نوشتهٔ آندره‌ویو

ترجمهٔ مهدی صدیقی

هواشناسی

فصـــل دوم

آتمسفر یا جـّو

ترکیبات و سنجشها

تروپوسفر[1] و استراتوسفر[2]

۱- مشخصات عمومی

جو عبارت از طبقهٔ گازی‌است که سیارهٔ زمین‌را دربر گرفته‌است. قسمت اعظم هوائی را که تنفس می‌کنیم ترکیبی‌است از اکسیژن وازت ترکیب هوا برای اولین‌بار بوسیلهٔ لاوازیه[3] تعیین گردید و پس‌ازتحقیقات رمسی (Ramsay) و لرد رایلیچ (Lord Rayleich) بطور دقیق شناخته شد هوای نزدیك زمین از مواد زیر تشکیل شده‌است :

ازت۷۸درصد،اکسیژن ۲۱درصد، آرگون۹/. درصد و گازکربنیك ئیدرژن، نئون، هلیوم وگازهای کمیاب دیگر به‌نسبت بسیار کم .

هوا همیشه حاوی مقدار متغیری بخار آبست که از چند گـرم تا

۱ـ Troposphère

۲ـ Stratosphère

۳ـ Lavoisier

چند دسی‌گرم در مترمکعب در تغییراست. همچنین آب در جو بشکلِ ابر، آب تقطیرشده و حتی بصورت یخ نیز ملاحظه می‌شود.

علاوه براین در جو بالا مقداری اُزُن[۴] به‌نسبت متغیر وجوددارد. گرچه نسبتِ اُزُن خیلی کم‌است ولی بعلت ظرفیت عظیمی که درجذبِ اشعهٔ ماوراء بنفش دارد از انهدام حیات درروی زمین جلوگیری میکند.

نقش بخـارآب نیز مانند اُزُن می‌باشد و اهمیتش‌ازآن کمترنیست. زیرا بخارآب موجود درجو تشعشعات دارای طول موج بلندرا که اززمین پخش می‌شود جذب کرده ودر جو منعکس می‌نماید. این عمل مانع‌میشود که برودت هوا در شب به ۱۰۰ درجه زیرصفر برسد زیرا چنین حـالتی درجوی که رطوبت آن بسیار ناچیزباشد پیش می‌آید.

چون رقیق شدن هوا نسبت به‌ارتفاعِ تصاعدی‌است، تعیین حدود وضخامت دقیق‌آن مشکـل‌است، منتها از بررسیِ برخی از پدیده‌هـا میتوان به‌نشانهٔ‌وجودِ ذرات‌هوا تاارتفاع چندصدکیلومتر[۵] پی‌برد. قسمت اعظم تودهٔ جو در ارتفاعات پائین قراردارد: ۵ کیلومتر اول شامل نصفِ تودهٔ جو، ۳۰ کیلومتر اول که جو هواشناسی‌را تشکیـل می‌دهد $\frac{۹}{۱۰}$ تودهٔ جواست و مقدار هوائی‌کـه در بالای ارتفاع ۶۰ کیلـومتری باقی باقی می‌ماند از ۰/۰۰۱ آن بیشتر نیست.

۳- جو هواشناسی

از مدتها پیش با بررسی هوا درکوهها و سنجشهائی‌که درجو انجام

۴ـ Ozone عبارت‌است از اکسیژن به‌فرمول O_3 م

۵ـ در بررسیهای جدید وجود ذرات هوارا تاارتفاع ۱۰۰۰ کیلومتر تعیین کـرده‌اند. البته دراین ارتفاع ذرات هوا بسیارپراکنده‌است. م

شده دریافته‌اند که هراندازه بالاتر رویم حرارت وفشار جو کم میشود .

کم‌شدن فشار با ارتفاع

فشار عبارت از وزن ستونی از هواست که در بالای محل بررسی قراردارد . بنابراین هر اندازه بالا رویم باندازهٔ وزن هوائی‌که درزیر قرار گرفته‌است از فشارهوا کم‌می‌شود. بعلت‌اینکه هوا تراکم‌پذیر میباشد فشار آن نسبت به‌ارتفاع بطور یکنواخت تنزل نمیکند بهمین دلیل اگر ضخامت معینی از هوارا در ارتفاعات مختلف درنظر بگیریم در طبقاتِ پایین‌تر سنگین‌تر ازطبقات بالاتر خواهدبود. بنابراین هر اندازه ارتفاع زیادتر شود سرعت تنزل فشار کمتر می‌شود. بعبارت دیگر تغییرات تنزل فشار درطبقات فوقانی کمتراز تغییرات آن درطبقات تحتانی‌است. لاپلاس قانونِ کاهش فشاررا درجو محاسبه کرده‌است .

جدول* صفحه بعد میزان فشاررا که‌طبق فرمول لاپلاس درارتفاعات مختلف محاسبه شده‌است نشان میدهد :

فشار جو یا فشار بارومتری را با ارتفاع ستون جیوه اندازه‌گیری می‌کنند وآنرا با سانتیمتر یا میلی‌متر جیوه و یا بمیلی‌بار[۶] نشان می‌دهند .

هر میلی‌بار برابر ۳/۴ میلیمتر جیوه‌است بنابراین ۷۶۰ میلیمتر جیوه مساوی ($\frac{۴}{۳}$ × ۷۶۰) یعنی ۱۰۱۳/۵ میلی‌بار می‌باشد .

تغییرات محلی فشار

تغییرات محلی فشار دونوع‌است :

۱ـ تغییرات‌روزانه ـ دامنهٔ‌این نوسانهابرحسب موقعیت‌جغرافیائی

۶ـ Millibar

ارتفاع به‌متر	فشار به‌میلیمتر جیوه	تنزل فشار برای هر ۱۰۰۰ متر در ارتفاعات مختلف
۰	۷۶۰	۸۶
۱۰۰۰	۶۷۴	۷۸
۲۰۰۰	۵۹۶	۷۱
۳۰۰۰	۵۲۵	۶۴
۴۰۰۰	۴۶۱	۵۸
۵۰۰۰	۴۰۳	۵۱
۶۰۰۰	۳۵۲	۴۶
۷۰۰۰	۳۰۶	۴۰
۸۰۰۰	۲۶۶	۳۶
۹۰۰۰	۲۳۰	۳۲
۱۰۰۰۰	۱۹۸	۲۸
۱۱۰۰۰	۱۷۰	۲۴
۱۲۰۰۰	۱۴۶	۱۸/۸
۱۵۰۰۰	۸۹/۷	۹/۷
۲۰۰۰۰	۴۱	۳/۲
۳۰۰۰۰	۸/۶	–

هرمحل (ارتفاع وعرض جغرافیائی) و برحسب فصول همه‌روزه تغییر می‌کند این تغییرات در عرضهای متوسط درحدود نیم میلیمتر ودرمنطقهٔ

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

مداری چندمیلیمتراست. تغییرات بارومتر درساعات مختلف شبانه‌روز بترتیب زیراست :

ازساعت ٤ تا ۱۰ صبح	بالا میرود
از ساعت ۱۰ تا ١٦	پایین می‌آید
ازساعت ١٦ تا ۲۲	بالا می‌رود
از ساعت ۲۲ تا ٤ صبح	پایین می‌آید

۲ـ تغییرات نامنظم ـ دامنهٔ نوسانِ این تغییرات گاهی از ۱۰ میلیمتر تجاوزمیکند و بستگی کامل به‌انقلابات جوی دارد . تحقیق دربارهٔ تغییرات نامنظم فشار هوا اساس پیش‌بینی‌های هوائی‌است که در فصل‌جداگانه‌ای بررسی خواهدشد .

