا ۱۳۲
۱-۱) علایم و کدها در نقشه‌های هوا ۱۳۲
۱-۲) ترسیم نقشه‌های تراز دریا ۱۳۳
۱-۳) تعیین مراکز چرخندی و واچرخندی و مسیر آنها ۱۳۴
۱-۴) جبهه گذاری و تعیین توده‌های هوا ۱۳۴
۱-۵) نقشه‌های جو بالا ۱۳۵
۱-۵-۱) چگونگی درج اطلاعات در نقشه‌های جو بالا ۱۳۵
۱-۶) تعیین ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۳۶
۱۱-۷) تجزیه و تحلیل نقشه‌های جو بالا ۱۳۷
۱-۸) نقشه‌ی ضخامت ۱۳۷
سوالات فصل اول ۱۳۸
پاسخ سوالات فصل اول ۱۳۹
فصل دوم ۱۴۰
مفاهیم و اصطلاحات در رابطه با تحلیل نمودارهای جوی ۱۴۰
۲-۱) برخی مفاهیم و اصطلاحات ۱۴۰
۲-۲) مسائل تکمیلی تحلیل نقشه‌های سینوپتیکی ۱۴۱
۲-۲-۱) مطالعه توده‌های هوای گرم و سرد ۱۴۱
۲-۲-۲) مسائل علمی تحلیل جبهه ها ۱۴۱
فصل سوم ۱۴۲
تحلیل توده هوا و جبهه‌های جوی ۱۴۲
۳-۱) جبهه گرم ۱۴۳
۳-۲) جبهه سرد ۱۴۳
۳-۳) جبهه ساکن ۱۴۳
۳-۴) خصوصیات جبهه گرم ۱۴۴
۳-۵) خصوصیات جبهه سرد ۱۴۴
۳-۶) تفاوت جبهه سرد با سایر جبهه‌ها ۱۴۴

۳-۷) خصوصیات جبهه مخلوط ۱۴۵
سوالات فصل سوم ۱۴۶
پاسخ سوالات فصل سوم ۱۴۶
فصل چهارم ۱۴۷
تحلیل چرخندها و واچرخندها ۱۴۷
۴-۱) تاوایی ۱۴۷
۴-۱-۱) تاوایی نسبی و مطلق ۱۵۰
۴-۱-۲) اثر انحنا و تاوایی عرض جغرافیایی در حرکت یک موج ۱۵۰
۴-۲) تحلیل چرخندها و واچرخندها ۱۵۱
۴-۲-۱) انواع چرخندها ۱۵۲
۴-۲-۲) چگونگی پیدایش چرخند ۱۵۴
۴-۲-۳) چگونگی تولد دوباره چرخند ۱۵۵
سوالات فصل چهارم ۱۵۶
پاسخ سوالات فصل چهارم ۱۵۷
بخش پنجم: ۱۵۸
آب و هوای ایران ۱۵۸
فصل اول ۱۵۹
عوامل موثر بر آب و هوای ایران ۱۵۹
۱) عوامل موثر برآب و هوای ایران ۱۵۹
۱-۱) عوامل درونی ۱۵۹
۱-۱-۱) موقعیت جغرافیایی ۱۵۹
۱-۱-۲) ناهمواری‌ها ۱۵۹
۱-۲) عوامل بیرونی ۱۶۲
۱-۲-۱) اثر همسایگان ۱۶۲
۱-۲-۲) اثر سرزمین‌های دور ۱۶۴
۱-۳) بارش ۱۶۵
۱-۴) عوامل وقوع بارش ۱۶۶
۱-۴-۱) عامل صعود ۱۶۶
۱-۴-۲) منابع رطوبتی ۱۶۷
۱-۵) نکات کلیدی ۱۶۸
سوالات فصل اول ۱۶۹
پاسخ سوالات فصل اول ۱۷۰
سوالات درس تکنیک‌های اقلیم‌شناسی سال ۱۳۹۱ ..... ۱۷۱
سوالات درس "تکنیک‌های آب و هوا شناسی" آزمون دکتری سال ۱۳۹۲ ..... ۱۷۶
منابع ۱۸۱

بخش اول

مبانی آب‌وهوا شناسی

فصل اول

کلیات

اصطلاح هوا شرایط جوی موجود در زمان معین و محدود را مشخص می‌کند. هدف علم هوا شناسی، شناخت مطلق و عام اتمسفر و تغییرات هواست و ابزار شناسایی در این علم اصول و مدلهای فیزیکی و دینامیکی است. درواقع در هواشناسی با استفاده از اصول و مفاهیم فیزیکی و مدلهای تجربی وضع هوا را در کوتاه مدت پیش بینی می‌کنند.

آب و هوا عبارت است از هوای غالب یک مکان در دراز مدت. آب و هوا مصداق خاص مکانی دارد و نتیجه عملکرد مشترک تمام عناصر آب و هوایی است. در توزیع آب و هوا در سطح زمین عوامل فیزیکی و دینامیکی اتمسفر، ناهمواری پوشش گیاهی، آب، خاک و عرض جغرافیایی موثر است.

هدف علم آب و هواشناسی این است که علت وجودی آب و هوای هر مکان را توجیه کند و تاثیرات آب و هوای هر منطقه را بر روی فعالیت انسانی بررسی کند. این علم برای شناسایی آب و هوا، علاوه بر اصول علم هواشناسی از اصول و مفاهیم جغرافیایی نیز استفاده می‌کند.

۱-۱) تاریخچه

بقراط اولین کتاب را در زمینه آب و هوا با نام " هواها، آبها و مکانها" نوشت و در آن به اهمیت آب و هوا بر سلامت انسان تاکید کرد.

بطلمیوس بر مبنای اختلاف حرارت، سرزمین‌های آن روز را به ۷ اقلیم تقسیم کرد که بر مبنای دایره‌های مداری بود بنابراین اقلیم‌های هندسی نام گرفت.

در واقع وضعیت فعلی علم آب و هوا شناسی نتیجه تطور آن در قرن ۱۷ است. مطالعه آب و هوا در قرن ۱۷ و ۱۸ جنبه توصیفی داشت.

در قرن نوزده فون هامبولت با استفاده از خطوط همدما نقشه پراکندگی دما را در نیمکره شمالی ترسیم کرد و عامل مهم تغییرات هوا را خورشید د انست و آب و هواشناسی خورشیدی یا فیزیکی را مطرح کرد و قوانین فیزیکی تبیین کننده آب و هوا مثل جذب، تابش، هدایت گرمایی و تبخیر کشف شدند.

در همین قرن، فون بوخ با استفاده از این نقشه‌ها و اعلام اینکه بادها هواهای مختلف می‌آورند اولین قدم را در تعیین آب و هوا برداشت. موری نیز اولین مدل گردش عمومی هوا را عرضه کرد.

قرن نوزده گشتنگاه آب و هواشناسی توصیفی به علمی است.

قرن بیستم دوران شکوفایی آب و هواشناسی علمی است. در این قرن مکتبهای مهم آب و هواشناسی از جمله مکتب برگن، مکتب شیکاگو و مکتب فرانکفورت ایجاد شدند. از اکتشافات مکتب برگن؛ کشف جبهه قطبی، سیکلون و توده هوا می‌باشد.

مکتب فرانکفورت به سرپرستی شرهاگ با مطالعات سه بعدی که انجام داد به این نتیجه رسیدند که حرکت سیستم‌های روی زمین را طبقات میانی و بالایی کنترل می‌کند و یکی از مهمترین اکتشافات آب و هوایی در مکتب شیکاگو توسط رزبای این بود که با توجه به ثابت بودن چرخندگی مطلق توده هوا حرکت بادها به صورت موجی صورت می‌گیرد. وجود رودباد هم در این مکتب ثابت شد.

همچنین در قرن بیستم ثابت شد که تغییرات هوا را علاوه بر خورشید فشار نیز کنترل می‌کند و با توجه به این اصل آب و هواشناسی دینامیک و سینوپتیک مطرح شد.

طبقه بندی تورنث ویت و کوپن نیز در قرن بیستم انجام گرفت.

یاکوبس در طول جنگ جهانی دوم آب و هواشناسی سینوپتیک را مطرح کرد.

۱-۲) آب و هواشناسی فیزیکی

اساس فیزیکی اقلیم یعنی سیر تغییرات و تبدیلات انرژی را مطالعه می‌کند. میزان ورود و خروج انرژی در دراز مدت برابر و مقدار انرژی موجود در سیاره ثابت است. انرژی دائما در حال تغییر و تبدیل است. شدت این تغییر و تبدیل اقلیم‌های مختلف را ایجاد می‌کند.

تبادل انرژی بین منطقه‌ی سرد و گرم از طریق انتقال افقی، جریانات اقیانوسی و گردش آب انجام می‌گیرد. تبادل انرژی در سیاره‌ی زمین گردش عمومی هوا را ایجاد می‌کند که نتیجه‌ی آن یکنواخت شدن توزیع انرژی در کره زمین است.