تغییرات درجهٔ حرارت با ارتفاع

تغییرات درجهٔ حرارت در ارتفاعاتِ مختلف جو معمولا از قاعدهٔزیر پیروی می‌کند :

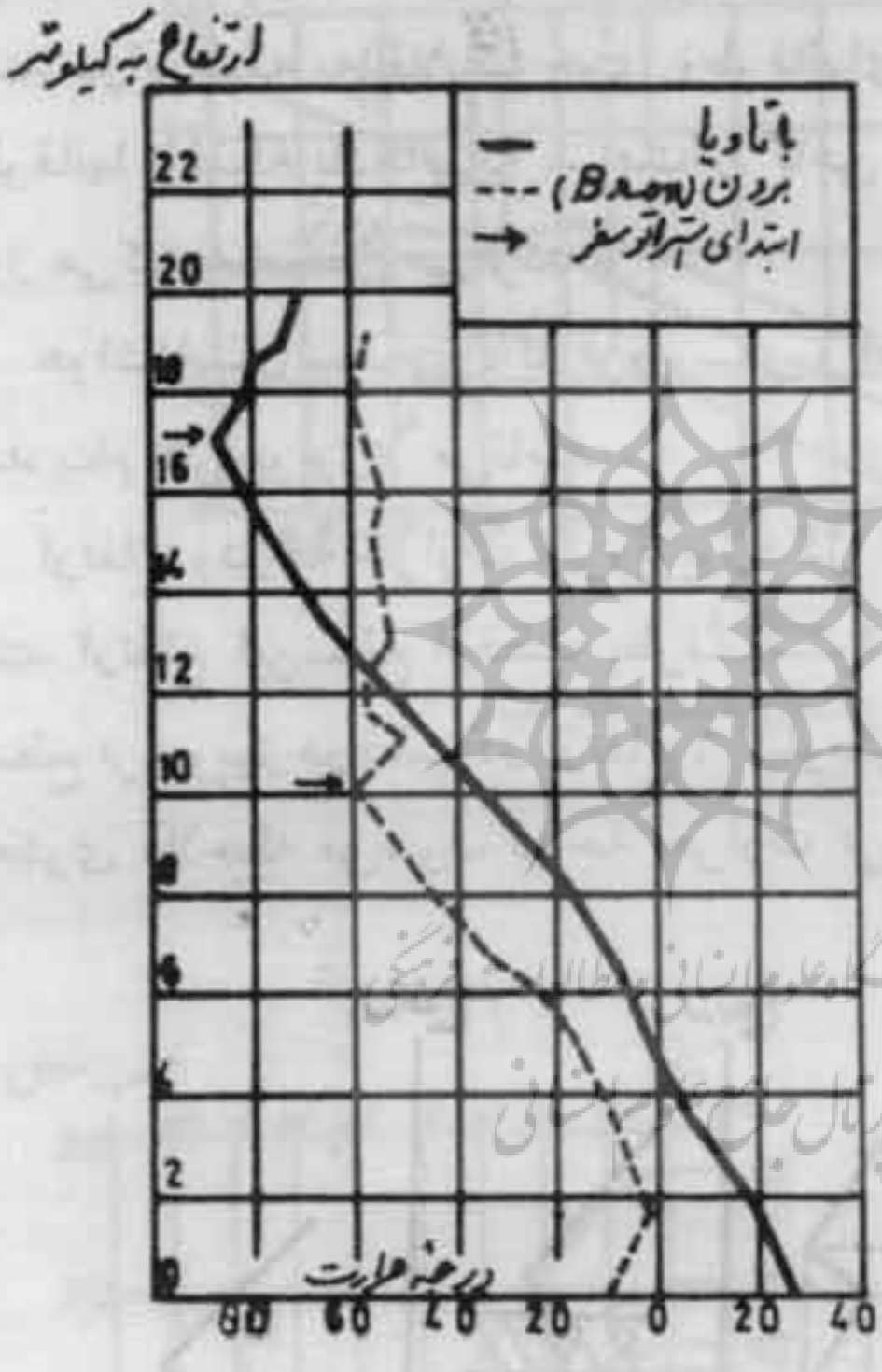
در ۱۰۰۰ متر اول یعنی منطقه‌ای‌که تحت تاثیر برجستگیهااست تغییرات درجه‌حرارت نامنظم‌است، سپس تاارتفاع تقریباً ۱۰ کیلومتری به‌نسبت هرکیلومتر ٦ درجه تنزل میکند. از ارتفاع ۱۰ کیلومتری به‌بعد کم‌شدن درجهٔ حرارت قطع می‌شود، سپس ثابت باقی‌مانده ومجدداًافزایش می‌یابد .

آهنگِ کاهش درجهٔحرارت‌را که متناسب با ارتفاع پیدا می‌شود گرادیان قائم درجهٔ حرارت[۷] گویند .

قسمتی از جو را که‌درآن درجهٔ حرارت باازدیاد ارتفاع کاهش

۷ـ Gradient vertical

می‌یابد « تروپوسفر » می‌نامند (شکل ۲) . این قسمت شامل ۳/۴ تمام هوای جو و تقریباً حاوی تمام بخارآبِ موجود در جواست ودرنتیجه جـایگاهِ تمام ئیدرومتئورها[۸] یعنی ابرها، باران وبرف وذرات یخ وغیره می‌باشد .



شکل ۲

تغییرات قـائم

درجهٔ حـرارت

منظم بودنِ کامل کاهش درجهٔ حرارت وضع نادری‌است زیرا اغلب اوقات این نظم تاارتفاع ۵ کیلومتری برهم می‌خورد ویا بجای کاهش‌درجهٔ حرارت موقتاً افزایش درجهٔ حرارت جای‌آنرا می‌گیرد که‌دراینصورت بآن

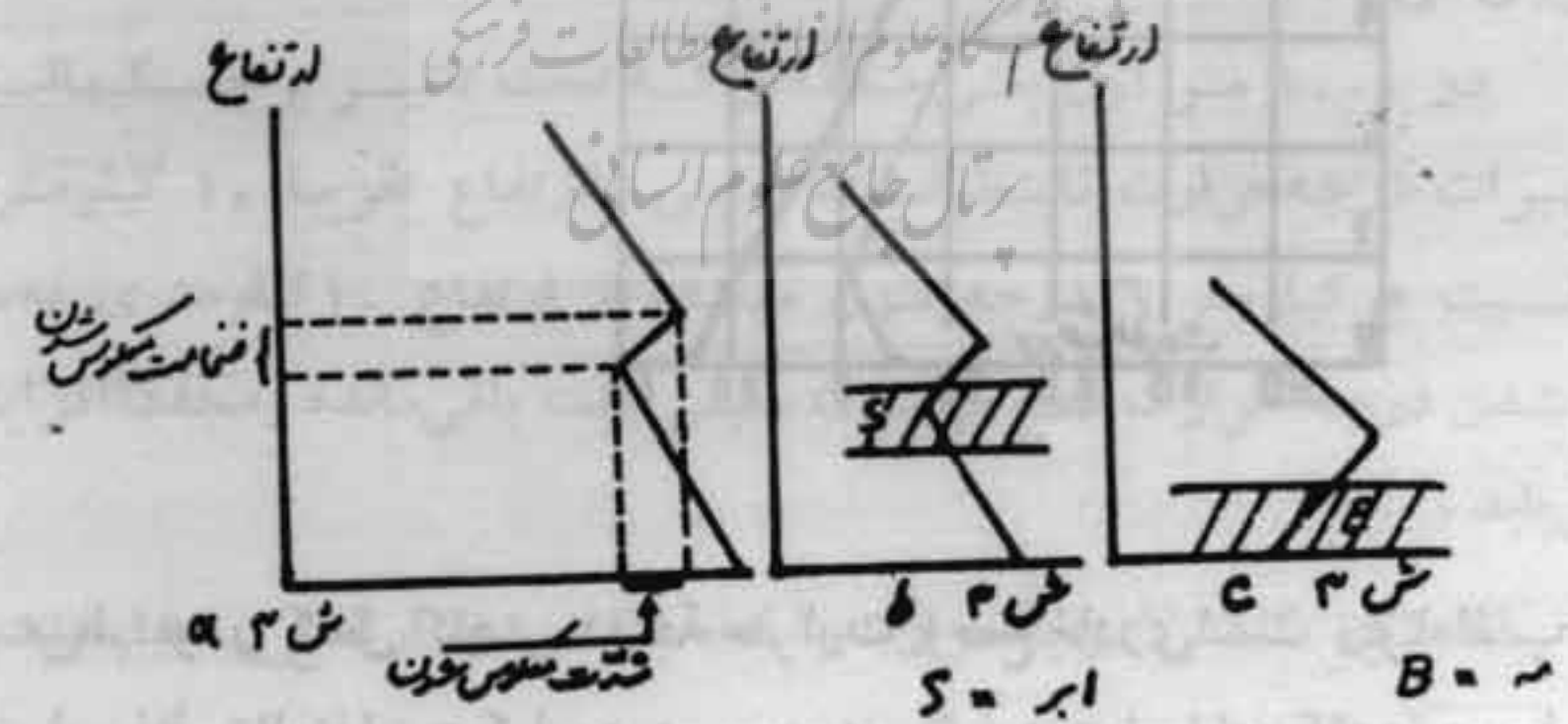
۸ـ Hydrométéores

«معکوس شدن تغییرات درجهٔحرارت» گویند (شکل ۳ـ a ، b ، c).

طبقـــه‌ای از جو که در آن کـــاهش درجهٔ حـــرارت قطع می‌گـــردد « استراتوسفر » نام دارد (شکل ۲). این‌طبقه که بر اثر کمیِ رطوبت(۲۵%) تقریباً بدون ابر می‌باشد برخلاف نظرِ برخی از افرادِ کم‌اطلاع منطقهٔآرامی نیست. دراین‌طبقه به‌انقلابات جوی وطوفانهای خیلی‌سخت برمی‌خوریم. این‌طوفانها بوسیلهٔ بادهائی‌که سرعت‌آن گاهی از ۲۵۰ کیلومتر درســـاعت تجاوز می‌کند مشخص می‌گردد.

هواشناسان سطحی‌را که تروپوسفر و استراتوسفررا ازیکدیگر جدا میکند بنام «تروپوپوز»[۹] می‌نامند.

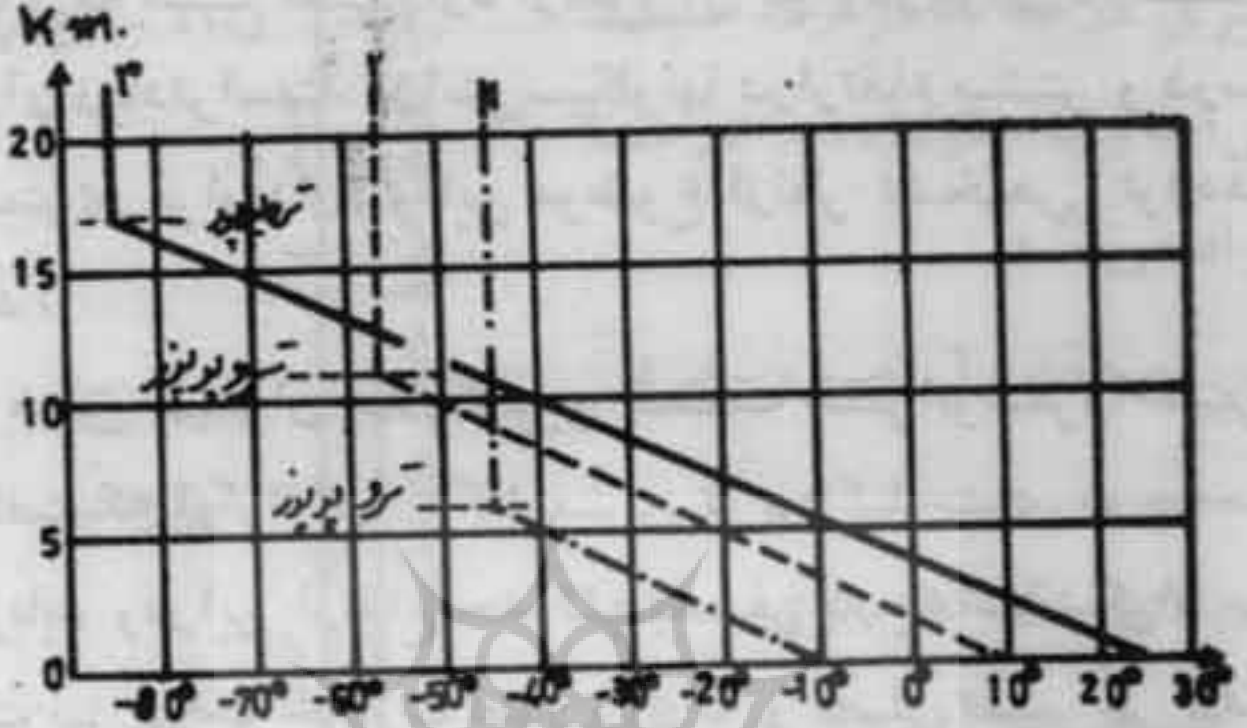
ارتفاع ودرجهٔ حرارت «تروپوپوز» در تمام نقـــاط زمین یکنواخت نیست. ارتفاع این‌سطح ازقطب بطرف استوا افزایش می‌یابد بدین معنی که سطح تروپوپوز درقطب در ارتفاع ٦ کیلومتری ودراستوا در ارتفاعِ ۱۷ کیلومتری ملاحظه می‌شود. درجهٔ حرارت تروپوپوز برعکس ازقطب بـــه