موضوعات اساسی آب و هوا شناسی فیزیکی شامل تشعشع خورشید، رابطه‌ی تابش با سیاره زمین، بازتابش، انتقال انرژی، عوامل موثر در گرم و سرد شدن، تبادل و پراکندگی انرژی، گردش آب و ... می‌باشد.

۱-۳) آب و هواشناسی دینامیک

آب و هواشناسی فیزیکی مبنای آب و هواشناسی دینامیک قرار می‌گیرد چون اختلاف دما و انرژی باعث تبادل انرژی شده و در اتمسفر حرکت ایجاد می‌کند. آب و هواشناسی دینامیک اتمسفر زمین را به صورت مدلی واحد بررسی می‌کند و ویژگی‌های حرکت و فرآیندهای ترمودینامیکی به وجود آورنده این حرکات را بر اساس روش ریاضی و فیزیکی بررسی می‌کند.

در آب و هواشناسی دینامیک، فرض بنیادی این است که حرکت هوا نتیجه نیروهای حاصل از فرآیندهای ترمودینامیک بر روی زمین است و نیروی محرکه اصلی در گردش عمومی هوا انرژی خورشید و نابرابری در توزیع آن می‌باشد.

معادلات اصلی بیان کننده حرکت شامل موارد زیر می‌باشد:

قانون گاز ایده‌آل (بررسی تغییرات گرما و انرژی)، قانون اوّل ترمودینامیک (بررسی تغییرات گرما و انرژی)، معادله حرکت (بررسی تغییرات سرعت)، معادله رطوبت (تغییرات رطوبت)، معادله پیوستگی ماده (بررسی تغییرات ماده).

تفاوت آب و هواشناسی فیزیکی و دینامیک این است که در آب و هواشناسی فیزیکی تاکید بر پراکندگی انرژی تابشی خورشید است اما در آب و هواشناسی دینامیک تأکید بر نتایج حاصل از انرژی تابشی خورشید می‌باشد.

۱-٤) آب و هواشناسی سینوپتیک

آب و هواشناسی دینامیک مبنای آب و هواشناسی سینوپتیک قرار می‌گیرد. آب و هواشناسی سینوپتیک به مطالعه آب و هواشناسی سیستم‌های اتمسفری می‌پردازد و اطلاعات مورد نیاز را از نقشه‌های سینوپتیک سطوح مختلف اتمسفری به دست می‌آورد.

در آب و هواشناسی سینوپتیک، تمام تغییرات آب و هوایی روی زمین از طریق حرکت عمودی به سیستم‌های اتمسفر سطح بالا بستگی دارد و آب و هوای یک منطقه از زمین با تمام جنبه‌های آن به صورت یکپارچه و تمام عناصر در ارتباط با هم بررسی می‌شوند.

فشار، مهمترین عنصر آب و هوایی است که می‌تواند بقیه عناصر را کنترل کند. در واقع هر الگوی پراکندگی فشار یک تیپ هواست.

ویژگی‌های آب و هواشناسی سینوپتیک:

- تمام عناصر را همانطور که پیداست یکجا در نظر می‌گیرد.

- پراکندگی مکانی آب و هوا با توجه به عامل اصلی به وجود آورنده آن بررسی می‌کند.
- آب و هوا را بر اساس استدلال آماری و معیارهای منطقی طبقه بندی می‌کند.
- نقشه‌های روزانه را مورد بررسی قرار می‌دهد.
- وضعیت آینده را با توجه به گذشته و حال مورد بررسی قرار می‌دهد.

آب و هواشناسی سینوپتیک از لحاظ اصول و مفاهیم و مدلهای مورد استفاده به دینامیک و از نظر نتایج و اهداف به جغرافیا بستگی دارد.

۱-۵) آب و هواشناسی کاربردی

در اقلیم شناسی کاربردی بر امکانات استفاده از انرژی اتمسفر تأکید می‌شود:

۱) استفاده مستقیم از انرژی خورشید در سیستم‌های گرماسازی و تبخیر

۲) کسب انرژی از باد

۳) استفاده غیر مستقیم از باران با توجه به نیروی جریان و شیب رودخانه

۴) که هرکدام از این موارد در محدوده جغرافیایی معین مورد استفاده قرار می‌گیرند اما در مناطق گرم و خشک به دلیل تابش خورشید و بادهای بسامان و وجود صنایع ناشی از رودخانه‌ها هر سه منبع می‌تواند مورد استفاده قرار بگیرد.

نگرش سیستمی در جغرافیا همان نگرش سینوپتیک در آب و هواست. آب و هواشناسی جغرافیا همان آب و هواشناسی سینوپتیک است..

وجوه مشترک آب و هواشناسی سینوپتیک با جغرافیا:

- هر دو تمام پدیده‌ها را با هم در نظر می‌گیرند.
- هر دو تفاوتهای مکانی را در نظر می‌گیرند.
- ابزار کار هر دو نقشه است.
- نتیجه هر دو علم، بهبود محیط زیست و راهنمایی او در بهره برداری صحیح از این محیط است.

۱-۶) دامنه گسترش اقلیم

وسعت محدوده‌های آب و هوایی و به عبارت دیگر دامنه‌ی اعتبار ارقامی که شاخص عناصر آب و هوایی اند، از مقوله‌های مهم اقلیم شناسی است. ویژگی‌های مهم محدوده‌های اقلیمی به شرح زیر است:

۱-۶-۱) بزرگ اقلیم

بزرگ اقلیم را سیستم‌های بزرگ جوی که در ارتباط با گردش سیاره ای هستند به وجود می‌آورند. اغتشاشات اتمسفری نظیر سیکلون، آنتی سیکلون، رودباد، هاریکن و... که تا هزارها کیلومتر را زیر نفوذ خود قرار می‌دهند از نمونه‌های اصلی بزرگ اقلیم هستند. این اغتشاشات در مقیاس زمانی روز، هفته یا ماه عمل می‌کنند.

برای شناخت بزرگ اقلیم یک منطقه لازم است که از یک طرف رابطه بین سیستم‌های فوقانی جو با سطح زمین و از طرف دیگر تاثیر آنها بر سیستم‌های واقع در سطوح پایین جو بررسی شود.

لازم به ذکر است که ارتفاعات بلند زمین و چگونگی توزیع آب و خشکی تا حدودی در پراکندگی بزرگ جوی موثرند.

۱-۶-۲) متوسط اقلیم

متوسط اقلیم بیش از هر اقلیم دیگری تحت تاثیر نمودهای ناهمواری سطح زمین و شکل آنها قرار دارد. از این رو اقلیم دشت، دامنه، جلگه، دره و ... را مشخص می‌کند.

از جمله فرآیندهای جوی متأثر از این ناهمواری ها، رگبارهای همرفتی، تشکیل ابرهای محلی کوهستانی، وزش نسیم دریا، خشکی و گرم باد را می‌توان نام برد. عملکرد این پدیده‌ها تا ساعت‌ها ادامه دارد.

۱-۶-۳) اقلیم محلی

عوارض و ناهمواری‌های سطح زمین در ایجاد متوسط اقلیم‌ها نقش عمده‌ای دارد اما هر واحد مستقل جغرافیایی، مثلاً یک دشت یا دامنه شرایط کاملاً همگنی ندارد. علت اصلی این ناهمگنی، طبیعت و پوشش متنوع سطح زمین در یک واحد جغرافیایی است. مثلاً در یک دشت، انواع پوشش‌های گیاهی، همچنین مزارع گوناگون به نحوی اقلیم خاص خود را به وجود می‌آورند. برای مثال می‌توان اقلیم جنگلهای خزاندار، اقلیم شهر، اقلیم مزارع، اقلیم جنگل‌های مخروطیان و ... را نام برد.

۱-۶-۴) ریز اقلیم

این قلمرو که کوچک‌ترین واحد مهم اقلیمی به حساب می‌آید، به شدت از شرایط فیزیکی سطح زمین تاثیر می‌پذیرد و تمام ویژگی‌های خود را از این شرایط کسب می‌کند.

گایگر در اثر معروف خود به بررسی همه جانبه ایجاد شرایط ریز اقلیم پرداخته و حوزه تاثیر ریز اقلیم را تا ۲ متری سطح زمین می‌داند. برای مثال مزرعه ذرت، جنگل تخریب شده، بخش شهری، دامنه پهنه یخی، پوشش علفی و ... هر کدام به نحوی ریز اقلیم خاص خود را ایجاد می‌کنند.

۱-۷) منابع اطلاعات اقلیمی

۱) شبکه‌ی ایستگاه‌های اقلیمی و سینوپتیک که در آنها دیده بانی‌های پیوسته صورت می‌گیرد.

۲) ایستگاه‌های موقت و سیار که با توجه به ضرورت دیده بانی عناصر اتمسفری در اجرای بعضی از طرحها احداث می‌شوند.

۳) شبکه‌ی ایستگاه‌های دریایی که در سطح دریاها و اقیانوس‌ها به دیده بانی می‌پردازد.

۴) نمودارها و نقشه‌های سینوپتیکی سطح زمین و سطوح مختلف جو که بر اساس سنجش با رادیوسوند تهیه می‌شوند.

۵) تصاویر ماهواره ای که به طور خودکار به وسیله ماهواره‌های هواشناسی از قبیل نووا و کاسموس تهیه و به زمین ارسال می‌شود.