شکل ۳ـ معکوس شدن درجهٔ حرارت

۹ـ Tropopause

استوا تنزل می‌کند. بدین‌ترتیب که درقطب (۵۰ ـ) درجـه و دراستوا (۸۵ ـ) درجهٔ سانتیگراد می‌باشد (شکل ٤ وه). علاوه براین‌ارتفاع‌ودرجهٔ



شکل ٤

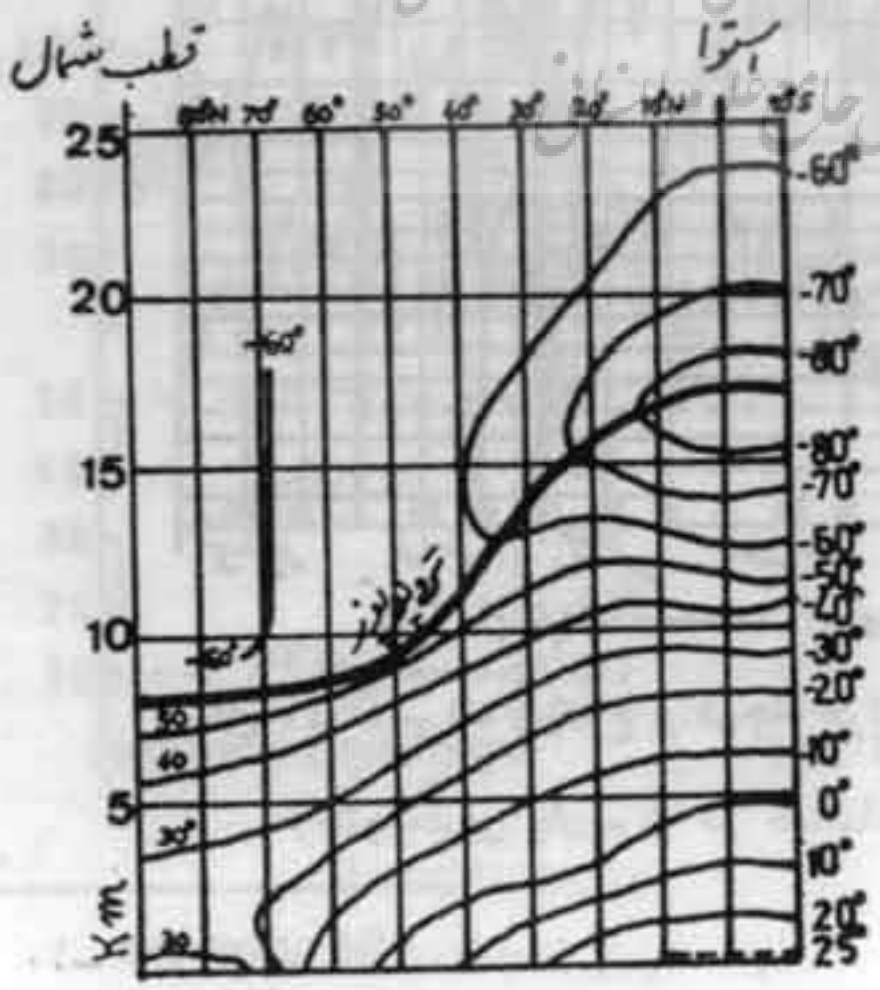
تغییرات درجهٔ حرارت با ارتفاع‌هـای‌مختلف جغرافیائی