از بین منابع یادشده، دانسته‌های اقلیمی شبکه ایستگاههای اقلیمی و سینوپتیکی، مهمترین و با ارزش ترین منابع اطلاعاتی تلقی می‌شوند که از دیده بانی‌های پیوسته روزانه در ایستگاههای اقلیمی و هواشناسی کشور به دست می‌آیند. دیده‌بانی‌های مزبور معمولا سه بار در روز (ساعتهای ۷، ۱۴و ۲۱ به وقت منطقه‌ای) انجام می‌گیرد.

در ایستگاههای سینوپتیک برای اندازه گیری پارامترهای لازم در سطوح بالای اتمسفر معمولا روزانه ۲ بار به ارسال رادیوسوند اقدام می‌کنند و دانسته‌های لازم را برای تهیه نمودار یا نقشه‌های ارتفاعی هوا به کار می‌برند.

سنجش‌های ماهواره ای مخصوصاً برای برآورد بیلان تابش و کنترل بخشهای وسیعی از سطح کره زمین و البته برای پیش‌بینی سریع وضع هوا به کار گرفته می‌شود.

۱-۸) دامنه زمانی در مطالعات اقلیمی

ارزش و دقت اطلاعات و دانسته‌های اقلیمی با طول دوره‌ی دیده بانی رابطه‌ی مستقیم دارد. این نکته از ماهیت عناصر جوی ناشی می‌شود که نظامی کمابیش متغیر دارند. در بین عناصر اقلیمی بی‌نظمی زمانی بارش از همه بیشتر است.این بی نظمی به موقعیت مکانی ایستگاه نیز بستگی دارد. رطوبت و به تبع آن، ابر و دید افقی از جمله عناصری هستند که کمتر دستخوش نوسان شدید در سطح کره زمین هستند.

دامنه سال‌های لازم برای محاسبه میانگین عناصر اقلیمی در مناطق حاره‌ای به استثنای بارش، به طور مشخصی کم است. اما سنجش میانگین تمام عناصر اقلیمی در مناطق کوهستانی، سالهای بیشتری نیاز دارد.

۱-۹) عناصر و عامل‌های اقلیمی

در بررسی و مطالعه‌ی دانسته‌های اقلیمی باید بین عنصر و عامل اقلیمی تفاوت قائل شویم. دما، رطوبت، فشار و تابش خورشید هر کدام یک عنصر اقلیمی تلقی می‌شوند. تلفیف و آمیزه‌ای از این عناصر را که معرف یک حالت فیزیکی معین در اتمسفراست، مانند گرما، بارش و ابرناکی را نیز یک عنصر اقلیمی در نظر می‌گیرند. اما عامل اقلیمی از قبیل ارتفاع، جهت و پوشش که به نحوی در فضای مورد مطالعه تاثیر داشته باشد.

۱-۱۰) هوا، دوره و اقلیم

تمام شرایط فیزیکی اتمسفر در زمان و مکان معین، محصول استقرار سیستم سینوپتیکی خاصی که در ارتباط با ویژگی‌های سطح زمین کیفیت هوای محیط را مشخص می‌کند، بیانگر چگونگی وضع هواست.

با توجه به این نکته، اگر یک تیپ هوا روزها، هفته‌ها و ماهها تکرار شود یا به عبارت دیگر، روند روزانه‌ی هوا آهنگی یکنواخت داشته باشد، آن روند را اصطلاحاً دوره می‌نامند. مثلاً دوره‌ی خشک، دوره‌ی گرم، دوره‌ی مرطوب و ... .

تکرار این دوره‌ها طی سال‌های طولانی، بافت اقلیمی هر منطقه را مشخص می‌کند.

سوالات فصل اول

۱- اولین مدل گردش عمومی جو توسط کدام یک از دانشمندان زیر ارائه شد؟

الف) بطلمیوس ب) بقراط ج) موری د) هامبولت

۲- کدام یک از جملات زیر صحیح نمی باشد؟

الف) بطلمیوس بر اساس اختلاف حرارت، سرزمین‌های آن روز را به ۷ اقلیم تقسیم کرد.

ب) فون بوخ اولین قدم را در تعیین آب و هوا برداشت.

ج) قرن نوزدهم گشتنگاه آب و هواشناسی توصیفی به علمی می‌باشد.

د) وضعیت فعلی علم آب و هواشناسی نتیجه‌ی تطور آن در قرن هجدهم می‌باشد.

۳- کشف جبهه قطبی، سیکلون و توده هوا از اکتشافات کدام یک از مکاتب زیر می‌باشد؟

الف) مکتب شیکاگو ب) مکتب برگن ج) مکتب فرانکفورت د) مکتب هامبولت

۴- کدام یک از دانشمندان زیر در طول جنگ جهانی دوم برای استفاده‌ی علمی از دانسته‌های آب و هوایی، آب و هواشناسی سینوپتیک را مطرح کرد؟

الف) یاکوبس ب) هامبولت ج) موری د) فون بوخ

۵- کدام یک از شاخه‌های آب و هواشناسی سیر تغییرات و تبدیلات انرژی را مطالعه می‌کند؟

الف) آب و هواشناسی سینوپتیک ب) آب و هواشناسی دینامیک ج) آب و هواشناسی فیزیکی

۶- کدام یک از عناصر هوا می‌تواند بقیه‌ی عناصر را کنترل کند؟

الف) فشار ب) دما ج) نم نسبی د) نم مطلق

۷- آب و هوا شناسی سینوپتیک از نظر اصول و مدل‌های مورد استفاده به ..... و از نظر نتایج و اهداف به ..... بستگی دارد.

الف) فیزیک- جغرافیا ب) دینامیک- فیزیک ج) دینامیک- جغرافیا د) فیزیک- دینامیک

۸- ارتفاعات بلند و توزیع دریا و خشکی بر کدام یک از مقیاس‌های اقلیمی موثر است؟

الف) اقلیم محلی ب) متوسط اقلیم ج) بزرگ اقلیم د) ریز اقلیم

۹- آب و هوا در کدام یک از مقیاس‌های زیر از شرایط فیزیکی زمین بشدت تأثیر می‌پذیرد؟

الف) اقلیم محلی ب) متوسط اقلیم ج) اقلیم محلی د) ریز اقلیم

۱۰- فرآیندهای جوی متاثر از اقلیم محلی تا چه مدت تداوم دارد؟

الف) روزها ب) هفته‌ها ج) ساعت‌ها د) ماه‌ها

پاسخ سوالات فصل اول

۱. ب
۲. ج
۳. ب
۴. الف
۵. ج
۶. الف
۷. ج
۸. ج
۹. د
۱۰. ج

فصل دوم

ترکیب و ساختار اتمسفر

۲-۱) ترکیب اتمسفر

واژه اتمسفر از دو واژه یونانی atmos (بخار) و spharia (کره) مشتق شده است و به غشای نازک هوایی اطلاق می‌شود که کره زمین را در برگرفته است. جرم تقریبی اتمسفر معادل $۵*۱۰^{۱۵}$ است که تقریباً برابر با یک میلیونیم جرم کره‌ی زمین می‌شود. اتمسفر مرز مشخصی ندارد و مرز قراردادی آن را می‌توان در ارتفاع ۳ هزار کیلومتری فرض کرد.

۲-۲) تکامل ترکیب اتمسفر

ترکیب کنونی اتمسفر زمین، حاصل سیر تکاملی پیچیده و طولانی ای است. در سیر تکاملی ترکیب اتمسفر میتوان به روشنی، افزایش برخی اجزا مانند نیتروژن، کاهش برخی دیگر تا حد حذف مانند متان، پدیداری و سیر افزایشی اکسیژن و نیز نوسان‌های بسیار در کمیت بخار آب موجود در اتمسفر را مشاهده کرد.

۲-۳) اجزای تشکیل دهنده اتمسفر

حدود ۹۹/۹۹ درصد حجم اتمسفر از گازهای نیتروژن، اکسیژن، آرگون و دی اکسید کربن تشکیل شده است. به همین دلیل این گازها را گازهای اصلی می‌نامند. تنها ۰/۰۱ درصد حجمی اتمسفر را عناصری از قبیل نئون، هیدروژن، ازن، ید، رادون و ...تشکیل می‌دهد و ذرات جامد از قبیل غبار، دوده، انواع نمکها و گازهای صنعتی که در آلودگی هوا نقش مهمی دارند نیز جز ترکیبات فرعی به شمار می‌آیند. درصد حجمی گازهای اصلی اتمسفر خشک به تفکیک از این قرار است: نیتروژن ۷۸/۰۸درصد، اکسیژن ۲۰/۹۵ درصد، آرگون ۰/۹۳ درصد و گاز کربنیک ۰/۰۳ درصد.

۲-۳-۱) گازهای اتمسفر

نسبت ترکیبات یادشده بویژه ازت و اکسیژن در لایه‌های اتمسفری نزدیک به سطح زمین (تا حدود ۹۰ کیلومتر) به علت تداخل و تلاطم شدید اتمسفر پیوسته ثابت باقی می‌ماند؛ از این رو لایه مزبور را هوموسفر می‌نامند که معرف هوای همگن این بخش از اتمسفر است.