۱ـ در قطب

۲ـ در عرض جغرافیائی ۵۰ درجه

۳ـ در استوا

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



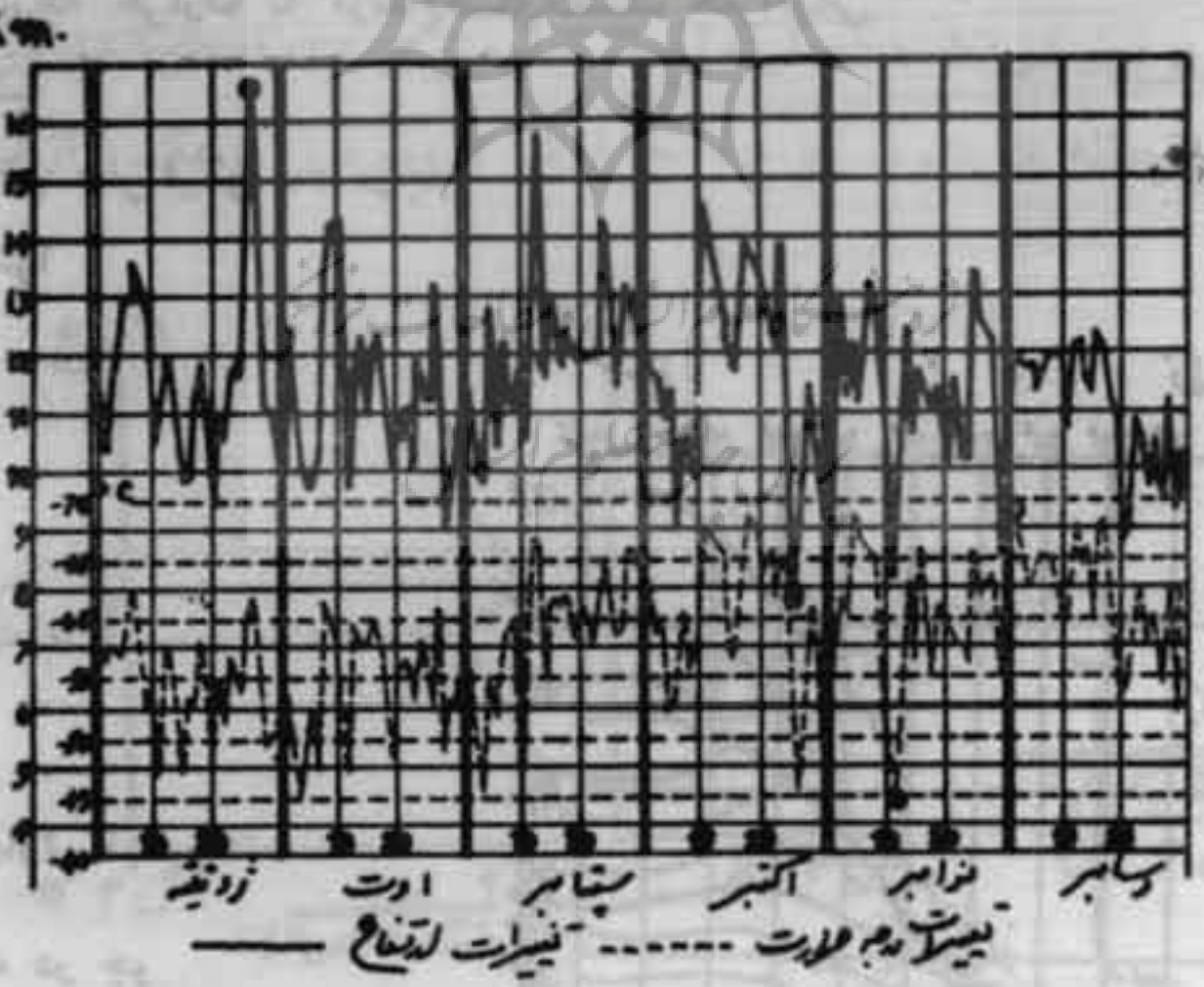
شکل ۵

مقطـع نصف النهاری تغییـرات

درجهٔ حرارت در جو

حرارت تروپوپوز حتی دریك مکان‌هم بسیار متـــفیراست و این تغییرات به‌وضع‌هوا در هرلحظه ونوع توده‌های هوائی‌که ازآن‌محل می‌گذرد بستگی دارد. درهوائی‌که منشأ قطبی‌دارد ارتفاع آن کم ودرهوائی‌که منشأ مداری دارد ارتفاع‌آن زیادتراست. درآنتی‌سیکلونها درارتفاع بیشتر و درسیکلونها در ارتفاع‌کمتری قرار دارد و این موضوع ازنظر تشخیص توده‌های هوا اهمیت دارد.

بطور مطلق نمیتوان حد بالاترین قسمت استراتوسفررا تعیین کـرد اما میتوان‌گفت که ازارتفاع ۳۵کیلومتری تا ۵۵ کیلومتری درجهٔحـرارت افزایش می‌یابد ودراین ارتفاع حداکثر به‌صفر درجه سانتیگراد میرسد. دراین‌قسمت نیز درجهٔ حرارت بطور روزانه و فصلی تغییر می‌کند. حـد فوقانی این قسمت گرم‌شونده استراتوسفر بنام « استراتوپوز »[۱۰] نامیده



شکل ٦ـ تغییرات ارتفاع و درجهٔ حرارت تروپوپوز در «تراپ»
(جنوب‌غربی پاریس) در ششماههٔ دوم سال ۱۹۵٦

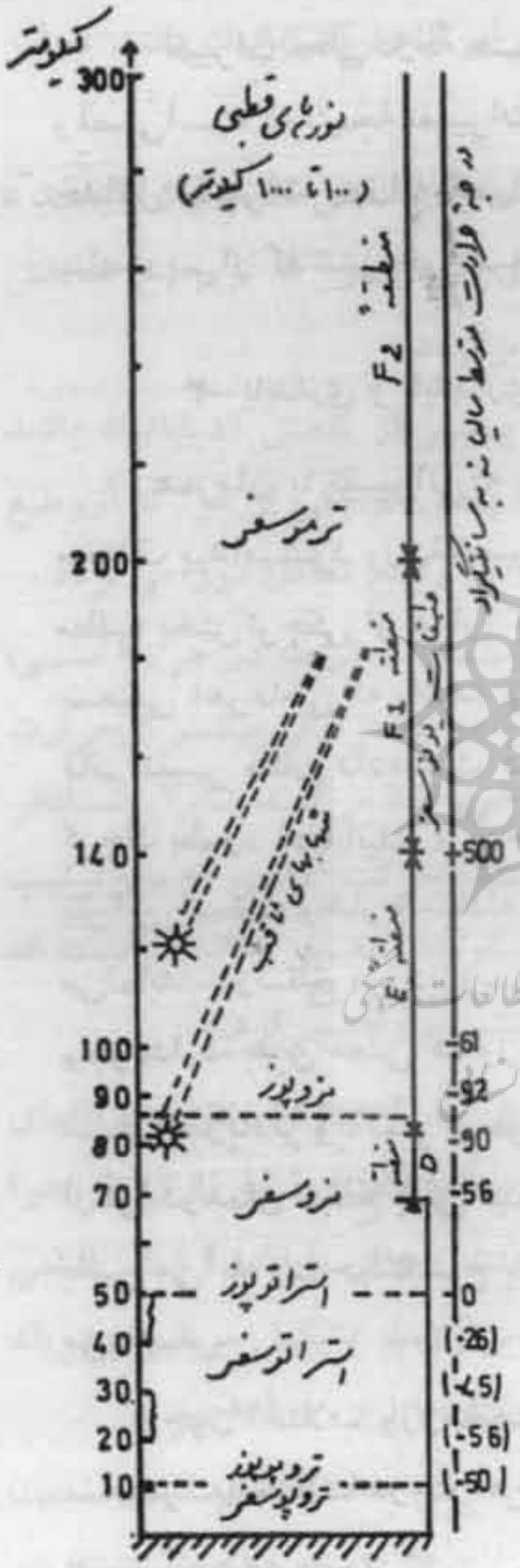
۱۰ـ Stratapause

می‌شود .

ازآن‌پس تا ارتفاع تقریباً ۸۰ کیلومتری درجهٔ حرارت مجدداً پایین می‌آید و به‌حدود(۹۰-) درجهٔ سانتیگراد می‌رسد .

این منطقه را «مزوسفر»[11] گویند .

دربالای ۸۰ کیلومتری مجدداً افزایش سریعی در درجهٔ حرارت تشخیص داده می‌شود . سطحی که باابتدای این‌طبقهٔ گرم‌شونده‌مطابقت داردبنام«مزوپوز»[12] نامیده‌شده‌است و از اینجا به‌بعد «یونوسفر»[13] وجو فوقانی که‌قلمرومتئوریتها[14] وتورهای قطبی‌است شروع می‌شود . درجهٔ حرارت در این‌قسمت ممکن‌است به (۵۰۰+ درجهٔ سانتیگراد برسد (شکل ۷) .



شکل ۷ ـ ارتفاع جـوّ

۱۱_ Mésosphère

۱۲_ Ionosphère

۱۲_ Mésopause

۱٤_ Météorites

تغییرات محلی درجهٔ حـرارت - درجهٔ حرارت دارای تغییرات‌روزانه و فصلی‌است که نتیجهٔ تغییرات میل خورشید نسبت به‌سطح زمین‌می‌باشد حداقل تغییرات روزانه کمی پس از طلوع خورشید و حداکثرآن ۲ تا ۳ ساعت پس‌از گذشتنِ خورشید ازنصف‌النهارِ محل‌است.