از ارتفاع ۹۰ کیلومتر به بالا که چگالی و میزان آمیختگی اتمسفر به شدت کم می‌شود، توزیع گازها صرفاً براساس وزن مولکولی یا اتمی آنهاست. از ارتفاع ۹۰ کیلومتر به بالا هتروسفر نامیده می‌شود که معرف ترکیب ناهمگن اتمسفر در این ارتفاعات است.

در بین ترکیبات اتمسفر اکسیژن از بقیه گازها ثبات بیشتری دارد و اختلاف بین حداکثر تابستانی و حداقل زمستانی آن، حتی به ۰/۱ حجم معمولی آن در اتمسفر هم نمی رسد.

میزان دی اکسید کربن اتمسفر با توجه به افزایش فرآیندهای سوخت، برخلاف اکسیژن تغییرات زمانی و مکانی دارد. علت اصلی توجه به گاز دی اکسید کربن علاوه بر سمی بودن آن، داشتن باند جذبی موثر برای تابش مادون قرمز خورشید و تاثیر در بیلان گرمایی جو و در نتیجه تغییرات اقلیمی است. گاز دی اکسید کربن روند شبانه روزی دارد به این معنی که معمولاً حداکثر آن در شب و حداقل ان در بعد از ظهرها، همزمان با حداکثر شدت تلاطم مشاهده می‌شود.

ازن یکی از عناصر مهم جوی است که مقدار آن در حوالی سطح زمین ناچیز است ولی در ارتفاعات فوقانی جو به غلظت قابل توجهی می‌رسد. اهمیت ازن، جذب تابش موج کوتاه خورشیدی و ایجاد لایه حفاظی در استراتوسفر است.

در بین ترکیبات جوی، بخار آب که میزان آن به شدت متغیر است، اهمیت بسیاری دارد. مقدار متوسط بخار آب در عرض میانه و فصل گرما، ۱/۳ و در فصل سرما ۰/۴ درصد حجمی از ترکیب معمول اتمسفر را تشکیل می‌دهد. با این حال در شرایط مطلوب مثلاً در مناطق گرم حارهٔای گاه تا ۴ درصد از ترکیب اتمسفر را بخار آب اشغال می‌کند.

۲-۳-۲) آئروسل‌ها

آئروسل‌ها ترکیبات غیر گازی و جامدی هستند که بویژه در حوالی سطح زمین دیده می‌شوند. آئروسل‌ها شامل ذرات غبار به ابعاد مختلف، گازهای صنعتی، زاییده‌های سوخت مانند دوده و ذراتی چون نمکند.

مقدار هواویزه‌ها در ارتفاعات و بعد از هر بارش کاهش می‌یابد و حداکثر آن در حوالی سطح زمین و در زیر پپلوپاوز است. علاوه بر این، مقدار هواویزه به سیر عمودی دما و وضعیت باد بستگی دارد.

اهمیت اساسی هواویزه‌ها، بخصوص در این است که آنها هستک‌های تراکمی لازم برای گذار بخار آب به قطرات آب یا ذرات برف و یخ را تشکیل می‌دهند.

۲-۴) ساختار جو زمین

اتمسفر زمین بر اساس چگونگی روند دما، اختلاف چگالی، تغییرات فشار، تداخل گازها و ویژگی‌های الکتریکی به لایه‌های متفاوتی به شرح زیر تقسیم می‌شوند:

۱) تروپوسفر؛ ۲) استراتوسفر؛ ۳) مزوسفر؛ ۴) یونوسفر؛ ۵) اگزوسفر.

۲-۴-۱) تروپوسفر:

تروپوسفر، پایین‌ترین لایه جو و نزدیک‌ترین لایه به سطح زمین است و از سطح زمین آغاز شده و تا ارتفاع ۱۸–۱۰ کیلومتری (۱۱–۶ مایلی) ادامه می‌یابد. بسیاری از ابرها و سیستم‌های آب‌وهوایی در این لایه قرار دارند. ضخامت تروپوسفر در قطب حدود ۸–۷ کیلومتر (۵ مایل) و در استوا حدود ۱۸–۱۶ کیلومتر (۱۱–۱۰ مایل) است. علاوه بر این، ارتفاع این لایه به تغییر فصل‌ها نیز بستگی دارد. ۸۰ درصد کل جرم جو و ۹۹ درصد بخار آب جو در تروپوسفر قرار دارد. بخار آب موجود در تروپوسفر در مناطق گرم و به ویژه مناطق استوایی زیاد و در مناطق قطبی کم است. بخار آب با جذب انرژی تابشی گرمایی خورشید نقش مهمی در تنظیم آب‌وهوای زمین دارد.

با افزایش ارتفاع در تروپوسفر، چگالی گازها کاهش می‌یابد و هوا رقیق‌تر می‌شود. بنابراین، دمای هوا با افزایش ارتفاع در این لایه نیز کاهش می‌یابد. هم‌چنین با افزایش ارتفاع، فشار هوا نیز کاهش می‌یابد. دمای هوا در سطح زمین ۱۵ درجه سانتی‌گراد و ارتفاع ۱۰ کیلومتر ۴۹٫۹- درجه سانتی‌گراد است. فشار در سطح زمین ۱۰۱۳٫۲ بار و در ارتفاع ۱۰ کیلومتر ۲۶۵ بار است. با افزایش ارتفاع، چگالی کاهش می‌یابد و در نتیجه تروپوسفر چگال‌ترین لایه جو است. ابرهایی مانند کومولوسو استراتوس در این لایه قرار دارند. هواپیماها عمدتاً در این لایه پرواز می‌کنند.

تروپوپاوز مرز میان تروپوسفر و استراتوسفر است. ارتفاع تروپوپاوز در تابستان بیشتر از زمستان است. هستک‌های رودباد در کلیه عرض‌های جغرافیایی در زیر تروپوپاوز قرار دارد.

۲-۴-۲) استراتوسفر:

استراتوسفر، دومین لایه‌ی جو زمین است که از ارتفاع ۱۰ کیلومتری (۶،۲ مایلی) آغاز شده و تا ارتفاع ۵۰ کیلومتری (۳۱ مایلی) ادامه می‌یابد. ارتفاع استراتوسفر به طول و عرض جغرافیایی و تغییر فصل‌ها بستگی دارد.

استراتوسفر از ارتفاع ۱۶ کیلومتری (۱۰ مایلی) بر فراز استوا و از ارتفاع ۱۰ کیلومتری (۶ مایلی) بر فراز قطب آغاز می‌گردد. بخار آب بسیار کمی در استراتوسفر وجود دارد و دلیلش این است که تقریباً همه ابرها به استثنای ابرهای استراتوسفری قطبی در تروپوسفر قرار دارند. این ابرها در ارتفاع ۲۵–۱۵ کیلومتری (۱۵،۵–۹،۳ مایلی) یافت می‌شوند. هوا در این لایه تقریباً هزار برابر نازکتر از هوا در سطح دریا است (تراکم مولکول‌ها در سطح دریا تقریباً هزار برابر تراکم مولکول‌ها در استراتوسفر است).

دما در بالای تروپوپاوز بر حسب منطقه اقلیمی و فصل تفاوت دارد؛ به عنوان مثال در بالای منطقه حارّه افزایش و در عرض‌های متوسط فقط در تابستان افزایش و در زمستان کاهش می‌یابد.

در استراتوسفر با توجه به روند دما در دراز مدت ۲ لایه‌ی متفاوت وجود دارد:

- از ارتفاع ۱۱ تا ۲۵ کیلومتری دما ثابت است (۵۶- درجه) و وضعیت ایزوترمی برقرار است.
- تا ارتفاع ۵۰ کیلومتری به علت جذب ماوراء بنفش دما تا صفر درجه افزایش می‌یابد. این بخش از لایه استراتوسفر، ازنسفر نامیده می‌شود.

در استراتوسفر به ندرت ابر تشکیل می‌شود؛ در شرایط ویژه ای ابرهای کوهستانی به نام ابرهای مرواریدی ناشی از حرکات موجی شکل هوا تشکیل می‌شود. این ابرها در ارتفاع ۲۱ تا ۲۹ کیلومتری تشکیل می‌شود.