۳- پایداری و ناپایداری جوی

همزمان با تغییراتی‌که در فشار ودرجهٔحـرارتِ هوا در ارتفاعاتِ مختلف پیدامیشود وزن‌مخصوص آن نیز تغییرمیکند. برای روشن شـدنِ مطلب بخش‌کوچکی از هوارا که درجو درحال‌تعادل قرارداشته واغتشاش ضعیفی (هرعاملی که باشد) برآن اثر گذاشته‌است وآنرا مختصری بطـور قائم تغییر مکان داده‌است در نظر می‌گیـریم . دراینصورت این بخشِ کوچك بطور« آدیاباتیك »[۱۵] حرارت وحجم‌آن تغییرمیکند یعنی بدون اینکه بین‌این قسمت وخارج مبادلهٔ حرارتی وجود داشته‌باشد حرارت‌آن تغییر می‌نماید . درسطح موردبررسی ما درمورد وزن‌مخصوصِ هوا سه احتمال وجوددارد: بدین معنی که وزن مخصوص این بخش کوچك هوا می‌توانـد مساوی، زیادتر ویاکمترِ از هوای اطراف‌خود باشد.درحالت اول این قسمت ازهوا درهمان سطح باقی میماند زیرا درحال تعادل‌است. در حـالت دوم پائین می‌آید ودرحالت‌سوم بحرکتِ صعودی که شروع کرده‌است ادامـه می‌دهـد .

چون اختلاف وزن‌مخصوص این‌بخش کوچك هوا باهوای اطرافِ آن منحصراً بااختلاف درجهٔ حرارتِ آن وهوای اطـرافش بستگی دارد پس چنین نتیجه می‌شود که:

۱۵- Adiabatique

- اگر کاهش درجهٔحرارت درجو برابر کاهش‌آدیاباتیك باشد دراین صورت حالتِ تعـادل بی‌تفاوت وجوددارد .

- اگر کاهش درجهٔ حرارت درجو کمتراز کاهش آدیاباتیك باشـد ، هوا بحـالت پایدارخواهدبود زیرا بخش کوچکی ازهوا که از وضع تعادلش منحرف شده سعی می‌کند بحالت تعادل برگردد .

- اگر کاهش درجهٔ حرارت درجو بیشتر از کاهش آدیاباتیك باشد حـالت ناپایداری‌وجود خواهدداشت زیرا بخش کوچکی از هوا که ازوضع تعادل منحرف شده‌است هرچه بیشتر ازاین وضع تعادل دور می‌گردد .

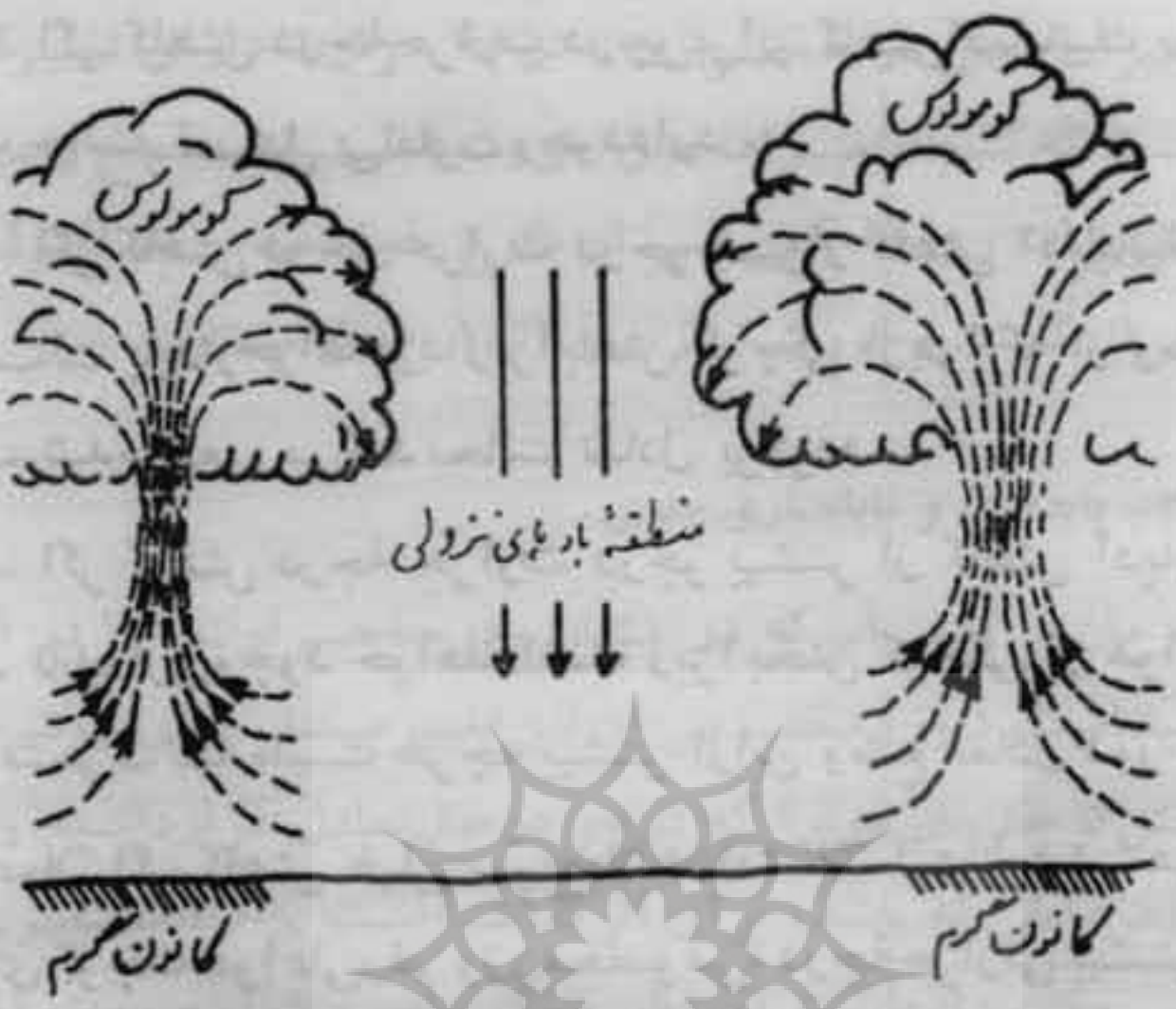
عملاً اگر کاهش خیلی سریع‌باشد (مثـلاً ۱ درجه در هر ۹۰ متـر) بخشهای کوچك هوا علی‌رغم وزن‌مخصوص، درجهٔحرارتی بیشتر ازحرارت طبقات هوائی‌که درآن داخل می‌شوند درخودحفظ‌می‌کنند بنابراین‌سبك‌تر ازآن خواهندبود ومیتوانند بازهم صعودکنند. حرکتِ قائمی که باین‌ترتیب شروع‌شود هرچه بیشتر تکامل می‌یابد . باتوجه به‌همین مکانیسم‌است که چگونگی ابرهای کنوکسیون[۱۶] را میتوان تشریح وتفسیرکرد .

جـریانهای کنوکسیون - بموجب‌تئوری بنار Benard در موردجریانهای کنوکسیون وگردبادهای سلولی[۱۷] هرگاه سطح قاعدهٔ طبقهٔ نازکی از هوا (یا هرمادهٔ سیال دیگر) گرم‌شود بصورت منشورهائی با قاعدهٔ شش ضلعی تجزیه می‌شود. سلولهای منشوری که بدین‌ترتیب تشکیل می‌شود هریك بصورت مستقل دارای گردش وحرکاتی بترتیب زیر خواهدبود .

حرکت این‌سلولهای منشوری درپایه دارای حالت متقارب، درقسمت محوری دارای حرکتِ صعودی، دربالای تاج دارای حرکت متباعد و در

۱۶_ Convection

۱۷_ Tourbillons cellulaires



شکل ۸ــ گردبادهای سلولی و تشکیل کومولوسها

اطرافِ فارچ دارای حرکت نزولی‌است. اگر تئوری فوق‌را در جو درنظر بگیریم بوسیلهٔ‌آن می‌توانیم جریانهای کنوکسیون‌را توجیه نمائیم . این جریانها بخصوص درسطح زمینهائی‌که بر اثرِ تابش آفتاب گرم می‌شود بوجود می‌آید و ابرهای نوع کومولوس را ایجاد می‌کند. هر کومولوس خود قسمت فوقانی یك گردبادِ سلولی‌است .

اگر هوا بوسیلهٔ جنبشی عمومی بحرکت درآید سلولهای منشوری از هم جداشده وبصورت نوارهای موازی درمی‌آیند وابرهائی‌ازنوع «استراتو کومولوس»[۱۸] و «آلتوکومولوس»[۱۹] بوجود می‌آید .

۱۸ــ Stratocumulus

۱۹ــ Altocumulus

٤- آب در جو

آب می‌تواند درجو بسه‌حالت گاز، مایع ویاجامد وجود داشته‌باشد. درحالتی که آب درجو بصورت «بخارآب» باشد نامرئی‌است. دیگی که در حال جوشیدن‌است اگر سر آنرا برداریم مقداری‌بخار ازآن خارج‌می‌شود این‌بخار برخلاف تصورعمومی «بخارآب» نیست بلکه درواقع آبست کـه بصورت قطرات بسیار ریز تقطیرشده‌است .

هوا درحالتیکه‌کاملاً صاف وشفاف بنظرمیرسدبازهم دارای مقداری «بخارآب» می‌باشد؛ درشبهائی‌که آسمان صاف وشفاف‌است و هوا بقدر کافی سردمی‌شود «بخارآب» موجود درآن تقطیر شده و بصورت «شبنم» برروی گیاهان و اشیاء روی‌زمین می‌نشیند. درجهٔ حرارتی‌که درآن بخار آب هوا به‌شبنم تبدیل می‌شود « نقطهٔ شبنم » نام دارد .

برای دقت بیشتردراین پدیده توده هوای مرطوبی‌را که اشباع‌شده ودارای ۳۰درجه حرارت و «فشاربخار» ۱۳است یعنی در هرمتر مکعب هوا ۱۳گرم بخارآب دارد سردمی‌کنیم. وقتی که درجهٔحرارت آنرا به ۱۵ درجه تنزل دهیم اشباع می‌شود زیرا هوا دراین درجه حـرارت نمی‌تواند بیشتراز۱۳گرم بخارآب درخودنگه‌دارد (این‌فشاررا فشارماگزیما Maxima گویند). اگر به‌سردکردن هوا ادامه داده وحرارت آنرا از۱۵درجه پایین‌تر آوریم یك‌قسمت از بخارآب موجود درهوا تقطیر خواهدشد زیرا هـوا درهردرجهٔ حرارتی دارای حداشباع معینی‌است . بااین‌ترتیب اگر درجهٔ حرارت را تا حد نهائی ٥ درجه پائین‌آوریم چون در این درجه حرارت هوا نمیتواند در هرمترمکعب بیش‌از ٦/٨ گرم بخار آب درخود نگه‌دارد بقیهٔ بخارآب یعنی ٦/٢ گرم آن (٦/٢=٦/٨-١٣) بصورت مایع تقطیر خواهـد شد .

آزمایش فوق و تقطیرِ بخار آب که در اثر سردشدن یك تودهٔ‌هوای مرطوب انجام می‌شودچگونگی تشکیل ابرها ومه رابرای ما روشن‌می‌سازد. تجربهٔ دیگری که همه باآن آشناهستیم اینست که وقتی یك بطری آب‌سرد را ازیخچال خارج می‌کنیم بلافاصله برروی سطح خارجی‌آن قطرات ریزِ آب تشکیل می‌شود. علت‌آن اینست که هوای اطاق در حرارت معمولیِ خودش اشباع نیست ولی آن‌قسمت ازهوای اطاق که دراطراف بطری سرد قرارمی‌گیرد بر اثر برخورد باآن، سرد و اشباع می‌شود و رطوبتِ موجود درهوا بصورت قطرات ریزِ آب برروی بطری می‌نشیند. اگر هوا بوسیلهٔ درجهٔ حرارتی پایین‌تر از صفر اشباع شود دراینصورت تقطیر بصورتِ آب نبوده بلکه بشکل یخ ظاهرخواهدشد. بهمین‌علت در شبهای بسیارسرد که درجهٔ حرارت‌ازصفر پایین‌تراست‌درسطح داخلی‌شیشه‌های پنجرهٔ منازل بجای قطرات ریزِ آب بلورهای یخ تشکیل‌می‌گردد. بدیهی‌است که‌دراین‌حالت حرارتِ داخلیِ اطاقها ازحرارت هوای خارج بیشتراست.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

عوامل مؤثر در تقطیر

عواملی که‌میتواندبرودت‌لازم‌را برای تقطیر ایجاد نماید دونوع‌است :

۱- عواملی که یاازطریق «برخورد» هوا بایك سطح سرد ویا ازطریق «مخلوط‌شدن» دوتودهٔ هوای همجوار برودت لازم‌را ایجاد می‌نماید. این عوامل درسطح وضخامت کمی از هوا مؤثراست. نتیجهٔ اثرِ این عوامل بصورت مه یا طبقات کم‌ضخامتِ ابر بابارندگی کم ظاهر می‌شود.

۲- عواملی که درتمام حجم هوا اثر می‌گذارد. برودت حاصل از این عوامل بدوصورتِ زیر پدیدار می‌گردد :

الف - برودتی‌که درنتیجهٔ تغییرات تشعشع ایجاد میشود وابرهای

استراتوس[۲۰] ومه‌های تشعشعی را بوجود می‌آورد. اثر تغییرات تشعشع درتوده‌های بزرگ ابر چندان زیاد نیست.