پرتوی فرابنفش تولید شده توسط تابش خورشید در صورت رسیدن به سطح زمین می‌تواند موجب سرطان پوست، آب‌مروارید چشم، آسیب‌رساندن به سیستم ایمنی بدن و تأثیر منفی بر رشد گیاهان شود. مولکول‌های ازن و اکسیژن که در استراتوسفر قراردارند، پرتوهای فرابنفش خورشید را جذب می‌کنند و مانند یک سپر مانع از ورود این پرتوها به سطح زمین می‌شوند. ازن و اکسیژن می‌تواند۹۹–۹۵ ٪ پرتوهای فرابنفش به ویژه فرابنفش نوع C و B که پرانرژی‌ترین پرتوهای فرابنفش هستند و موجب آسیب زیستی می‌شوند را جذب‌کند. نقش نگهبانی ازن به قدری حیاتی است که به باور دانشمندان زندگی بر روی زمین بدون لایه ازن امکان‌پذیر نبود. لایه ازن پرتو فرابنفش را به پرتو فراسرخ تبدیل می‌کند و به سطح زمین می‌فرستد. کلروفلوئوروکربن‌ها (سی‌اف‌سی‌ها) باعث کاهش مولکول‌های ازن در استراتوسفر زمین شده‌اند. هالوکربن‌ها نیز از دیگر مواد تخریب‌کننده ازن استراتوسفری هستند و با انتشار کلر و برم لایه ازن را تخریب می‌کنند. هم‌چنین، برخی از مواد تخریب‌کننده لایه ازن در وسایل نقلیه هوایی، گازهای به کاررفته در فرآیند خنک‌سازی در یخچال، حلال‌ها، افشانه‌ها و کپسول‌های آتش‌نشانی وجود دارند. گرمایش زمین افزایش نظام‌مند گرمای زمین است که عمدتاً ناشی از گازهای گلخانه‌ای است. ازن یک گاز گلخانه‌ای است و در آب‌وهوای کره زمین نقش دارد. افزایش گازهای گلخانه‌ای مانند کربن دی‌اکسید ممکن‌است بر چگونگی بهبود لایه ازن در سال‌های آینده اثر بگذارد. لایه ازن سالانه کوچک‌تر از پیش می‌شود. حفره ازن در قطب جنوب هنوز مثل هر سال است.دلیل این پدیده نیز ورود کلرهای موجود در مواد شیمیایی ساخته‌شده توسط انسان‌ها به استراتوسفر است.

مرز میان استراتوسفر و مزوسفر، استراتوپاز نام دارد.

۲-۴-۳) ترموسفر

ترموسفر میان مزوسفر و اگزوسفر قرار دارد. این لایه از ارتفاع ۹۰ کیلومتری (۵۶ مایلی) آغاز شده و تا ارتفاع ۵۰۰ کیلومتری (۳۱۱ مایلی) یا ۱،۰۰۰ کیلومتری (۶۲۱ مایلی) ادامه می‌یابد. با افزایش ارتفاع در ترموسفر، دما در بخش‌های پایینی این لایه به شدت افزایش می‌یابد اما در بخش‌های بالایی دما نسبتاً ثابت می‌ماند. فعالیت‌های خورشیدی دما در این لایه را به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد. دمای ترموسفر معمولاً در طول روز ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد بیشتر از شب است و زمان‌هایی که خورشید بسیار فعال است، دما در این لایه از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد به ۲،۰۰۰ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد.

چگالی در ترموسفر بسیار کم است و برخی بر این باورند که فضای بیرونی از بخش‌های پائینی ترموسفر آغاز می‌گردد، اما این لایه بخشی از جو زمین به‌شمار می‌آید. شاتل‌های فضایی و ایستگاه‌های فضایی بین‌المللی در این لایه قرار دارند. در بخش‌های

پایینی این لایه اکسیژن اتمی (O)، نیتروژن اتمی (N) و هلیم (He) اجزای اصلی هوا هستند. بخش عمده‌ای از پرتو ایکس و فرابنفش در این لایه جذب می‌شوند. یونوسفر زمین متشکل از ذرات یونیزه‌شده در جو است و با ترموسفر که از نظر الکتریکی خنثی است، هم‌پوشانی دارد. ذرات باردار یونوسفر با اتم‌ها و مولکول‌های ترموسفر برخورد می‌کنند و انرژی اضافی تولید می‌کنند. این انرژی اضافی توسط فوتون‌ها به‌شکل نور ساطع می‌شود و شفق‌های قطبی رخ می‌دهد. شفق‌های قطبی عمدتاً در ترموسفر رخ می‌دهند.

ترموپاز مرز میان ترموسفر و اگزوسفر است.

۲-۴-۴) اگزوسفر

اگزوسفر بالاترین لایه جو زمین است که جو پس از آن پایان می‌پذیرد و خلأ آغاز می‌گردد. هوا در این لایه بسیار رقیق است و تفاوت چندانی با خلأ ندارد. اجزای اصلی این لایه، هیدروژن و هلیم هستند که تراکم کمی دارند و بسیاری از ماهواره‌ها در این لایه قرار دارند.

اگزوسفر، مرز میان جو و فضای بیرونی به‌شمار می‌رود و از ارتفاع حدود ۵۰۰ کیلومتر آغاز شده و تا ۱۰،۰۰۰ کیلومتر (۶،۲۰۰ مایل) ادامه می‌یابد. اتم‌ها و مولکول‌های هوا در این لایه به‌طور مداوم به فضا می‌گریزند و راه می‌یابند. این لایه شامل حرکات ذرات به درون و بیرون مغناطیس‌سپهر (مگنتوسفر) و باد خورشیدی است. به‌دلیل رقیق‌بودن بسیار هوا در اگزوسفر، گرمای زیادی در هوا به اشیا منتقل نمی‌شود، حتی اگر هوا بسیار گرم باشد.

۲-۵) طبقه بندی جو زمین بر پایه ویژگی‌های الکترومغناطیسی

۲-۵-۱) یونوسفر

یونوسفر (یون‌کره)، بخشی از بخش‌های بالایی جو است که توسط تابش‌های خورشیدی یونیزه شده‌است و در ارتفاع حدود ۸۰۰–۶۰ کیلومتر قرار دارد. بخش عمده‌ای از این یونیزه‌شدن توسط پرتو ایکس و فرابنفش و باد خورشیدی صورت می‌گیرد. اگرچه خورشید مهم‌ترین عامل یونیزه‌شدن است، اما پرتوهای کیهانی نیز در این عمل سهم کمی دارند و هرگونه اختلال در جو، در یونیزه‌شدن اثر می‌گذارد. به‌دلیل رقیق‌بودن بسیار هوا در تروپوسفر، الکترون‌های آزاد در این لایه وجود دارند، اما امکان دارد الکترون‌ها توسط کاتیون‌ها (یون‌های مثبت) اسیر شوند. تعداد الکترون‌ها به اندازه‌ای است که می‌توانند بر انتشار فرکانس رادیویی تأثیر بگذارند. این بخش یونیزه‌شده جو را یونوسفر می‌نامند. تراکم پلاسما در یونوسفر در طول روز و شب و فصل‌ها تغییر می‌کند و به گرانش زمین نیز بستگی دارد. بیشترین چگالی پلاسما در یونوسفر در ارتفاع ۳۰۰–۲۵۰ کیلومتر است. یونوسفر می‌تواند امواج رادیویی در محدوده فرکانس خاصی را منعکس کند.

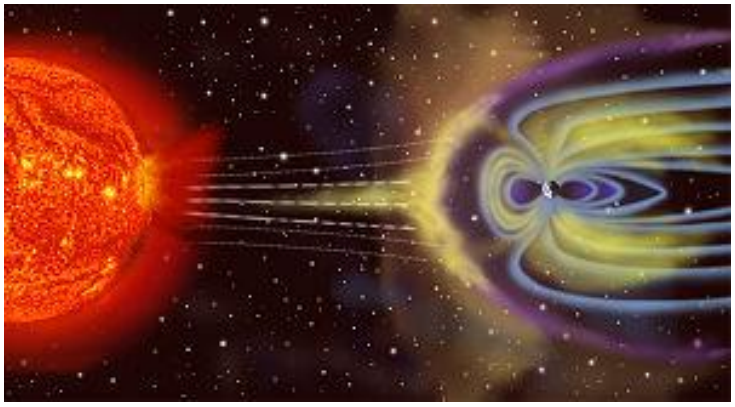
۲-۵-۲) مگنتوسفر

مگنتوسفر از زمین در برابر باد خورشیدی محافظت می‌کند.

مگنتوسفر فضای پیرامون یک جسم فضایی است که توسط میدان مغناطیسی جسم کنترل می‌شود. مگنتوسفر، منطقه تعامل میان میدان مغناطیسی طبیعی سیاره و باد خورشیدی است. در این منطقه بسیاری از ذرات دارای بار الکتریکی نزدیک سیاره وجود دارند. بخش‌های اصلی مگنتوسفر زمین، باد خورشیدی و میدان مغناطیسی هستند. میدان مغناطیسی زمین تا ۳۶،۰۰۰ مایل به درون فضا می‌رسد. مگنتوسفر این میدان مغناطیسی را پوشش داده‌است و از بسیاری از ذرات خورشید مانند باد خورشیدی که می‌تواند به زمین آسیب برساند، جلوگیری می‌کند. اما برخی از بادهای خورشیدی از مگنتوسفر هم می‌گذرند و شفق‌های قطبی می‌سازند.

در این فضا ابرهای پلاسمایی با سرعت ۱۶۰۰ کیلوتر در ساعت در فضا منتشر می‌شوند.

مگنتوسفر زمین علاوه بر مزایای پنهان خود خطراتی نیز دارد که یکی از این خطرات توفان‌های مغناطیسی هستند. هنگامی که بادهای نیرومند خورشیدی با مگنتوسفر برخورد می‌کنند، می‌توانند به مدارهای الکتریکی آسیب‌بزنند و موجب قطع برق و خاموشی بشوند. خورشید و سیارات دیگر مگنتوسفر دارند، اما مگنتوسفر زمین نیرومندترین مگنتوسفر در میان سیارات سنگی است.



شکل ۲-۱) مگنتوسفر

۲-۵-۳) کمربند وان آلن

دو کمربند هلالی‌شکل وان آلن

کمربند تابشی وان آلن از دو لایه‌ی هلالی‌شکل ساخته‌شده و دارای ذرات باردار انرژی (پلاسما) است و پیرامون زمین قرار دارد و میدان مغناطیسی زمین را در جای خود نگه می‌دارد. کمربند وان آلن از ارتفاع ۱۰۰۰ کیلومتر آغاز شده و تا ارتفاع ۶۰،۰۰۰ کیلومتر گسترش می‌یابد. سمت رو به خورشید به علت فشار بادهای خورشیدی فرورفتگی مشخصی دارد.

این کمربند دارای دو منطقه درونی و بیرونی است. منطقه درونی در ارتفاع ۳،۰۰۰ کیلومتر (۱،۸۶۰ مایل) بالاتر از سطح زمین و منطقه بیرونی آن که بیشترین چگالی را دارد، در فاصله ۱۵،۰۰۰ تا ۲۰،۰۰۰ کیلومتر (۹،۳۰۰ تا ۱۲،۴۰۰ مایل) بالاتر از سطح زمین واقع شده‌است. منطقه درونی دارای پروتون‌های پرانرژی است که بیش از ۳۰،۰۰۰،۰۰۰ الکترون‌ولت انرژی دارند. منطقه بیرونی دارای ذرات بارداری هستند که از جو و خورشید (برای نمونه، یون‌های هلیم که از باد خورشیدی سرچشمه گرفته‌اند) منشأ گرفته‌اند. این منطقه دارای پرتون‌های کم‌انرژی و الکترون‌های پرانرژی است که انرژی آن تا چند صد میلیون الکترون‌ولت می‌رسد.

شکل۲-۲) کمربند وان آلن

۲-۶) اتمسفر استاندارد

این اتمسفر نیمرخی فرضی از توزیع عمودی دما، فشار و چگالی جو زمین است که معرف شرایط متعارف جو در عرض‌های میانه است.

سوالات فصل دوم

۱. کدام‌یک از ترکیبات جوی روند شبانه روزی دارد؟

الف) اکسیژن ب) آرگون ج) دی اکسید کربن د) نیتروژن

۲. مقدار هواویزه به سیر عمودی ..... و وضعیت ..... بستگی دارد.

الف) فشار – رطوبت ب) دما- فشار ج) رطوبت-وارونگی د) دما- باد

۳. ضخامت تروپوسفر به کدام یک از موارد زیر بستگی دارد؟

الف)رطوت هوا

ب)دوری و نزدیکی به اقیانوسها

ج)میزان ناپایداری جوی

د)شرایط حرارتی در عرضهای مختلف جغرافیایی

۴. هسته‌های رودباد در زیر کدام یک از لایه‌های زیر قرار دارد؟

الف)پیلیوپاوز ب)تروپوپاوز ج)استراتوپاوز د)مزوپاوز

۵. دما در بالای تروپوپاوز بر حسب ..... و ..... متفاوت است.

الف)عرض جغرافیایی – فصل ب)میزان تابش دریافتی- عرض جغرافیایی

ج)طول جغرافیایی- فصل د)منطقه اقلیمی-فصل

۶.در کدام یک از لایه‌های زیر ابرهای مرواریدی ناشی از حرکات موجی شکل هوا تشکیل می‌شود؟

الف)استراتوسفر ب)مزوسفر ج)تروپوسفر د)یونوسفر

۷. ابرهای شب تاب در کدام یک از لایه‌های زیر تشکیل می‌شود؟

الف)استراتوسفر ب)مزوسفر ج)تروپوسفر د)یونوسفر

۸. در کدام یک از لایه‌های زیر با افزایش ارتفاع دما افزایش پیدا می‌کند؟

الف)تروپوسفر ب)اگزوسفر ج)ماگنتوسفر د)ترموسفر

۹. کدام یک از لایه‌های زیر لایه‌ی گذار جو به فضای کیهانی است؟

الف)تروپوسفر ب)اگزوسفر ج)اگنتوسفر د)ترموسفر

۱۰.در کدام یک از لایه‌های زیر ابرهای پلاسمایی با سرعت ۱۶۰۰ کیلومتر در ساعت در فضا منتشر می‌شوند؟

الف)تروپوسفر ب)اگزوسفر ج)ماگنتوسفر د)ترموسفر

پاسخ سوالات فصل دوم

۱. ج
۲. د
۳. د
۴. الف
۵. د
۶. الف
۷. ب
۸. د
۹. ب
۱۰. ج

فصل سوم

دما

۳-۱) عوامل مؤثر در دما

مقداری از انرژی تابشی خورشید توسط عوارض زمین جذب شده و تبدیل به انرژی حرارتی می‌شود که به شکل دما جلوه می‌کند. اصلی ترین عامل ایجاد دما، انرژی حاصل از تابش موج کوتاه خورشیدی است.

در مناطق گرمسیری نوسان سالانه دما کم است ولی در مناطق معتدل و عرضهای بالا نوسان سالانه‌ی دما زیاد است.

گرما همان انرژی حرارتی مولکولهاست. هدایت گرمایی همان ثابت فیزیکی است که برای شیء جامد پیوسته عددی معین است. تلاطم یا همرفت بیشتر از هدایت گرمایی گرما را انتقال می‌دهد.

دامنه‌ی نوسان دما با افزایش عمق در زمین کاهش می‌یابد و زمان رسیدن به درجات نهایی (حداقل و حداکثر) به تعویق می‌افتد.

محققان مختلف گزارش کرده اند که رسیدن دمایی معین به عمق ۱۰ سانتی متری ۳ ساعت، به عمق ۳۰ سانتی متری ۱۲ ساعت و به عمق ۶۰ سانتی‌متری ۳۳ ساعت طول می‌کشد.

گفتنی است نفوذ موج گرمایی حداکثر دمای روزانه به درون زمین معمولاً کندتر از نفوذ موج گرمایی حداقل دمای روزانه است. دیرتر رسیدن موج گرمایی حداکثر نسبت به موج گرمایی حداقل تا عمقی معین را تاخیر زمانی می‌نامند.

تضعیف دامنه نوسان با افزایش عمق باعث می‌شود که سیر روزانه دما در عمق ۰/۵ متری و نوسان سالانه آن در عمق تقریبی ۱۰ متری ناپدید شود. معمولاً دما در اعماق ۱۰ متری از سطح زمین ثابت و رقم آن به میانگین سالانه دمای محیط بسیار نزدیک است.

۳-۱-۱) تاثیر ارتفاع بر دما

جو زمین را اساساً سطح آن گرم می‌کند، بنابراین با افزایش ارتفاع، پیوسته دمای هوا کم می‌شود.مقدار این کاهش یا افت محیطی دما معمولاً بین ۰/۵ تا ۰/۶ درجه سلسیوس در هر ۱۰۰ متر است.

این مقدار رقمی متوسط است و امکان دارد میزان آن کاهش یابد و گاهی اوقات حتی با افزایش ارتفاع منفی شود که در این حالت با افزایش ارتفاع بر مقدار آن افزوده می‌شود. این موارد را وارونگی دمایی می‌نامند. انواع وارونگی دمایی را بر اساس عامل‌های تشکیل دهنده‌ی آن می‌توان تشخیص داد:

وارونگی گاهی از سطح زمین به طرف بالا دیده می‌شود که آن را وارونگی سطح زمین می‌گویند. و گاه در لایه هایی از سطح زمین دیده می‌شود که آن را وارونگی فوقانی می‌خوانند. وارنگی دما به طرق گوناگون ایجاد می‌شود که چهارنوع وارونگی مهم

عبارتند از ۱.وارونگی تشعشعی ۲.وارونگی تربولانسی ۳.وارونگی فرونشینی و ۴.وارونگی جبهه‌ای .اما وارونگی که این روزها بیشتر باعث آلودگی مناطق کشور می‌شود وارونگی تشعشعی است.

وارونگی تشعشعی

وارونگی تشعشعی ممکن است وارونگی سطح زمین را ایجادکند. درهنگام شب سطح زمین در اثر تشعشع سرد می شود و چنانچه فرایند سرد شدن برای مدت کافی ادامه یابد، هوای نزدیک سطح زمین سردتر از جو بالای آن می شود. در چنین شرایطی وارونگی دمایی در نزدیکی زمین گسترش می یابد و در نتیجه در هوای آرام یا هنگام وزش باد خیلی ضعیف و کاهش تشعشع از سطح زمین فرآیند سرد شدن به طرف بالا تا ارتفاع نسبتا کمی گسترش می یابد که نوعی وارونگی کم عمق ایجاد می شود. با وجود این گاه دمای سطح زمین نیز پائین آمده و وارونگی کم عمق سطح زمین کاملا مشخص می شود که در این حالت آنرا وارونگی قوی می خوانند البته برای پیدایش وارونگی شرایطی لازم است که عبارتند از :

۱- هوای آرام و بدون باد، زیرا وزش باد و ایجاد تلاطم در هوا موجب مخلوط شدن دمای هوا در سطوح مختلف شده و مانع از شکل گیری پدیده وارونگی دمایی می‌گردد.

۲ - هوای صاف و بدون ابر نیز در چنین هوایی شرایط بهتری را مهیا خواهد نمود، زیرا وجود پوشش ابری در آسمان سبب جذب پرتوهای مادون قرمز تابشی از سطح زمین و انعکاس مجدد آن به طرف سطح زمین شده و موجب گرم شدن مجدد هوا از پایین خواهد شد. در نتیجه در هوای ابری احتمال وارونگی دمایی کمتر است.

۳ - طولانی بودن شب. در شب‌های طولانی زمین برای باز تابش انرژی جذب شده در طول روز فرصت کافی خواهد داشت و زمان برای انتقال انرژی گرمایی به لایه‌های بالاتر مهیا خواهد بود، به همین دلیل هر چه شب طولانی تر باشد ضخامت لایه وارونگی بیشتر خواهد شد.

به توجه به شرایط ذکر شده مشخص می‌شود که شب‌های زمستان بویژه هنگامی که توده‌های هوای پایدار بر منطقه ای ساکن باشد شرایط ایجاد وارونگی‌های تابشی بیش از هر موقع دیگر مهیا خواهد بود. این نوع وارونگی با طلوع خورشید بتدریج از بین می‌رود.

با حاکم شدن وارونگی دمایی در سطح زمین بویژه در مناطق شهری بزرگ و صنعتی آلودگی‌های تولید شده توسط منابع آلاینده مانند خودروها، کارخانه‌ها، لوازم گرمازای منازل و... به دلیل سنگین بودن هوای سرد و عدم تمایل این هوا به صعود و انبساط وترکیب آن با هوای فوقانی در سطح زمین متراکم شده و سبب افزایش غلظت آلاینده‌ها در درون هوای استنشاقی انسان شده و عوارضی را به دنبال خواهد داشت.

وارونگی تربولانسی

تربولانس به مفهوم ایجاد آشفتگی و تلاطم‌های کوچک در هوا می‌باشد که به دو صورت حرارتی و مکانیکی ظاهر می‌شود که در وارونگی دمایی دو اثر کاملاً متضاد دارند. نوع اول در طول روز با طلوع خورشید روی میدهد و نتیجه آن از بین رفتن وارونگی دمایی است، و نوع دوم که در نتیجه وزش باد بر روی سطوح ناصاف مانند ناهمواری‌ها و ساختمانهای مرتفع شهری است پدید می‌آید. این فرایند موجب چرخش‌های کوچک در درون هوای موجود در لابلای ساختمانها و یا بین ناهمواریهای کوچک شده و درنتیجه بخش زیرین هوا از سطوح فوقانی آن جدا گردیده و این لایه هوا که در نتیجه تابش دمای خود را در طول شب از دست نمی‌دهد با هوای بالایی مخلوط نشده و به صورت یک لایه سرد در زیر لایه‌های گرمتر فوقانی به صورت یک لایه وارونه ظاهر می‌گردد. این پدیده در شهرهای بزرگ به ساختمانهای بلند یا سطوح طبیعی یا شهرهای واقع در لابه‌لای تپه‌ها دیده می‌شود. تربولانس سبب تقویت وارونگی تشعشعی می‌گردد.

وارونگی فرونشینی (Subsidence)

این نوع وارونگی با پدیده همرفت (convection) در سطوح فوقانی و واگرایی (divergence) در سطوح زیرین هوا همراه است. این نوع وارونگی در دو حالت پدید می‌آید:

الف) از آن جایی که جریان هوا در نزدیکی سطح زمین به اطراف حرکت می‌کند، هوایی که از بالا به سمت پایین فرو می‌نشیند جای آنرا می‌گیرد. هوای نزول کننده همچنان که به سطح زمین نزدیک می‌شود در نتیجه فشرده شدن گرم می‌شود. با وجود

گرم شدن این هوا، چنانچه دمای هوا در قله هوای درحال فرونشینی گرم‌تر از کف آن باشد با پدیده وارونگی دمایی مواجه خواهیم شد. این نوع وارونگی در مناطقی که هوای پرفشار بر آنها استقرار یافته تشکیل می‌شود.

ب) در طول شب هوای مجاور قلل کوهستانی در نتیجه تابش مادون قرمز حرارت به سرعت سرد شده و در نتیجه سنگینی به آرامی و به‌صورت یک لایه نازک از مجاورت سطح دامنه کوه به طرف کف دره‌ها و دشت‌های مجاور خزیده و در چاله‌ها روی هم انباشته می‌شود و در نتیجه این عمل هوای گرم مجاور سطح زمین به لایه‌های بالاتر رانده می‌شود که زاییده این عمل نیز وارونگی دمایی است.

وارونگی جبهه ای

در جبهه‌ی گرم هنگامی که یک توده هوای گرم در مواجه با توده هوای سرد مجبور به صعود از روی هوای سرد می‌شود در امتداد قائم هوای زیر سرد تر از هوای سطوح فوقانی خواهد بود و نوعی وارونگی را بوجود خواهد آورد که به وارونگی جبهه ای موسوم می‌باشد. ارتفاع لایه وارونگی توسط شیب جبهه هوا و دوام آن نیز توسط سرعت حرکت توده هوا کنترل می‌شود. به هر صورت با عبور جبهه‌ی گرم وارونگی نیز از بین خواهد رفت.

چاله‌ها و گودالها منبع تجمع هوای سرد در شب به شمار می‌آیند و وجود آنها زمینه مناسبی برای وقوع وارونگی دمایی است. برعکس تپه‌ها و سطوح ناهموار کوچک به ایجاد شرایط حرارتی متعادل‌تر کمک می‌کنند. زیرا لایه‌های هوای نزدیک به سطح زمین به دلیل موقعیت اینگونه نواحی، نسبت به وضع تابش آفتاب، در طول روز نمی توانند بشدت گرم شوند و هوای گرم شده‌ی نزدیک دامنه می‌تواند با هوای اطراف مناطق پایین‌تر که گرمای چندانی کسب نکرده است مخلوط تر شود.. در شب نیز هوای سرد روی دامنه به پایین سرازیرمی‌شود و هوای گرمتر ارتفاعات جای آن را می‌گیرد.

از سود دیگر تفاوت در آفتابگیری جهات مختلف دامنه‌ها، شرایط دمایی متفاوت خاک و در نتیجه هوا را به وجود می‌آورد. معمولاً کمیت دمای شیب دامنه، در عرض‌های جغرافیایی پایین، چندان قابل توجه نیست، اما همین مقدار در مناطق برئن حاره‌ای عامل مهمی به حساب می‌آید؛ زیرا تابش آفتاب در هر واحد سطح زمین در عرضهای برون حاره‌ای، در دامنه‌ی جنوبی بیشتر از شیب‌های شمالی است.

با این حال بهره مندی جهات مختلف دامنه‌ها از جهات مختلف دامنه‌ها از عناصر اصلی تابش کلی یعنی تابش مستقیم و پراکنده یکسان نیست، زیرا میزان دریافت تابش مسقیم تابع جهت و شیب است، در حالی که تابش پراکنده ضرورتاً در تمام جهات مختلف شیب‌های مشابه یکسان است و تنها از شیب تاثیر می‌پذیرد.

معمولاً هرچه نسبت تابش پراکنده به تابش کلی بیشتر باشد تفاوت در انرژی دریافتی شیب‌های مختلفی که در معرض آن قرار گرفته اند کمتر است؛ برای مثال در یک روز تمام ابری که تابش مستقیم وجود ندارد، تاثیر جهت تابش کلی در دامنه‌ها به حداقل می‌رسد.

معمولاً نسبت تابش پراکنده به تابش کلی در مناطق قطبی بیشتر است؛ زیرا در این نواحی پوشش ابر زیاد و ارتفاع خورشید کم است. به دلیل مشابه، این نسبت در زمستان شدیدتر از تابستان است؛ از این رو در معرض تابش قرار گرفتن دامنه‌ها در عرضهای جغرافیایی متوسط نقشی مهمتر دارد تا در مناطق قطبی و در تابستانها نیز مهمتر از زمستان است.

معمولاً در صورت عدم وجود ابر، شیب‌های جنوب غربی گرمتر از شیب‌های جنوب شرقی اند. بزرگترین اختلاف دما بین شیبهای شمالی و جنوبی، در ماههای مربوط به بهار و تابستان است.

معمولاً تفاوت حداقل دما بین شیبهای شمالی و جنوبی کمتر از تفاوت حداکثر دمای بین آنهاست و در نتیجه دامنه‌ی تغییرات دما در دامنه‌های جنوبی بیشتر است. از این گذشته دمای حداکثر در دامنه‌های شمالی غالباً دیرتر از دامنه‌های جنوبی فرا می‌رسد.

درجه‌ی شیب دامنه ها، مقدار دریافت انرژی خورشید در واحد سطح آنها را مشخص می‌کند و این مقدار از تغییر شیب بسیار بیشتر از عرض جغرافیایی تاثیر می‌پذیرد. همچنین اختلاف دما بین شیب‌های مختلف برحسب تفاوت مقدار شیب انها تشدید می‌شود، به طوریکه در خارج از مناطق حاره، یک شیب ملایم رو به جنوب گرمتر از زمین مسطح است.

گرمترین دامنه دامنه ای است که در فصل رویش، نسبت به تابش خورشید تقریباً عمود باشد. بنابراین با افزایش عرض جغرافیایی، باید میزان شیب بیشتر باشد، تا همان مقدار تابشی را دریافت دارد که شیبی کمتر در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر دریافت می‌دارد.

۳-۱-۲) وزش و همرفت هوا

هوای لایه‌ی مجاور سطح زمین، در صورت کسب شرایط لازم، ممکن است در طول روز و در تابستان بشدت گرم شود و در مواردی که باد شدید وجود داشته باشد، از طریق تلاطم یا همرفت با هوای سرد ارتفاعات مخلوط شود. برعکس در شب و در زمستان و نیز در مواقع استقرار هوای آرام لایه‌ی مزبور ممکن است به شدت سرد شود. لایه‌ی یاد شده با افزایش سرعت باد از هم گسیخته و با هوای گرم ارتفاعات مخلوط می‌شود. بنابراین بادهای ضعیف در قیاس با بادهای ملایم و شدید، تضاد حرارتی شدیدتری را بین شب و روز ایجاد می‌کند.

۳-۱-۳) ابرناکی

ابرها باعث کاهش تابش خورشید و در نهایت کاهش تابش موثر می‌شود. بنابراین تضاد تابشی بین شب و روز در مواردی که لایه ابر ضخیمی وجود داشته باشد، متعادل شده، این امر باعث افزایش حداقل و کاهش حداکثر دمای روزانه محل می‌شود. نتیجه آنکه دامنه‌ی نوسان حرارت یا اختلاف بین حداکثر و حداقل دمای روزانه محل در روزهای ابری، در مقایسه با روزهای صاف به مراتب کمتر است.

۳-۱-۴) جریانات اقیانوسی

ضمن بحث تابش اشاره کردیم که جریانات اقیانوسی، نقش عمده‌ای در انتقال انرژی و در نتیجه در پراکندگی دما دارند؛ برای نمونه جریان آب گرم گلف استریم، آبهای گرم منطقه‌ی حاره را به طرف شمال می‌برد و سبب بالا رفتن دمای محیط در سواحل شبه جزیره‌ی اسکاندیناوی می‌شود؛ یا جریان آب سرد پرو، آبهای سرد عرضهای بالا را به سواحل پرو می‌آورد و دمای این منطقه را کاهش می‌دهد.

۳-۲) روند روزانه دما

از آنجایی که گرم شدن سطح زمین و انتقال حرارت آن به قشرهای اتمسفری مدت زمانی طول می‌کشد، بین روند تغییرات زمانی گرم شدن هوا فاصله ای زمانی وجود دارد.

حداقل درجه حرارت روزانه، درست مقارن طلوع آفتاب و حداکثر آن، بعد ازظهر، یعنی پس از پایان زمان بیشترین تابش است.گفتنی است موقع زمانی دماهای حداقل و حداکثر، نسبت به خصوصیت محلی متغیر است؛ مثلاً گردش روزانه یا فصلی، آمیزش‌های متلاطم شدید، رگبارهای منظم استوایی یا آغاز فصول باران می‌تواند مانع افزایش دما و در نتیجه مانع بروز حداکثر دمای محلی شود؛ برای مثال حداکثر درجه حرارت در مناطقی که نسیم دریا در عرض روز جریان دارد، قبل از ظهر، یعنی قبل از استقرار حداکثر تابش خورشید فرا می‌رسدکه این به خاطر اثر خنک کننده‌ی نسیم دریاست.

سیر روزانه دما در فصول مختلف نیز تغییر می‌کند. این تغییر از آنجا ناشی می‌شود که هرچه ارتفاع خورشید در مواقع ظهر نسبت به افق بیشتر باشد، گرمای حاصل نیز بیشتر است. بنابراین در تابستان آهنگ تغییرات روزانه‌ی دما به علت ارتفاع بیشتر خورشید در مقایسه با زمستان شدیدتر است.

۳-۳) روند سالانه‌ی دما

روند سالانه و روزانه‌ی دما با هم شباهت دارند.زیرا دماهای زیاد سالانه نیز مانند دمای روزانه، تابع ارتفاع خورشید در آسمان، بیشتر است (تابستان) درجه حرارت هم افزایش می‌یابد و در زمستان با کاهش ارتفاع خورشید، دما نیز سیر نزولی می‌پیماید.

در این حالت نیز رسیدن به دماهای زیاد، نسبت به موقعیت خورشید به تعویق می‌افتد؛ این تعویق برای قاره معمولاً زیاد نیست؛ مثلاً در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه، حداکثر دمای سالانه تقریباً ۲۵ روز بعد از حداکثر ارتفاع خورشید پدید می‌آید، در حالی که در اقلیم‌های دریایی واقع در همان عرض همین وضع ۴۴ روز بعد از حداکثر ارتفاع خورشید ایجاد می‌شود و دمای هوا به حداکثر می‌رسد.

معمولاً در عرضهای جغرافیایی متوسط تیر ماه گرمترین و دی ماه سردترین موقع سال است. در ضمن در حوالی و حواشی دریاها زمان بروز حداکثر دما تا شهریور ماه به تعویق می‌افتد.

نوسان سالانه‌ی دما نسبت به عرض جغرافیایی و موقعیت محل نسبت به دریا نیز تغییر می‌کند. معمولاً اختلاف بین گرمترین و سردترین ماههای سال با افزایش عرض جغرافیایی زیاد می‌شود. از این رو دامنه نوسان سالانه دما در نواحی قطبی از همه جا واضح تر و شدیدتر است.

۳-۴) انواع روند سالانه دما

انواع مناطق دمایی عبارتند از:

- **حاره‌ای**

سیر سالانه‌ی دما در نواحی حاره‌ای به طور کلی با دماهای بالا مشخص می‌شود. نوسان سالانه ناچیزی دارد.

- **موسمی**

از ویژگی‌های این گونه سیر سالانه، موقیت حداکثر دمای سال است که قبل از استقرار حداکثر ارتفاع سالانه‌ی خورشید ظاهر می‌شود. علت اینگونه توزیع دما، ریزش بارانهای موسمی است که در واقع شروع آن در اوایل تابستان مانع از افزایش عادی دما می‌شود.

- **متعادل**

اینگونه سیر دما، سیر عاری است که حداکثری تابستانی و حداقلی زمستانی دارد. چنین سیر دمایی، بیانگر چگونگی تغییرات دما در عرضهای متوسط است.

- **قطبی**

نوسان سالانه این نوع سیر دما شدید است.

به طور کلی نوسان دما با افزایش فاصله از آبها تشدید می‌شود.

۳-۵) پراکندگی جغرافیایی دما

۱) پراکندگی آبها و خشکی‌ها در توزیع جغرافیایی دما نقش عمده ای دارد. در فصل سرد هر دو نیمکره، منحنی‌های همدما بر روی آبها به طرف قطب و در فصل گرم به طرف استوا برآمدگی پیدا می‌کند.

در نیمکره‌ی جغرافیایی که نیمکره‌ی آب به شمار می‌رود، خشکی‌ها تاثیری چون نیمکره‌ی شمالی در اقلیم حرارتی ندارند. خطوط همدمای این نیمکره تقریباً موازی با مدارهای جغرافیایی اند.

۲) مناطق حاره به طور کلی، چه از نظر عرض جغرافیایی و چه از نظر توزیع آب و خشکی، اختلاف‌های حرارتی کمتری دارند.

۳) استوای حرارتی زمین بر روی استوای جغرافیایی قرار ندارد و با حرکت ظاهری خورشید در طول سال در بخشی از منطقه‌ی حاره جا به جا می‌شود. در تیر ماه که خورشید در نیمکره‌ی شمالی عمودتر می‌تابد، استوای حرارتی زمین در اطراف مدار راس السرطان واقع است و در دی ماه همراه با حرکت ظاهری خورشید به نیمکره‌ی جغرافیایی منتقل می‌شود.

۴) اختلاف بین حرارت مناطق حارّه و قطب جنوب به مراتب شدیدتر از اختلاف مکان‌های مشابه آنها در نیمکره‌ی شمالی است.

۵) حداکثر اختلاف دما بین دمای مناطق حاره و قطب، در نیمکره‌ی شمالی، در عرضهای جغرافیایی بین ۴۰ تا ۷۰ درجه مشاهده می‌شود، در حالی که در نیمکره‌ی جنوبی اختلاف مزبور در عرضهای ۵۵ تا ۸۰ درجه متمرکز است. گفتنی است اختلاف دما در نیمکره‌ی جنوبی به مراتب بیشتر است.