ب ـ برودتی که بوسیلهٔ انبساط هوا ایجاد می‌شـود[۲۱]. و آن بدین ترتیب‌است که تودهٔ هوائی که دارای حرکت صعودی‌است‌بعلتِ انبساطِ آن درجهٔ حرارتش بصورت‌آدیاباتیـک[۲۲] پایین می‌آید یعنی بدون اینکـه باخارج مبادلهٔ حرارتی داشته‌باشد در اثر انبساط حرارتِ آن تنزل میکند واین‌تنزلِ درجهٔ حرارت موجب تقطیر بخار آب موجود درآن می‌گـردد. حرکت صعودی توده‌های هوا هر اندازه کند باشد اگـر مداومت داشته باشد وقتی به‌ارتفاعاتِ بالاتر و منطقه‌ای با فشارکمتر رسید انبساط قابل ملاحظه‌ای پیدا می‌کند. بنا براین می‌توان‌گفت که حرکات صعودی هـوا مهمـترین علت اصلی تقطیر بخـار آب جوی و تشکیل ابرها می‌باشـد. « گرادیان قائم حرارتی » که‌درهوای خشک در هر ۱۰۰ متر قریب ۱ درجهٔ سانتیگراداست درهوای اشباع‌شده بین ۵/۰ و ۷/۰ درجه درتفییراست. دراینصورت می‌گوئیم گرادیان آدیاباتیك خشك ۱ درجه و گرادیان‌متوسط آدیاباتیك مرطوب ۶/۰ درجه‌است.

برعکس هوائی‌که دارای حرکت نزولی باشد متراکم‌شده و درنتیجه گرم می‌گردد. گرم شدن‌آن به‌نسبت ۱ درجه درهر ۱۰۰متراست، اگراین هوا حاوی آبِ تقطیرشده‌باشد مقدار ابرها کم‌شده، ابرها رقیق، نازك و حتی ناپدید می‌شود وهوا مجدداً صاف وشفاف میگردد.

۲۰ـ Stratus

۲۱ـ گازی که‌انبساط پیدا میکند فشارش کم‌میشود ودرجهٔ حرارت آن نیز پایین‌تـر می‌آید.

۲۲ـ Adiabatique

جدول زیر مقدار بخار آب‌را درهر مترمکعب هوای اشباع‌شده در درجات حرارت مختلف نشان میدهد :

درجهٔ حرارت به‌سانتیگراد	مقداربخارآب درهر مترمکعب‌هوا به‌گرم	درجهٔ حرارت به‌سانتیگراد	مقداربخارآب درهر مترمکعب‌هوا به‌گرم
-۲۰	۱/۰۷	۱٦	۱۳/۵۳
-۱۰	۲/۲۸	۱۸	۱۵/۲۵
-۵	۳/۳۸	۲۰	۱۷/۱۵
۰	٤/۸۳	۲۲	۱۹/۲۵
۲	۵/۷۵	۲٤	۲۱/۵۸
٤	٦/۳٦	۲۵	۲۲/۸۳
٦	۷/۲۵	۳۰	۳۰/۰۸
۸	۸/۲٤	۳۵	۳۹/۲۳
۱۰	۹/۳٦	٤۰	۵۰/٦۷
۱۲	۱۰/٦۰	۵۰	۸۲/۲۳
۱٤	۱۱/۹۹		

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

اکنون بعنوان مثال یك‌متر مکعب هوای اشباع‌شده‌را که ۲۰درجه حرارت‌دارد و ازسطح زمین به‌ارتفاع ٤۰۰متری صعودکرده وسردشدنِ متوسط‌آن درهر ۱۰۰متر ۵/۰ درجه‌است بررسی می‌کنیم . حجم این یك‌مترمکعب هوا در ارتفـاع ٤۰۰۰ متری به ۱/۵ متر مکعب افـزایش می‌یابد وحرارت‌آن به‌صفردرجه تنزل می‌نماید . چون هر مترمکعب‌هوای اشباع‌شده در ۲۰درجه حرارت حاوی ۱۷/۱۵ گرم بخارآب و در صفر درجه حرارت حاوی ٤/۸گرم بخارآب میتواندباشد بنابراین مقدار آبی

که تقطیر می‌گردد مساوی ۹/۹=(٤/۸×۱/٥) - ۱۷/۱٥ گرم خواهدبود.

اگر سرعت هوائی‌که صعود می‌کند درهرثانیه ۲متر باشد در هـر ثانیه ۲متر مکعب بر ستون هوای مه‌آلودی که دربالای هر متر مربع از سطح زمین قراردارد افزوده می‌شود ودرهر ثانیه۱۹/۸=۹/۹+۹/۹ گرم آب تقطیر می‌گردد ومیزان بارانی که بر اثرِ این تقطیر پدید می‌آید برابرِ رگبار سیل‌آسائی‌است که ارتفاع‌آن درهرساعت به ۷۲ میلیمتر میرسد.

بایددانست که فشار بخارآب گاهی ممکن‌است از فشار ماگزیموم هم بیشتر شود. این‌حالت‌را حـالت «فوق‌اشباع» یا «اشباع اکمـل»[۲۳] گویند. این‌حالت موقعی پیش می‌آید که هسته‌های اولیهٔ تقطیر وجـود نداشته‌باشد ویااینکه تعداد آنها نسبت به‌سرعت افزایش رطوبت نسبیِ هوا کافی نباشد این وضع درطبقات بالای جو بسیار پیش می‌آید ولی‌در طبقات‌پایین بندرت دیده‌میشود. بنـابراین در برخی از ابرهـا می‌توان حالتهای «فوق‌اشباع» مهمی ملاحظه‌نمود. تاکنون‌حالتهای فوق‌اشباع که مقدار بخـار آب شش برابرِ مقدارِ معمولیِ فشار ماگزیموم بوده ، دیده شـده‌است.

برحسب‌اینکه درجهٔ حرارت بالاتر یا پایین‌تر از صفر باشد بخـارِ آب بصورت مایع یا جامد تقطیر میگردد. درصورتیکه بحالت‌جامد تقطیر شود درسیستمهای شش‌ضلعی بشکل‌باورهائی ظاهرمی‌شود. این‌تقطیر و تراکم درتمام تودهٔ‌هوای مرطوب انجام نمی‌گیرد بلکه‌دراطراف هسته‌های تقطیر که از ذرات جاذب الرطـوبه تشکیل شده ویا در اطـراف یونهای الکتریزه که در جو فراوانند انجام می‌شود .

۲۲_Sursaturation

تغییرات رطوبت با ارتفاع

رطوبت نسبی دارای تغییرات مهمی برعکس تغییرات درجه حرارت است . به‌نسبتی که ازسطح زمین بالارویم رطوبت نسبی ابتدا افزایش می‌یابد زیرا بعلتِ تنزل درجهٔ حرارت، فشار ماکزیموم بخار آب کاهش می‌یابد . امادرقسمتهای بالاتر رطوبت نسبی تنزل‌میکند تااینکه در ابتدای استراتوسفر به‌حدود ۲۵٪ میرسد و این رطوبت نسبی معادل رطوبتِ نسبی صحرای کبیر افریقااست. بنابراین می‌توان‌گفت که درعرضهـــای جغرافیائی متوسط دربالای ۱۰ کیلومتری تقریباً ابری وجودندارد .

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی