فصل دوم

تابش خورشیدی

مقدمه — حرکت کرهٔ زمین و تغییرات تابش
انتقال انرژی — مسائل
ضعیف شدن تابش در اتمسفر — منابع برای مطالعه بیشتر
توازن تابش در سطح زمین

۲-۱ مقدمه

قبل از آنکه وارد بحث هیدرولوژی بشویم لازم است با کلیات نیروی محرکه‌ای که چرخه آب را در طبیعت به گردش در می‌آورد آشنا شویم. هر فرایند هیدرولوژی نیاز به انرژی دارد و این انرژی تنها از خورشید سرچشمه می‌گیرد. خورشید منبع اصلی تامین نیروی لازم برای کلیه تحولات هیدرولوژیکی است که در کره زمین صورت می‌گیرد. هر کجا انرژی بیشتری دریافت دارد تحولات هیدرولوژیکی شدیدتر و زیادتر است. مثلاً در مناطق حاره‌ای و کمربند استوائی کره زمین با دریافت انرژی بیشتر از خورشید فرایندهای هیدرولوژیکی مانند بارندگی و تبخیر و سیل و طوفان‌ها بمراتب بیشتری از نواحی قطبی می‌باشد. انرژی از خورشید به زمین منتقل و گرمای حاصله از آن موجب مبادلهٔ آب در سیکل هیدرولوژی می‌شود. برای آن که بدانیم گرما چگونه از خورشید به زمین منتقل می‌شود بهتر است ابتدا نحوهٔ انتقال انرژی بین دو نقطه را مورد بررسی قرار دهیم.

۲-۲ انتقال انرژی

اصولاً انتقال انرژی گرمایی در طبیعت به چهار صورت انجام می‌پذیرد که عبارتند از:

انتقال فیزیکی (هدایت) برای توصیف انتقال انرژی به روش فیزیکی به ذکر مثالی می‌پردازیم و آن بدین صورت است که اگر یک طرف میلهٔ فلزی را گرم کنیم مولکول‌های فلز در اثر گرما به ارتعاش در می‌آیند و به دلیل تصادم با مولکول‌های مجاور باعث ارتعاش آنها نیز می‌شوند.

بدین ترتیب ارتعاش، تمامی مولکول‌های میله را در بر می‌گیرد. ایجاد ارتعاش و اصطکاک بین مولکول‌ها موجب گرم شدن آنها می‌گردد. در واقع گرم کردن یک طرف میله باعث گرم شدن طرف دیگر آن می‌شود و مثل آن است که گرما بدون آن که ماده‌ای جابجا شود از یک طرف میله به طرف دیگر آن انتقال پیدا می‌کند. به این نوع انتقال انرژی که انتقال فیزیکی یا حقیقی نام دارد **هدایت گرما** (conduction) نیز گفته می‌شود.

انتقال از طریق تبادل توده‌ای (همرفت) بعنوان مثال چنانچه یک ظرف آب را روی اجاق گرم کنیم در ابتدا مولکول‌های آب در ته ظرف گرم شده و سپس این مولکول‌های گرم شده به جاهای دیگر ظرف انتقال پیدا کرده و جای مولکول‌های سرد را که به پایین ظرف منتقل می‌شوند می‌گیرند. بدین ترتیب می‌توان گفت که گرما از ته ظرف به سایر نقاط انتقال پیدا کرده است. انجام این آزمایش با یک مادهٔ رنگی که بتوان بوسیله آن حرکت مایع را با چشم مشاهده کرد بخوبی نحوهٔ انتقال گرما را روشن می‌سازد. به انتقال حرارت از طریق تبادل توده‌ای، **همرفت** (convection) نیز گفته می‌شود. در این طریقه بر خلاف حالت قبل که ماده در جای خود ثابت بود، توده مواد گرم شده از یک نقطه به نقطهٔ دیگر انتقال یافته و گرما را نیز با خود انتقال می‌دهد. بعبارت دیگر گرما همراه با ماده جابجا می‌شود.

انتقال گرما در اثر تغییر حالت تغییر حالت اجسام نیز می‌تواند باعث انتقال حرارت شود. مثلاً چنانچه آب بخار شود و از سطح زمین به اتمسفر انتقال پیدا کند چون قبلاً برای تبخیر شدن مقداری گرما جذب کرده بود، این گرما را نیز با خود به اتمسفر انتقال می‌دهد و هر زمان که دوباره به شکل اولیهٔ خود برگشت کرده و به آب مایع تبدیل شود حرارت جذب شده نیز آزاد می‌شود. تبادل گرما در اثر تغییر حالت نقش مهمی را در سیکل هیدرولوژی ایفا می‌کند. مثلاً ذوب‌شدن یخ می‌تواند باعث جابجاشدن انرژی حرارتی شود. جابجائی کوههای یخ در اقیانوس‌ها در توزیع انرژی حرارتی بسیار موثر است.

تابش هیچ کدام از روشهایی که در بالا تشریح شد نمی‌توانند توجیه کننده انتقال گرما از خورشید به زمین باشند. بنابراین باید روش دیگری وجود داشته باشد که بوسیله آن انرژی خورشید به زمین منتقل می‌گردد. این روش **تابش** (radiation) نام دارد. در این روش برای انتقال انرژی هیچگونه ماده‌ای در محیط مورد نیاز نیست. هر جسمی که دمای آن بالاتر از صفر درجه مطلق باشد از خود تابشهای حرارتی گسیل می‌کند که به آن تابش الکترومغناطیس گفته می‌شود. خورشید نیز که دمای سطح آن حدود ۵۷۹۳ درجهٔ کلوین (۵۵۲۰ درجهٔ سلسیوس) است تابشهای الکترومغناطیس از خود گسیل می‌کند که در تمام فضای اطراف خورشید منتشر می‌شود. البته همانطور که گفته شد این موضوع تنها مربوط به خورشید نبوده بلکه هر جسمی که

دمای آن بالاتر از صفر مطلق (۲۷۳- درجه سلسیوس) باشد از خود چنین تابشی را گسیل می‌کند. مثلاً وقتی کنار یک بخاری داغ می‌ایستیم بخشی از تابشی که از آن گسیل می‌شود جذب بدن ما شده و احساس گرما می‌کنیم. این گرما ناشی از همان تابش‌های الکترومغناطیس است. بنظر دانشمندان فیزیک، مانند ماکس پلانک (Max Plank) و دیگران، تابش الکترومغناطیس به صورت طیفی از موجهای متوالی منتقل می‌شود. خصوصیات این نوع تابش با طول موج‌های تشکیل دهنده آن سنجیده می‌شود.

مقدار تابشی که می‌تواند از هر جسم خارج شود به درجه حرارت آن جسم بستگی دارد. بر طبق *قانون استفان-بولتزمن* (Stefan-Boltzmann) شار تابش الکترومغناطیس از هر جسم متناسب با توان چهارم دمای آن جسم است که از فرمول زیر بدست می‌آید.

$$S = 8.26 \times 10^{-11} T^4 \qquad (۱-۲)$$

در این فرمول S مقدار تابش گسیل شده در هر دقیقه از هر سانتی‌مترمربع سطح جسم (cal/cm^2.min) و T دمای سطح جسم برحسب درجه کلوین می‌باشد. عدد $۸/۲۶ \times ۱۰^{-۱۱}$ ضریب ثابتی است که *ثابت استفان-بولتزمن* نامیده می‌شود. گر چه فرمول فوق برای یک جسم سیاه کامل نوشته شده است اما برای هر جسم غیر سیاه دیگر نیز با اعمال یک ضریب صادق است.

جسم سیاه کامل به جسمی اطلاق میشود که در یک دمای ثابت با حداکثر توان تابش‌های الکترومغناطیس را از خود خارج نماید. برای اجسام خاکستری گسیل تابش کمتر از مقدار فوق بوده و لازم خواهد بود که در جلو فرمول ضریب دیگری که بستگی به رنگ و خصوصیات جسم دارد قرار داده شود.

با توجه به درجهٔ‌حرارت در سطح خورشید (۵۷۹۳ درجه کلوین) مقدار تابش خورشیدی در صورتی که آن را همانند یک جسم سیاه کامل بدانیم برابر است با:

$$S = 8.26 \times 10^{-11} (5793)^4 = 9.302 \times 10^4 \text{ cal/cm}^2\text{.min}$$

چون شعاع خورشید ۶۹۵،۵۶۰ کیلومتر تخمین زده شده است، لذا مقدار کل انرژی خورشید که از سطح آن خارج می‌شود معادل خواهد بود با:

مقدار کل انرژی که از خورشید خارج می‌شود = S × سطح جانبی خورشید

سطح جانبی خورشید $= 4\pi R^2$

$$= 4(3.14)(695560)^2$$

$$= 6.0766 \times 10^{12} \text{ km}^2 = 6.0766 \times 10^{22} \text{ cm}^2$$

مقدار کل انرژی خورشید $= (9.302 \times 10^4) \times (6.0766 \times 10^{22})$

$$= 5.6524 \times 10^{27} = \text{cal/min}$$

این انرژی تابشی تماماً در فضای اطراف کرهٔ خورشید پراکنده می‌شود. چون فاصلهٔ متوسط خورشید تا زمین ۱۵۰ × ۱۰۶ کیلومتر برآورد شده است، لذا اگر انرژی خورشید را بر سطح جانبی کره‌ای به شعاع ۱۵۰ × ۱۰۶ کیلومتر تقسیم کنیم مقدار انرژی که از طرف خورشید به هر واحد از سطح کرهٔ زمین می‌رسد، به دست می‌آید.

سطح جانبی کره‌ای به شعاع ۱۵۰ میلیون کیلومتر $= 4(3.14)(150 \times 10^6)^2$

$= 2.826 \times 10^{17}\ km^2$

$= 2.826 \times 10^{27}\ cm^2$

بنابراین کل انرژی تابشی خورشید (۵/۶۵۲۴ × ۱۰۲۷ کالری در دقیقه) در سطحی معادل ۲/۸۲۶×۱۰۲۷ سانتی‌مترمربع پخش می‌شود که در این صورت مقدار انرژی در هر سانتیمترمربع از این مساحت برابر خواهد بود با:

$$\frac{5.6524 \times 10^{27}}{2.826 \times 10^{27}} = 2\ cal/cm^2.min$$

یعنی در نقطه‌ای از فضا که اتمسفر زمین شروع می‌شود به هر سانتی‌مترمربع در هر دقیقه ۲ کالری گرما از طرف خورشید تابیده می‌شود. مقدار ۲ کالری بر سانتی‌مترمربع در دقیقه را **عدد ثابت خورشیدی** (solar constant) گویند. کالری بر سانتی‌مترمربع را به افتخار **لانگلی** (Langley) دانشمند آلمانی که برای اولین بار این محاسبات را انجام داد لانگلی نیز می‌نامند، لذا عدد ثابت خورشیدی ۲ لانگلی در دقیقه است.

با توجه به کوچک بودن زمین نسبت به خورشید می‌توان چنین تصور کرد که پرتوهای خورشیدی بطور موازی به کره زمین می‌تابند و چون شعاع کرهٔ زمین ۶۳۷۰ کیلومتر تخمین زده می‌شود در هر لحظه به اندازهٔ حاصلضرب عدد ثابت خورشیدی در سطح دایرهٔ عظیمهٔ زمین، انرژی به زمین تابیده می‌شود. زیرا درست است که در هر لحظه نیمی از سطح کره زمین در مقابل تابش خورشید قرار می‌گیرد اما در واقع سطحی که عمود بر این تابشها می‌باشد به اندازه تصویر این نیمکره یعنی سطح دایره عظیمه است.

سطح دایرهٔ عظیمهٔ کرهٔ زمین $= \pi R^2 = (3.14)(6370)^2$

$= 127,411,466\ km^2$

$= 1.274 \times 10^{18}\ cm^2$

چنانچه رقم فوق را در عدد ثابت خورشیدی ضرب کنیم انرژی دریافت شده توسط این مساحت معادل ۲/۵۴۸ × ۱۰۱۸ کالری در هر دقیقه خواهد بود. بعبارت دیگر در هر دقیقه ۲/۵۴۸ × ۱۰۱۸ کالری گرما به زمین تابیده شده و در مساحتی معادل نصف سطح جانبی کره زمین توزیع می‌شود. این حرارت که بطور مداوم به زمین تابیده می‌شود منبع اصلی انرژی برای تمام محرکه‌های مختلف گردش آب در طبیعت است. گرچه هر لحظه نیمی از کرهٔ زمین در مقابل خورشید قرار می‌گیرد و رقم مذکور یعنی ۲/۵۴۸ × ۱۰۱۸ کالری در دقیقه در نیمی از سطح

جانبی کرهٔ زمین توزیع می‌شود اما شدت تابش در تمام قسمتهای این سطح یکسان نمی‌باشد. شدت تابش در استوا که تابشها عمود بر سطح زمین تابیده می‌شوند زیاد و شدت تابش در نواحی قطبی که جهت پرتوها تقریباً مماس بر سطح زمین است، بسیار کم و یا صفر می‌باشد.

چون کرهٔ زمین دارای حرکت وضعی است و هر ۲۴ ساعت یکبار به دور خود می‌چرخد لذا انرژی که در هر لحظه بر نیمی از سطح جانبی آن می‌تابد در تمام سطح جانبی کره زمین که معادل $۵/۰۹۶ \times ۱۰^{۱۸}$ سانتیمترمربع است پخش می‌شود، زیرا سطح جانبی کره زمین برابر است با :

$$\text{سطح جانبی کره زمین} = 4\pi R^2 = 4(3.14)(6370)^2$$
$$= 5.096 \times 10^8 \text{ km}^2$$
$$= 5.096 \times 10^{18} \text{ cm}^2$$

بنابراین سهم هر سانتی‌مترمربع از سطح جانبی کرهٔ زمین از انرژی خورشید طی شبانه‌روز برابر ۰/۵ کالری در دقیقه می‌باشد زیرا:

$$\text{متوسط انرژی دریافتی روزانه توسط هر سانتی‌مترمربع از سطح کره زمین} = \frac{2.548 \times 10^{18}}{5.096 \times 10^{18}} = 0.5 \text{ cal/min}$$

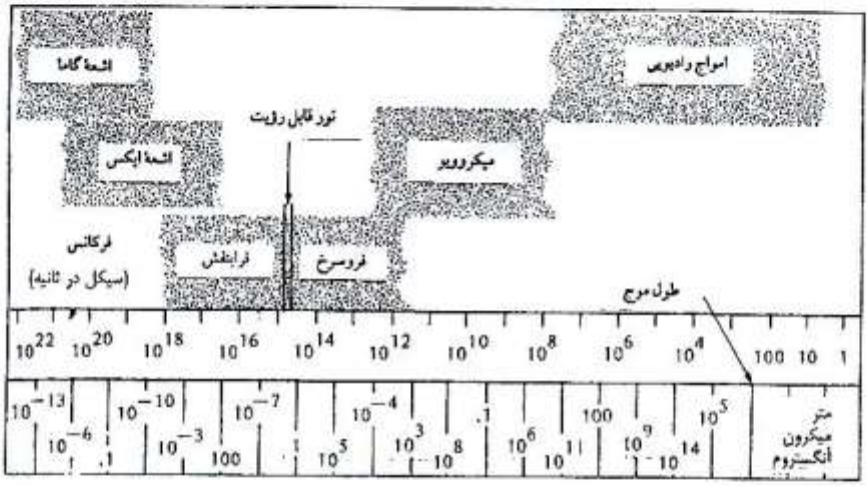
از طرف دیگر می‌دانیم که کرهٔ زمین از نظر حرارتی در شرایط تعادل است. یعنی همان مقدار انرژی را که از خورشید دریافت داشته است از خود پس می‌دهد. در غیراین‌صورت دمای آن در طول سالیان متمادی می‌بایست تغییر نماید (بدون توجه به افزایش تدریجی گرمای زمین به دلیل اثرات گلخانه‌ای که در سالهای اخیر بوقوع پیوسته و یا اتفاق خواهد افتاد). با یکسان بودن تابشهای ورودی و خروجی از کره زمین می‌توانیم چنین فرض کنیم که کره زمین در هر دقیقه از هر سانتی‌مترمربع سطح خود باید همان مقدار ۰/۵ کالری گرمائی‌را که دریافت داشته است، را پس دهد. در این صورت براساس قانون استفان-بولتزمن با فرض اینکه زمین نیز مانند یک جسم سیاه کامل باشد می‌توانیم دمای کلی کره زمین را محاسبه نماییم. زیرا کره زمین در واقع جسمی است که از هر سانتی متر مربع آن ۰/۵ کالری گرما گسیل می‌شود.

$$S = 8.26 \times 10^{-11} T^4$$
$$0.5 = 8.26 \times 10^{-11} T^4$$
$$T = 279 \text{ °K}$$
$$T = 6 \text{ °C}$$

بنابراین کره زمین در فضا مانند جسمی عمل می‌کند که متوسط دمای سطح آن ۶ درجه سانتی‌گراد است. توجه داشته باشید دراینجا کره زمین بطور کامل و همراه با اتمسفر آن به حساب آمده است و دمای ۶ درجه مربوط به قسمت بالایی آن است والا اندازه‌گیریهای انجام شده در سطح خشکیهای زمین متوسط دمای ۱۵ درجه را نشان داده است.

امواج الکترومغناطیس گسیل شده از خورشید از نظر طول موج دامنهٔ وسیعی دارند. بطوری که کوچکترین آنها طول موجشان در حدود چندصدم آنگستروم و بزرگترین آنها طول موجی بالغ بر چندین متر یا کیلومتر دارند.

در شکل ۲-۱ طیف کامل تابش خورشیدی از نظر طول موج و نامهایی که به هر یک از باندهای آن اطلاق می‌شود نشان داده شده است. چشم ما فقط بازه تابشهایی راکه طول موجشان بین ۰/۳۶ تا ۰/۷۶ میکرون قرار دارند رؤیت کرده و آن را بی‌رنگ مشاهده می‌کند ولی در واقع تابشهای قابل رؤیت نیز خود از ۶ دسته (باند) به رنگهای مختلف تشکیل شده‌اند که عبارتند از:



شکل ۲-۱ طیف تابشهای خورشیدی. این طیف مربوط به تابشهایی است که بر بالای اتمسفر زمین تابیده می‌شود

دسته اول - با رنگ بنفش (طول موج بین ۰/۳۶ تا ۰/۴۲ میکرون)
دسته دوم - با رنگ آبی (طول موج بین ۰/۴۲ تا ۰/۴۹ میکرون)
دسته سوم - با رنگ سبز (طول موج بین ۰/۴۹ تا ۰/۵۴ میکرون)
دسته چهارم - با رنگ زرد (طول موج بین ۰/۵۴ تا ۰/۵۹ میکرون)
دسته پنجم - با رنگ نارنجی (طول موج بین ۰/۵۹ تا ۰/۶۵ میکرون)
دسته ششم - با رنگ قرمز (طول موج بین ۰/۶۵ تا ۰/۷۶ میکرون)

تابشهای بین طول موج ۰/۷۶ میکرون تا ۱۰۰۰ میکرون را ***مأدون قرمز (فروسرخ)*** و بین ۰/۳۶ تا ۰/۰۰۱ میکرون را ***مأورای بنفش (فرابنفش)*** گویند. از نظر هیدرولوژیکی فقط تابشهایی که طول موج آنها بین ۰/۲ تا ۱۰۰ میکرون باشد حائزاهمیت است. تابشهای بالاتر از ۱۰۰ میکرون (امواج رادیویی) و کوچکتر از ۰/۲ میکرون (اشعه ایکس) به لحاظ تأثیر بر چرخه هیدرولوژی

اهمیت زیادی ندارند. شدت تابشهای خورشید در طول موجهای بلند عملاً ناچیز است حتی تابشهای با طول موج خیلی کوتاه نیز شدّتشان کم می‌باشد لذا دامنهٔ مؤثر تابشهای خورشیدی از نظر طول موج بین ۰/۲۵ تا۳ میکرون است. این‌تابشهارا بصورت کلّی تابشهای طول موج‌کوتاه گویند. لذا هنگامی که عنوان می‌شود تابشهای مستقیم خورشیدی طول موج کوتاه دارند سخنی به گزاف گفته نشده است.

تمام تابشهایی که با طول موجهای مختلف از خورشید گسیل می‌شوند شدت یکسانی ندارند. اندازهٔ طول موجی که با حداکثر شدت گسیل می‌شود به درجه حرارت سطح جسم بستگی دارد. زیرا برطبق ***قانون وین*** (Wien) بین طول موجی که با حداکثر شدت (λ_{max}) از سطح یک جسم خارج می‌شود و درجه حرارت آن جسم (T) رابطهٔ زیر برقرار است.

$$T.\ \lambda_{max} = 2880 \qquad (۲-۲)$$

در این معادله :

T= دما برحسب درجه کلوین

λ_{max}= طول موج برحسب میکرون

یعنی هرچه درجه‌حرارت یک جسم بیشتر باشد طول موجی که با حداکثر شدت از آن گسیل می‌شود کوچکتر خواهد بود. در مورد خورشید، حداکثر شدت تابش در طول موج ۰/۵ میکرون (رنگ سبز) است زیرا برطبق معادلهٔ مذکور:

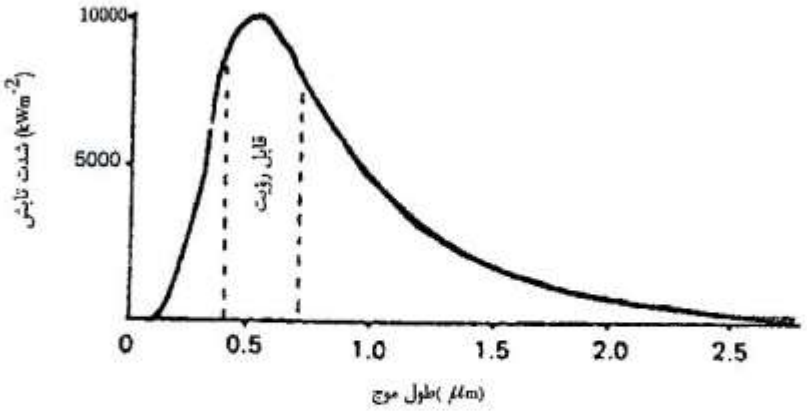
$$(5793)\ \lambda_{max} = 2880$$

$$\lambda_{max} = 0.5$$

یعنی از بین تمام تابشهای خورشیدی طول موج ۰/۵ میکرون (رنگ سبز) بالاترین شدت را دارد. در شکل ۲-۲ شدت تابشهای خورشیدی در طول موجهای مختلف نشان داده شده است. بطوری که در این شکل مشاهده می‌شود طول موج تابشی که با حداکثر شدت گسیل می‌شود حدود ۰/۵ میکرون است. حدود ۲۵٪ تابشهای خورشیدی طول موجشان کوچکتر از λ_{max} و ۷۵٪ آنها طول موجشان بزرگتر از λ_{max} است . طول موج میانه که نیمی از تابشها (۵۰ درصد) بالاتر از آن و نیمی پایین‌تر از آن باشد ۰/۷ میکرون است. همچنین ۴۵ درصد تابشهای خورشیدی در محدودهٔ قابل رؤیت، ۹ درصد آن در منطقهٔ مأورای بنفش و بقیه (۴۶ درصد) در ناحیه مأدون قرمز قرار دارند.

۲-۳ ضعیف شدن تابش در اتمسفر

از هنگامی که تابش‌های خورشیدی وارد اتمسفر کره زمین می‌شود تا زمانی که به سطح زمین برخورد می‌نماید از محیط شفاف اتمسفر عبور می‌کند. وجود مولکول‌های هوا و گرد و



شکل ۲-۲ شدت تابشهای خورشید در طول موجهای مختلف

غبار موجود در آن موجب می‌شوند که برخی طول موجها در فضا منتشر شوند. تابشهای منتشرشده در جهات مختلف پراکنده می‌شوند. به این پدیده *پخش یا پراش* (scattering) نیز گفته می‌شود. پراش واقعی برای هر طول موج توسط ذراتی صورت می‌گیرد که قطر آنها مساوی یا کمی کوچکتر از طول موج تابش باشد. از جایی که پدیدهٔ پراش یک پدیدهٔ *انتخابی* بوده و در طول موجهای کوتاه بیشتر صورت می‌گیرد آسمان ممکن است به رنگهای مختلف دیده شود. مثلاً چون در یک هوای صاف مولکول‌های هوا، قطری مساوی و کمی کوچکتر از طول موج نور آبی دارند قسمت اعظم نوری که در فضا پخش می‌شود نور آبی است و به همین دلیل آسمان آبی رنگ مشاهده می‌شود.

چنانچه قطر ذرات موجود در هوا بزرگتر از اندازه یک طول موج باشد *انعکاس* (reflection) آن طول موج صورت می‌گیرد. این کار عمدهٔ توسط ذرات گردوغبار، قطرات آب در ابرها و یا ذرات نمک در اتمسفر صورت می‌پذیرد. پدیدهٔ انعکاس *غیرانتخابی* است و در مورد تمام طول موجها یکسان عمل می‌کند. بهمین دلیل نوری که منعکس می‌شود سفید رنگ است انعکاس نقشی را در رنگ آسمان بر عهده ندارد بلکه فقط شدت تابش را تغییر می‌دهد. مثلاً اگر از پشت یک تودهٔ مه به خورشید نگاه کنیم رنگ آن را سفید خواهیم دید زیرا تمام طول موجهای قابل رؤیت منعکس شده را مشاهده می‌کنیم و یا نوری که در اثر ابر منعکس می‌شود به رنگ سفید مشاهده می‌گردد.

طول موج تابش طی فرایندهای پراش و انعکاس تغییر نمی‌کند و چون تابش خورشیدی عمدهٔ با طول موج کوتاه است، لذا اتمسفر زمین تقریباً هیچگونه تابشی از این نوع را جذب نمی‌کند و همه آنها را از خود عبور می‌دهد. اما بعضی از گازهای موجود در هوا بطور انتخابی

برخی از طول موجها را **جذب** می‌نمایند. در این مورد بخار آب نقش عمده‌ای را ایفا می‌کند و در واقع عامل کنترل کنندهٔ میزان جذب در اتمسفر است. بخار آب به تنهایی شش برابر تمام گازهای دیگر تابش را به خود جذب می‌کند.

از مجموع تابشهایی که وارد اتمسفر زمین می‌شود ۱۹ درصد آن بدون هیچگونه مانعی مستقیماً به سطح زمین برخورد می‌کند که به آن **تابش مستقیم** گویند. حدود ۴۸ درصد تابشها در فضا منعکس می‌شوند که ۲۳ قسمت آن به صورت ***تابش‌های پراکنده*** دوباره به سطح زمین بر می‌گردد اما ۲۵ قسمت دیگر از اتمسفر زمین خارج می‌شود. ۱۲ درصد از تابشها توسط گازها و سایر مواد موجود در اتمسفر در فضا پخش می‌شوند که ۵ قسمت آن مجدداً به سطح زمین برگشت می‌کند ولی ۷ قسمت دیگر از اتمسفر زمین خارج می‌شود. بقیهٔ تابشها که ۲۱ درصد می‌باشد توسط ذرات موجود در اتمسفر و عمدةً ابرها جذب می‌شود. زمین نیز مقداری از تابشهایی را که به آن برخورد می‌کند منعکس می‌نماید که حدود ۲ درصد آن از اتمسفر خارج می‌شود. بنابراین از مجموع تابشهای خورشیدی که وارد اتمسفر زمین می‌شود فقط ۴۷ درصد به زمین می‌رسد (۱۹ درصد به صورت مستقیم و ۲۸ درصد به صورت پراکنده) و بقیه یا جذب اتمسفر می‌شود و یا از اتمسفر خارج می‌گردد. بطور خلاصه اگر مقدار تابش خورشیدی را که وارد اتمسفر کره زمین می‌شود ۱۰۰ فرض کنیم تغییراتی که طی عبور تابش از لایه اتمسفر صورت می‌گیرد به شرح زیر است:

- تابش مستقیم ۱۹ درصد
- انعکاس ۴۸ درصد (۲۳ قسمت آن دوباره به سطح زمین برخورد می‌کند)
- پراش ۱۲ درصد (۵ قسمت آن دوباره به سطح زمین برخورد می‌کند)
- جذب ۲۱ درصد

جمع کل تابشها ۱۰۰ درصد (۴۷ قسمت آن به سطح زمین برخورد می‌کند)

بنابراین مشاهده می‌شود که تابش خورشید طی عبور از اتمسفر زمین به دلیل انعکاس و پراش و جذب تا حدی ضعیف می‌شود. این پدیده را ***تخلیه*** یا ***ضعیف شدن تابش*** (depletion) در اتمسفر گویند.

۲-۴ توازن تابش در سطح زمین

تمام تابش‌هایی که به سطح زمین می‌رسند از نظر حرارتی مورد استفاده قرار نمی‌گیرند. زیرا همان طور که گفته شد بخشی از آنها از سطح زمین منعکس شده و وارد اتمسفر می‌شود. درصد بازتاب تابش خورشیدی توسط زمین را ***آلبیدو*** (albedo) نامند. مقدار آلبیدو که به آن ***ضریب بازتاب*** هم گفته می‌شود حدود ۳۴ درصد است ولی عواملی مانند بافت و ساختمان

خاک، رنگ، درصد رطوبت و غیره نیز در آن دخالت دارد. آلبیدو در پوششهای مختلف زمین به شرح زیر تخمین زده شده است:

- برف تازه ۷۵ تا ۹۰ درصد
- برف کهنه‌شده ۵۰ تا ۷۰ درصد
- شن ۱۵ تا ۲۵ درصد
- جنگلها ۳ تا ۱۰ درصد
- چمن ۱۵ تا ۳۰ درصد
- زمین لخت ۱۰ تا ۴۰ درصد
- سطح آب ۵ درصد

وجود همین تابشهای بازتابی است که کرهٔ زمین را در آسمان منور نشان می‌دهد و یا آن که ما را قادر می‌سازد در اولین شبهای هر ماه بخش تاریک ماه را نیز در شب به صورت کم رنگ مشاهده نماییم و حالتی را رؤیت کنیم که گویی ماه جدید در شکم ماه قدیم قرار گرفته است. روشن بودن این قسمت از ماه به دلیل دریافت تابشهای بازتابی از کره زمین است که به سطح ماه برخورد می‌کند.

تابش حرارتی از کرهٔ زمین سطح کره زمین که دمای متوسط آن ۱۵ درجه سانتی‌گراد است نیزاز خود تابشهای الکترومغناطیس گسیل می‌دهد که حداکثر شدت آن با طول موج ۱۰ میکرون است زیرا برطبق قانون وین:

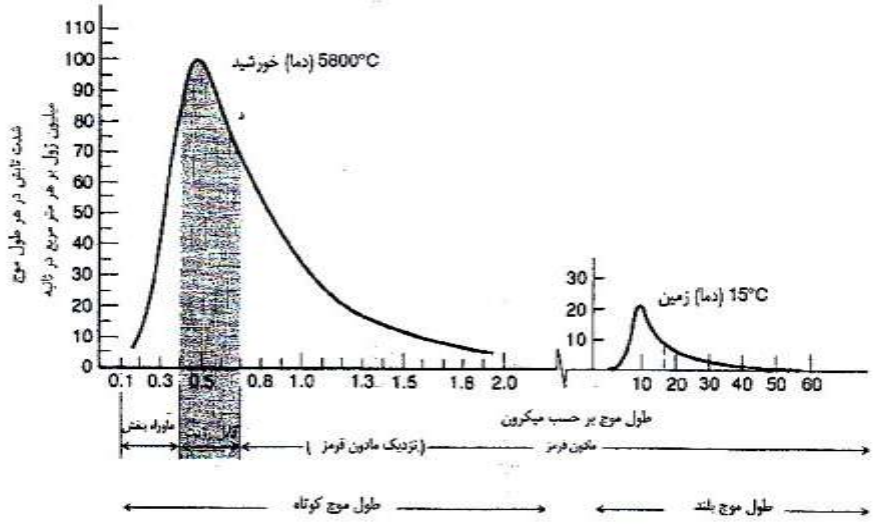
$$T\,\lambda_{max} = 2880$$

$$(273 + 15)\,\lambda_{max} = 2880$$

$$\lambda_{max} = 10$$

بنابراین چون ۱۰ میکرون خارج از طیف تابشهای قابل رؤیت می‌باشد زمین در طول شب با چشم معمولی قابل رؤیت نیست ولی بطریق عکاسی با دوربینهای مجهز به فیلم حساس به امواج مأدون قرمز امکان عکس‌برداری از آن وجود دارد زیرا در این دوربینها فیلم بکار برده می‌شود که طول موجهای بلند و حدود ۱۰ میکرون نیز بر آنها اثر می‌گذارد. عکس‌برداری ماهواره‌ها از زمین نیز بر همین اساس می‌باشد. در شکل ۲-۳ طیف تابش خروجی از کرهٔ زمین در مقایسه با طیف تابش خورشیدی نشان داده شده است. بطوریکه مشاهده می‌شود این طیف در منطقهٔ مأدون قرمز قرار داشته و جزء تابشهای حرارتی یا طول موج بلند به حساب می‌آید. تابشهای طول موج بلند خروجی از سطح زمین در هنگام عبور از اتمسفر برخلاف طول موجهای کوتاه عمدهٔ توسط بخار آب موجود در هوا جذب می‌شوند. بدین ترتیب که بخار آب در برابر تابشهای طول موج بلند انتخابی عمل کرده و قسمت‌اعظم آنها را جذب می‌کند. این امر

باعث گرم شدن هوای اطراف زمین می‌شود که حرارت حاصله از آن با طول موجهای بلند دوباره به‌سطح زمین انتقال می‌یابد. این حالت درست مشابه گرم شدن گلخانه‌ها در اثر وجود بخار آب است و به همین دلیل به نام ***اثر گلخانه‌ای*** اتمسفر زمین معروف است. اگر در اتمسفر بخار آب وجود نمی‌داشت کلیهٔ تابشهای طول موج بلند گسیل شده از سطح زمین از اتمسفر خارج می‌شدند و دمای متوسط کره زمین به ۱۸- درجه سانتی‌گراد می‌رسید در حالی‌که اکنون دمای متوسط زمین ۱۵ درجه می‌باشد. این حالت را در نقاط کویری که بخار آب کمتری دارند بخوبی مشاهده می‌کنیم که در شب به سرعت سرد می‌شوند و اختلاف درجه‌حرارت روز و شب در آنها بسیار زیاد است.



شکل ۲-۳ مقایسه طیف و شدت تابشهای خورشیدی و زمینی در طول موجهای مختلف.

تابشهای طول موج بلند که توسط ابرها و ذرات بخار آب جذب می‌شوند دوباره به زمین پس داده می‌شود و در چرخه هیدرولوژی، از نظر تامین گرمای سطح زمین و بخصوص ذوب‌شدن برفها نقش مهمی را ایفا می‌کنند. برف در برابر طول موجهای بلند مانند یک جسم سیاه عمل نموده و تمامی آنها را جذب می‌کند. به همین دلیل است که ذوب برف در هنگام ابری بودن هوا در طول شب نیز ادامه دارد و حتی ذوب شدن برف در هوای ابری در شب هنگام بمراتب بیشتر از هوای صاف در طول روز است. جذب امواج صوتی را که طول موج بلند دارند در روزهای برفی و سکوتی که در این روزها بر محیط حاکم است همه شما بخوبی تجربه کرده‌اید.

علاوه بر بخار آب گازهای دیگر نیز باعث جذب تابشهای طول موج بلند می‌شوند که از آن جمله گازکربنیک، منواکسید کربن و مواد آلاینده است که ممکن است در اتمسفر وجود داشته باشند.

شدت آلودگی هوا در سالهای اخیر باعث تجمع گازهای به اصطلاح گلخانه‌ای و گرم شدن نسبی هوای کره زمین شده است. بطوری که تخمین زده می‌شود طی یک قرن دمای کره زمین ۰/۶ درجه سانتی‌گراد گرمتر شده و تصور می‌شود به دلیل تأثیر انسان بر اقلیم جهانی دمای هوا در سال ۲۱۰۰ میلادی نسبت به سال ۱۹۹۰ حدود ۲ درجه سانتی‌گراد افزایش خواهد یافت.

در محدودهٔ دو طول موج ۴ میکرون و ۹ تا ۱۱ میکرون بخار آب موجود در اتمسفر زمین قادر به جذب تابشهای طول موج بلند نیست و تابشهایی که با این طول موج باشند بدون هیچگونه مانعی از اتمسفر زمین خارج می‌شوند. این طول موجها را ***دریچه‌های اتمسفری*** (atmospheric windows) نامند. وجود همین دریچه‌های اتمسفری است که باعث می‌شود گرمای محبوس شده در جو زمین سرانجام از آن خارج شده و دمای زمین در حالت تعادل ثابت باقی بماند. زیرا بتدریج بخشی از تابشهایی که وارد کرهٔ زمین شده است از طریق این دریچه‌ها خارج شده و کرهٔ زمین را از نظر حرارت در حالت توازن قرار می‌دهد.

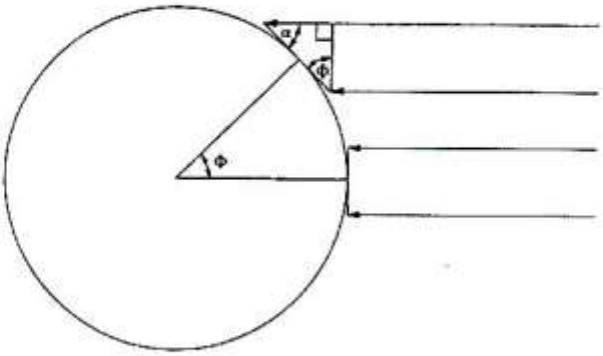
۲-۵ حرکت کرهٔ زمین و تغییرات تابش

همانطور که گفته شد کره زمین تنها بخش کوچکی از کل انرژی خورشید را دریافت می‌دارد، که مقدار آن در قسمت بالای جوّ بر صفحه‌ای که عمود بر جهت تابشها در نظر گرفته شود حدود ۲ کالری بر سانتی‌مترمربع در دقیقه یا ۱۳۵۳ ژول بر ثانیه بر مترمربع (وات بر مترمربع) است. این مقدار را عدد ثابت خورشیدی نامیدیم. اما از آنجایی که زمین دارای حرکات *وضعی* (به‌دور خود) و *انتقالی* (به‌دور خورشید) می‌باشد و علاوه بر این محور کره زمین مایل و نسبت به خط قائم زاویه‌ای حدوداً ۲۳/۵ درجه (۲۷ ، ۲۳°) تشکیل می‌دهد، مقدار تابش دریافتی آن از خورشید در نقاط مختلف و در زمانهای مختلف سال متفاوت است.

در هر زمان مشخص، نقاطی در سطح زمین وجود دارند که خورشید درست در بالای آن نقاط قرار می‌گیرد بطوری که اگر مرکز زمین و خورشید را با خطی بهم وصل کنیم این خط بر صفحه‌ای که از نقطه مورد نظر مماس بر سطح زمین باشد عمود است. عرض جغرافیایی نقطه‌ای که این وضعیت در آن موقعیت زمانی برای آن اتفاق می‌افتد ***زاویه میل خورشیدی*** نامیده می‌شود (declination of the sun) که با علامت δ نشان داده می‌شود و هنگامی که برای یک نقطه این حالت اتفاق می‌افتد در نقاط دیگر کره زمین تابشهای خورشیدی بر صفحه‌ای که مماس بر سطح زمین در نظر گرفته شود عمود نخواهد بود بلکه مطابق شکل ۲-۴ با آن زاویه‌ای مانند α خواهد ساخت که به آن ***ارتفاع خورشیدی*** گفته می‌شود. در این صورت شدت تابش خورشیدی یا مقدار تابشی که به واحد سطح مماس بر کره زمین می‌رسد برابر است با:

$$I = W \sin \alpha \qquad (۳-۲)$$

که I شدت تابش (مقدار تابش در واحد سطح)، W عدد ثابت خورشیدی و α ارتفاع خورشیدی (solar altitude) است که روش محاسبه آن در بخشهای بعد شرح داده شده است.

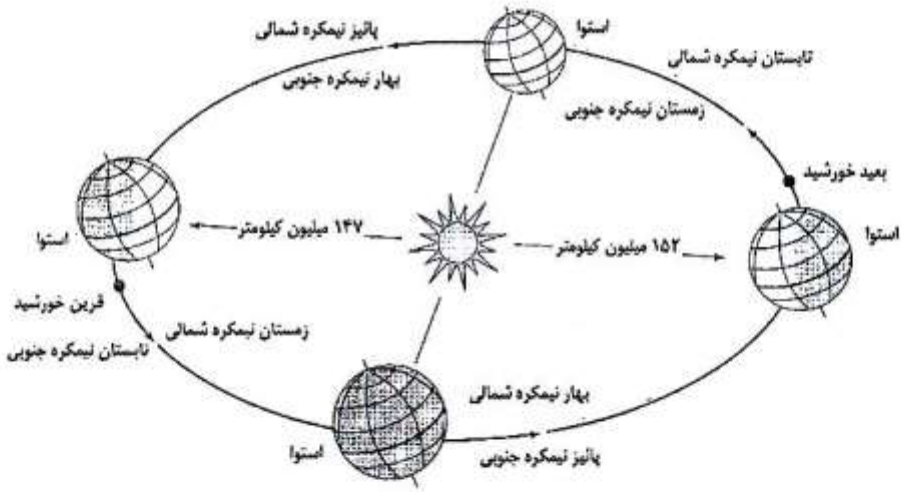


شکل ۲-۴ تصویر مقدار تابش خورشیدی بر صفحه مماس بر سطح کره زمین

چنانچه محور زمین بر خطی که مرکز زمین و خورشید را بهم وصل می‌کند در تمام ایام سال عمود بود در این صورت ارتفاع خورشیدی در هنگام ظهر محلی برابر $90°-\Phi$ بود که Φ مطابق شکل ۲-۴ برابر عرض *جغرافیایی* نقطه مورد نظر است. البته در این صورت در کره زمین فصول وجود نداشت و تمام نقاط زمین در طی شبانه‌روز و در تمام ایام سال مقدار ثابتی انرژی خورشیدی دریافت می‌داشتند. در چنین وضعیتی هرچه از استوا بطرف قطب جلو می‌رفتیم هوا سردتر می‌شد که صرف‌نظر از سایر عوامل، درجه حرارت در تمام ایام سال یکنواخت بود. ولی می‌دانیم که محور چرخش زمین مایل است و با خط قائم زاویه‌ای معادل ۲۳/۵ درجه می‌سازد. این امر باعث تغییراتی در مقدار انرژی دریافتی نقاط مختلف زمین می‌شود. شکل ۲-۵ وضعیت زمین را نسبت به خورشید طی حرکت انتقالی خود نشان می‌دهد. در این شکل مشاهده می‌شود که زمین در حالیکه تمایل محور خود را حفظ می‌کند در یک مدار بیضی شکل دور خورشید می‌چرخد. خورشید در مرکز این بیضی قرار نگرفته است بلکه در یکی از دو کانون آن قرار می‌گیرد. بدین ترتیب فاصله زمین تا خورشید طی گردش مرتب کم و زیاد می‌شود. در روز اول ژانویه (یازدهم دی‌ماه) زمین نسبت به خورشید در نزدیک‌ترین فاصله قرار می‌گیرد. این وضعیت در شکل ۲-۵ بنام **قرین خورشید** یا **نزدیک خورشید** (perihelion) مشخص شده است. برعکس در روز اول ژوئیه (دهم تیرماه) زمین در دورترین فاصله نسبت به خورشید قرار می‌گیرد این موقعیت از نظر نجومی **دور خورشید** یا **بعید خورشید** (aphelion) نام دارد.

با توجه به وضعیت گردش زمین به دور خورشید که در شکل ۲-۵ مشاهده می‌شود اگر نیمکره شمالی را در نظر بگیریم در یک زمان از سال (اول تیرماه) محور زمین بیش از هر وقت دیگر بطرف خورشید متمایل شده است. بطوری که محور زمین با خطی که مرکز زمین و

خورشید را بهم وصل می‌کند زاویه ۶۶/۵ درجه (۶۶/۵=۲۳/۵-۹۰) می‌سازد. این حالت را برای نیمکره شمالی *انقلاب تابستانی* (summer solstice) نامند. برای همین نیمکره در موقعیت دیگری از سال (اول دی‌ماه) محور زمین بیش از هر زمان دیگر بطرف خارج از خورشید کج شده است. بطوری که محور زمین با همان خط قبلی زاویه ۱۱۳/۵ درجه (۱۱۳/۵=۲۳/۵+۹۰) می‌سازد. این حالت را برای نیمکره شمالی *انقلاب زمستانی* (winter solstice) گویند. فاصله زمین تا خورشید در هنگام انقلاب تابستانی ۱۵۲ میلیون کیلومتر و در هنگام انقلاب زمستانی ۱۴۷ میلیون کیلومتر است. بطوریکه ملاحظه می‌شود برای ما که در نیمکره شمالی هستیم در تابستان بیشترین فاصله را با خورشید داریم و گرمی هوا در این زمان به دلیل نزدیکی یا دوری کره زمین به خورشید نیست بلکه عامل اصلی عمود تابیدن تابشها به سطح کره زمین است. در نیمکره شمالی در زمان انقلاب تابستانی طولانی‌ترین روز و در زمان انقلاب زمستانی طولانی‌ترین شب (یلدا) سال اتفاق می‌افتد.



شکل ۲-۵ حرکت انتقالی زمین به دور خورشید و پیدایش فصول. توجه داشته باشید که زاویه محور زمین با خط قائم همیشه ثابت و برابر ۲۳/۵ درجه است.

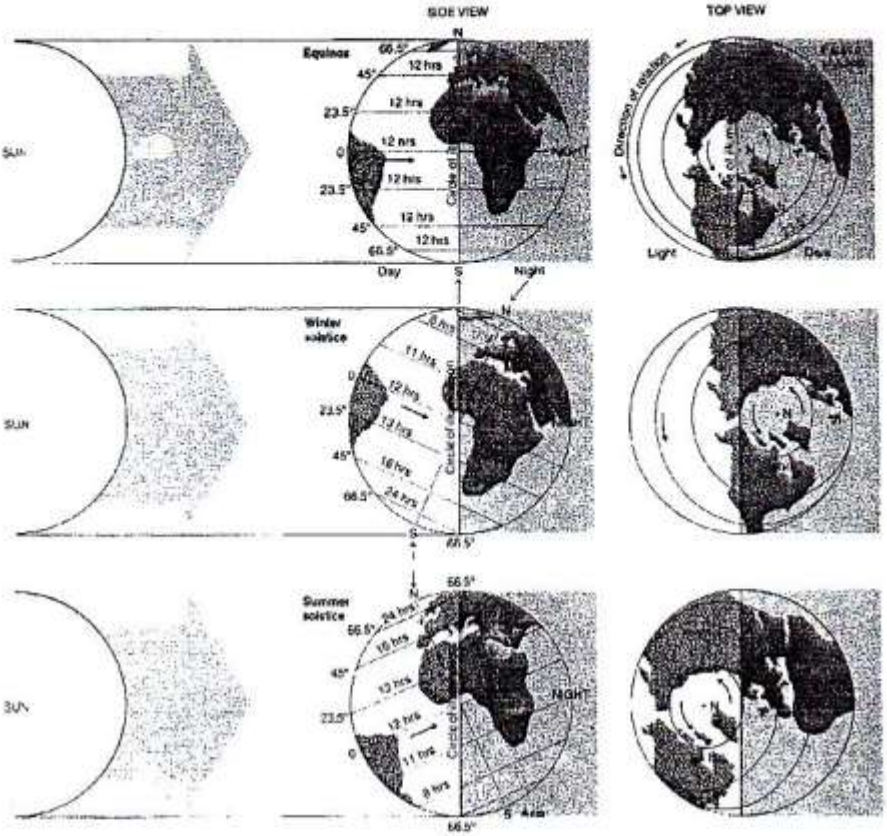
در مسیر گردش زمین به دور خورشید، که در جهتی مخالف عقربه‌های ساعت صورت می‌گیرد (پاد ساعتگرد)، به‌هنگام عبور از انقلاب تابستانی به سمت انقلاب زمستانی موقعیتی پیش می‌آید که محور زمین به سمت خورشید هیچگونه تمایل ندارد. در این حالت خورشید درست در بالای استوا واقع می‌شود. بطوری که خطی که مرکز زمین و خورشید را بهم وصل می‌کند عمود بر محور زمین خواهد بود. این وضعیت را که در اول مهرماه اتفاق می‌افتد *اعتدال پاییزی* (autumnal equinox) نامند. در این موقعیت طول روز و شب برای تمام نقاط کره

زمین یکسان و برابر ۱۲ ساعت می‌باشد. به همین طریق در هنگام عبور زمین از انقلاب زمستانی به سمت انقلاب تابستانی زمین در طرف دیگر مسیر حرکت خود در موقعیت مشابه اعتدال پاییزی واقع می‌شود که به آن *اعتدال بهاری* (vernal equinox) گویند. این وضعیت در نیمکره شمالی در اول فروردین ماه اتفاق می‌افتد. در هنگام اعتدال بهاری نیز طول روز و شب برای تمام نقاط کره زمین مساوی و برابر ۱۲ ساعت می‌باشد. بدین‌ترتیب با توجه به انقلابین زمستانی و تابستانی و اعتدالین بهاری و پاییزی فصول مختلف اتفاق می‌افتد. پیدایش انقلابین و اعتدالین در نیمکره جنوبی درست برعکس نیمکره شمالی است. یعنی هنگامی که نیمکره شمالی در حالت انقلاب تابستانی است در نیمکره جنوبی انقلاب زمستانی اتفاق افتاده است.

حرکت انتقالی که در آن زمین یک دور کامل به دور خورشید می‌چرخد ۳۶۵/۲۵ روز (۱۲ ماه) طول می‌کشد. اما سرعت حرکت در نیمه سمت راست شکل ۲-۵ که فاصله زمین تا خورشید دور است (بهار و تابستان نیمکره شمالی) کندتر از سرعت حرکت زمین در نیمه سمت چپ (پاییز و زمستان) شکل ۲-۵ می‌باشد. زیرا دراین نیمه فاصله زمین تا خورشید کمتر بوده و به دلیل جاذبه زیادتر سرعت حرکت نیز سریعتر است. بهمین دلیل طول ماهها از اول بهار تا اول پائیز در نیمکره شمالی هرکدام ۳۱ روز است و طول ماهها در نیمه دیگر سال ۳۰ روز می‌باشد.

همان‌طور که مشاهده کردیم زمین در حال گردش به دور خورشید تمایل محور خود نسبت به خط قائم را حفظ می‌کند ولی زاویه‌ای این محور با خطی که از مرکز زمین و خورشید می‌گذرد بین ۶۶/۵ تا ۱۱۳/۵ درجه متغیر است. با توجه به شکل‌های ۲-۵ و ۲-۶ این امر باعث بوجود آمدن فصول چهارگانه و تغییرات طول روز در طی سال می‌شود.

در هنگام اعتدالین که زمین هیچ‌گونه تمایلی نسبت به خورشید پیدا نمی‌کند طول روز و شب در هر دو نیمکره ۱۲ ساعت است. در انقلاب زمستانی قطب جنوب و منطقه قطبی آن (بالاتر از مدار ۶۶/۵ درجه) دارای یک روز بسیار طولانی هستند. طول این روز در مدار ۶۶/۵درجه ۲۴ ساعت و هرچه بطرف قطب پیش برویم زیاد شده بطوریکه در نقطه قطبی طول‌روز به ۶ ماه می‌رسد. همانطور که در همین هنگام در قطب شمال ۶ ماه شب است. به همین ترتیب نقاطی که در مدارهای بالا قرار دارند در هنگام انقلاب زمستانی در نیمکره شمالی از ساعات روشنایی کمتری برخوردارند. طول روز در مدارهای استوا، ۰°، ۲۳/۵°، ۴۵°، ۶۶/۵° و قطب در هنگام اعتدال و انقلاب در شکل ۲-۶ نشان داده شده است. بطوریکه مشاهده می‌شود طول روز در استوا در تمام ایام سال ۱۲ ساعت می‌باشد. در نیمکره شمالی در نقطه قطب شمال از اول بهار تا آخر تابستان طول روز ۶ ماه به درازا می‌کشد. در همین نیمکره در مدار ۶۶/۵ درجه طول روز از اول فروردین افزایش پیدا کرده، در اول تابستان به ۲۴ ساعت می‌رسد و سپس کاهش پیدا می‌کند. در بین مدار ۶۶/۵ درجه تا قطب حداکثر طول روز در سال بین ۲۴ ساعت تا ۶ ماه متغیر می‌باشد.



شکل ۲-۶ طول روز و قسمتهایی از کره زمین که در هنگام انقلابین و اعتدالین روشن است

علاوه بر آنچه ذکر شد تابش خورشید به یک عامل دیگر نیز بستگی دارد و آن *زاویه ساعتی خورشید* (hour angle of sun) یعنی وضعیت نسبت به ظهر خورشیدی است که با استفاده از قوانین مختصات ارتفاع خورشیدی (α) از فرمول ۲-۴ قابل محاسبه است. بنابراین در معادله ۲-۳ بجای $\sin \alpha$ می‌بایست مقدار آن را از فرمول ۲-۴ قرار داد:

$$\sin \alpha = \sin \delta . \sin \phi + \cos \delta . \cos \phi . \cos \tau \qquad (۴-۲)$$

در این فرمول:

δ = زاویه میل خورشیدی (درجه)

ϕ = عرض جغرافیایی محل (درجه) و

τ = زاویه ساعتی خورشید در زمان مورد نظر (درجه) می‌باشد.

زاویه میل خورشیدی (δ) برای هر روز از سال مشخص و در جداول مخصوص ارائه شده است

که می‌توان در کتابهای نجوم آن را پیدا کرد اما از فرمول زیر نیز می‌توان مقدار تقریبی آن را محاسبه نمود.

$$\delta = \frac{23.45\pi}{180} \cos\left[\frac{2\pi}{365}(172 - J)\right] \qquad (۵-۲)$$

در این معادله J شماره روز **ژولیوسی** (Julian day) یعنی شماره روزسال نسبت به‌اول ژانویه می‌باشد. مقدار J بین ۱ تا ۳۶۵ متغیر است. مثلاً برای روز اول ژانویه J = ۱ برای بیست و دوّم ژانویه J = ۲۲ و برای روز آخر دسامبر J = ۳۶۵ است. مقدار $\frac{2\pi}{365}$ (172 - J) بر حسب رادیان بوده و در نهایت δ نیز بر حسب رادیان بدست می‌آید (هر یک π رادیان ۱۸۰ درجه می‌باشد). جهت محاسبه J می‌توان از فرمول ساده زیر نیز استفاده کرد که در آن M شماره ماه میلادی و d شماره روز مورد نظر در آن ماه می‌باشد.

$$J = \text{integer}\left[275\left(\frac{M}{9}\right) - 30 + d\right] - 2 \qquad (۶-۲)$$

در این فرمول integer به مفهوم **عدد صحیح** است بدین معنی که از عدد بدست آمده برای J فقط باید جزء صحیح آن را در نظر گرفت و جزء اعشار را بحساب نیاورد. مثلاً چنانچه بخواهیم شماره روز ژولیوسی را برای اول خرداد حساب کنیم چون روز اول خرداد مصادف با روز ۲۲ ماه مه میلادی است لذا M = ۵ و d = ۲۲ می‌باشد و مقدار J از فرمول فوق برابر ۱۴۲ بدست می‌آید:

$$J = \text{integer}\left[275\left(\frac{5}{9}\right) - 30 + 22\right) - 2$$
$$= 142.77 = 142$$

در فرمول مذکور اگر M < 3 باشد به عدد محاسبه شده ۲ اضافه کنید (J = J + 2).

زاویه ساعتی خورشیدی یا **زاویه ساعت محلی** (τ) عددی است بین صفر تا ۳۶۰ درجه که مقدار آن از یکی از فرمول‌های زیر قابل محاسبه است.

الف - برای هنگامی که خورشید در شرق نصف‌النهار ناظر (یا نقطه مورد نظر) قرار گرفته باشد:

$$\tau = (Ts + 12 - \Delta T_1 + \Delta T_2) \times 15 \qquad (۷-۲)$$

ب - برای هنگامی که خورشید در غرب نصف‌النهار ناظر یا نقطه مورد نظر قرار گرفته باشد:

$$\tau = (Ts - 12 - \Delta T_1 + \Delta T_2) \times 15 \qquad (۸-۲)$$

توجه داشته باشید که فرمول‌های فوق برای شرایطی از τ صادق است که cos τ عدد مثبتی شود.

برای آنکه ناظر موقعیت خود را نسبت به خورشید مشخص کند لازم است به این نکته توجه شود که در هر منطقه یا کشور ساعت رسمی نسبت به یک نصف‌النهار مشخصی تعیین می‌گردد. مثلاً در ایران ساعت رسمی نسبت به نصف‌النهار تهران سنجیده می‌شود. لذا هنگامی که در تهران ظهر اعلام می‌شود در سایر نقاط ظهر واقعی نخواهد بود. بطوری که در این هنگام مثلاً در مشهد که در شرق تهران (نصف‌النهار رسمی) واقع است حدود ۲۷ دقیقه از ظهر گذشته و یا در تبریز که در غرب تهران واقع شده است حدود ۲۵ دقیقه به ظهر واقعی مانده است.

در معادله‌های ۲-۷ و ۲-۸ مقدار Ts ساعت رسمی کشور برای موقعی است که می‌خواهیم شدت تابش را در آن ساعت محاسبه کنیم. Ts همانطور که در رادیو یا تلویزیون اعلام می‌شود از نیمه‌شب محاسبه می‌شود (00:00–23:59). مقدار ΔT_1 اختلاف ساعت رسمی و محل مورد نظر (ساعت محلی) می‌باشد که از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$\Delta T_1 = \frac{i}{15}(\theta_s - \theta_L) \qquad (۹-۲)$$

i عدد ثابتی است که برای نصف‌النهارهایی که در غرب گرینویچ واقع شده‌اند مقدار آن ۱- و برای نصف‌النهارهایی که در شرق گرینویچ واقعند (مانند ایران) مقدار آن ۱+ می‌باشد. θ_s نصف‌النهار یا طول جغرافیایی نقطه‌ای است که ساعت رسمی برحسب آن سنجیده می‌شود (مثلاً برای ما طول جغرافیایی تهران) و θ_L طول جغرافیایی نقطه مورد نظر است. سرانجام در فرمول‌های مذکور ΔT_2 اختلاف زمان واقعی خورشیدی و متوسط زمان خورشیدی در ساعتهای مختلف است که به دلیل کوچک بودن از آن صرف‌نظر می‌شود. برای روشن شدن موضوع به مثال زیر توجه کنید.

● مثال ۲-۱

مقدار تابش خورشیدی را در ساعت ۲ بعدازظهر در مشهد برای روز اول خرداد ماه محاسبه کنید. اطلاعات لازم را از روی نقشه‌های جغرافیائی بدست آورید.

حل

مختصات جغرافیایی مشهد برابر است با:

- عرض جغرافیایی (ϕ) ۳۶° شمالی
- طول جغرافیایی ۵۹° شرقی

چون ساعت رسمی برحسب نصف‌النهار تهران محاسبه می‌شود لازم است طول جغرافیایی تهران را نیز داشته باشیم که مقدار آن تقریباً ۵۲ درجه شرقی می‌باشد.

برای محاسبه تابش خورشیدی در ساعت ۲ بعدازظهر ابتدا اختلاف ساعت تهران و مشهد (ΔT_1) را محاسبه می‌کنیم.

$$\Delta T_1 = \frac{i}{15}(\theta_s - \theta_L)$$

$$\theta_s = 52°$$

$$\theta_L = 59°$$

$$i = 1$$

$$\Delta T_1 = \frac{1}{15}(52 - 59)$$

$\Delta T_1 = -0.46$ ساعت ≈ -27.6 دقیقه

روز اول خرداد ماه برابر ۲۲ ماه مه و یکصد و چهل و دومین روز سال مسیحی است. بنابراین شماره روز ژولیوسی آن ۱۴۲ است.

$J = 142$

بدین‌ترتیب زاویه میل خورشید در روز اول خرداد برابر است با:

$$\delta = \frac{23.45\,\pi}{180} \cos\left[\frac{2\,\pi}{365}(172 - J)\right]$$

$$\delta = \frac{23.45\,\pi}{180} \cos\left[\frac{2\,\pi}{365}(172 - 142)\right]$$

$\delta = 0.1133\,\pi$ (radian) رادیان

$\delta = 20.39$ (degree) درجه

در ساعت ۲ بعدازظهر رسمی، خورشید در غرب نصف‌النهار مشهد قرار می‌گیرد لذا فرمول زیر را بکار می‌بریم که با فرض $\Delta T_2 = 0$ خواهیم داشت:

$\tau = (Ts - 12 - \Delta T_1 + \Delta T_2) \times 15$

$\tau = [(14 - 12 - (-0.46)] \times 15$

$\tau = 36.9$

بدین ترتیب مقدار $\sin \alpha$ قابل محاسبه است.

$\sin \alpha = \sin \delta . \sin \phi + \cos \delta . \cos \phi . \cos \tau$

$\sin \alpha = \sin (20.39) . \sin (36) + \cos (20.39) . \cos (36) . \cos (36.9)$

$\sin \alpha = 0.2 + 0.6$

$\sin \alpha = 0.8$

در نتیجه شدت تابش برابر است با:

$I = W \sin \alpha$

که چون W عدد ثابت خورشیدی برابر ۲ کالری بر سانتی‌مترمربع در دقیقه است بنابراین:

$I = 2(0.8)$

$I = 1.6\ cal/cm^2.min$

● **مثال ۲-۲**

برای دو نقطه A و B با مشخصات زیر مقادیر تابش خورشید، را در ساعت ۱۲ روز اول ماه ژانویه محاسبه کنید. در هر دو مورد ساعت رسمی - محلی براساس نصف‌النهار ۷۵ درجه غربی تعیین می‌گردد.

- عرض جغرافیایی نقطه A ۴۲ درجه شمالی

- طول جغرافیایی نقطه A ۷۲ درجه غربی
- عرض جغرافیایی نقطه B ۲۵ درجه شمالی
- طول جغرافیایی نقطه B ۷۸ درجه غربی

حل

در این مسأله نقطه A در شرق نصف النهار رسمی و نقطه B در غرب آن واقع است. ابتدا مقدار δ را برای روز اول ژانویه محاسبه می‌کنیم (با توجه به این که $J = 1$ می‌باشد)؛

$$\delta = \frac{23.45\,\pi}{180} \cos\left[\frac{2\pi}{365}(172 - 1)\right]$$

$$\delta = \frac{23.45\,\pi}{180} \cos(0.93699 \times 180)$$

$$\delta = \frac{23.45\,\pi}{180} \cos(168.658)$$

$$\delta = \frac{23.45\,(180)}{180} \times (-0.98) = -22.9°$$

برای نقطه A که در غرب گرینویچ واقع است ؛

$$\Delta T_1 = \frac{-1}{15}(75 - 72)$$

$$= -0.2\text{hr} \approx -12\ \text{min}$$

و برای نقطه B :

$$\Delta T_1 = \frac{-1}{15}(75 - 78)$$

$$= 0.2\ \text{hr} \approx +12\ \text{min}$$

با فرض این که $\Delta T_2 = 0$ باشد مقدار τ به شرح زیر محاسبه می‌شود.

هنگامی که در نصف‌النهار ۷۵ درجه که ساعت رسمی براساس آن سنجیده می‌شود ساعت ۱۲ ظهر باشد برای نقطه A خورشید در غرب قرار می‌گیرد و برای نقطه B خورشید در شرق واقع می‌شود بنابراین جهت محاسبه τ برای نقطه A باید از فرمول ۲-۸ و برای نقطه B باید از فرمول ۲-۷ استفاده کرد. لذا :

برای نقطه A :

$$\tau = [12 - 12 - (-0.2)]\ 15$$

$$= 3°$$

و برای نقطه B :

$$\tau = [12 + 12 - (0.2)]\ 15$$

$$= 357°$$

مقادیر $\sin\alpha$ برای این دو نقطه عبارتند از :

برای نقطه A:

$$\sin \alpha = \sin(-22.9°)\sin(42°) + \cos(-22.9°)\cos(42°)\cos(3°)$$
$$= 0.42$$

و برای نقطه B:

$$\sin \alpha = \sin(-22.9°)\sin(25°) + \cos(-22.9°)\cos(25°)\cos(357°)$$
$$= 0.67$$

بدین ترتیب مقادیر شدت تابش خورشید در ساعت ۱۲ ظهر رسمی در نقطه A برابر است با:

$$I_A = 2 \times 0.42 = 0.84 \text{ ly/min.cm}^2$$

و در نقطه B برابر خواهد بود با:

$$I_B = 2 \times 0.67 = 1.34 \text{ ly/min.cm}^2$$

مثال ۲-۲ بدین جهت آورده شد تا مشخص شود که اختلاف عرض جغرافیایی تا چه اندازه می‌تواند بر میزان انرژی دریافتی مؤثر باشد. بطوریکه مشاهده شد با تغییر ۱۷ درجه در عرض جغرافیایی شدت تابش حدود ۰/۵ لانگلی در دقیقه تغییر می‌کند. اختلاف دما بین نواحی جنوبی و مناطق شمالی ایران که تفاوت عرض جغرافیایی آنها در همین حدّ می‌باشد بدلیل تفاوتی است که در میزان انرژی دریافتی آنها وجود دارد.

چون فاصله زمین تا خورشید در ایام مختلف سال متفاوت است، برای لحاظ نمودن تأثیر این عامل بر شدت تابش دریافتی، معادله ۲-۳ بصورت زیر اصلاح شده است.

$$I = \frac{W}{r^2} \sin \alpha \qquad (۱۰-۲)$$

که r نسبت فاصله واقعی زمین تا خورشید (در روز مورد نظر) به متوسط فاصله زمین تا خورشید در طول سال است. مقدار r که بستگی به زمان سال (روز ژولیوسی، J) دارد از فرمول زیر محاسبه می‌شود. در این فرمول عدد داخل کروشه بر حسب رادیان می‌باشد.

$$r = 1.0 + 0.017 \cos\left[\frac{2\pi}{365}(186 - J)\right] \qquad (۱۱-۲)$$

مثلاً برای روز اوّل ژانویه که $J = 1$ می‌باشد r برابر است با:

$$r = 1.0 + 0.017 \cos\left[\frac{2\pi}{365}(186 - 1)\right]$$
$$= 1.0 + 0.017 \cos(1.0137\,\pi)$$

$$r = 1.0 + 0.017\,(-0.9991) = 0.983$$

بنابراین در مثال ۲-۲ مقادیر واقعی شدت تابش در نقاط A و B به ترتیب زیر اصلاح می‌شوند:

$$I_A = \frac{0.84}{(0.983)^2}$$

$= 0.87 \text{ ly/min.cm}^2$

$$I_B = \frac{1.34}{(0.983)^2}$$

$= 1.39 \text{ ly/min.cm}^2$

در صورتی که بخواهیم مقدار تابش را بجای یک لحظه مشخص در یک دوره زمانی (Δt) حساب کنیم باید از معادله ۲-۱۰ در محدوده زمانی مورد نظر ($\Delta t = t_2 - t_1$) انتگرال گرفته شود که نتیجه آن عبارت خواهد بود از :

$$I_{\Delta t} = \frac{W}{r^2}\left\{(t_2 - t_1)\sin\delta\sin\phi + \frac{12}{\pi}\cos\delta\cos\phi[\sin(\tau_2) - \sin(\tau_1)]\right\} \qquad (۱۲-۲)$$

مقادیر t_1 و t_2 ابتدا و انتهای دوره مورد نظر (ساعت) می‌باشند. در معادله فوق فرض شده است که مقادیر δ (زاویه میل خورشیدی) و ϕ (عرض جغرافیائی) در دوره Δt ثابت باقی بماند.

● مثال ۲-۳

مقدار تابش خورشیدی که زمین بین ساعات ۲ تا ۵ بعدازظهر در روز اول خرداد با توجه به شرایط مسأله ۲-۱ دریافت می‌کند چقدر است.

حل

با توجه به داده‌های مثال ۲-۱ برای وضعیت مشهد در روز اول خرداد خواهیم داشت:

ϕ – عرض جغرافیایی = ۳۶ درجه شمالی

δ – زاویه میل خورشید = ۲۰/۳۹ درجه

J – شماره روز ژولیوسی برای روز اول خرداد = ۱۴۲

ΔT_1 – اختلاف ساعت رسمی بین مشهد و تهران = ۰/۴۶– ساعت (۲۷/۶– دقیقه)

τ_1 – زاویه ساعتی برای ساعت ۲ بعدازظهر (ساعت ۱۴) = ۳۶/۹

τ_2 – زاویه ساعتی برای ساعت ۵ بعدازظهر (ساعت ۱۷) = ۸۱/۹ می‌باشد زیرا مطابق معادله ۲-۸ با فرض $\Delta t_2 = 0$ خواهیم داشت :

$$\tau_2 = (T_s - 12 - \Delta t_1)\ 15$$

$$\tau_2 = [(17 - 12 - (-0.46)]\ 15 = 81.9$$

r یا نسبت فاصله واقعی زمین تا خورشید در روز اول خرداد به متوسط فاصله زمین تا خورشید در طول سال براساس معادله ۲-۱۱ برابر ۱/۰۱۲۴ می‌باشد زیرا :

$$r = 1.0 + 0.017\cos\left[\frac{2\pi}{365}(186 - J)\right]$$

$$r = 1.0 + 0.017 \cos\left[\frac{2\pi}{365}(186 - 142)\right] = 1.0 + 0.017\,(0.73)$$

$$r = 1.0124$$

بنابراین با توجه به معادله ۲-۱۲ تابش در مدت ۳ ساعت از ۲ تا ۵ بعدازظهر روز اول خرداد در مشهد برابر است با:

$$I_{\Delta t} = \frac{W}{r^2}\left\{(t_2 - t_1)\sin\delta\sin\phi + \frac{12}{\pi}\cos\delta\cos\phi[\sin(\tau_2) - \sin(\tau_1)]\right\}$$

$$I_{\Delta t} = \frac{2}{(1.0124)^2}\left\{(17 - 14)\sin 20.39^\circ \sin 36^\circ + \frac{12}{\pi}\cos 20.39^\circ \cos 36^\circ\right.$$

$$\left.[\sin 81.9^\circ - \sin 36.9^\circ]\right\}$$

$$I_{\Delta t} = 3.4$$

بدین ترتیب مقدار تابش خورشیدی طی مدت ۳ ساعت (از ۲ الی ۵ بعدازظهر) ۳/۴ لانگلی و میانگین شدت ۱/۱۳ لانگلی در دقیقه در هر سانتی متر مربع می‌باشد.

بطور خلاصه سیکل هیدرولوژی مانند یک مولد آبی است که سوخت آن از طریق انرژی تابشی خورشید تعیین می‌گردد. در واقع تمام فرایندهائی که روی زمین صورت می‌گیرد عمدتاً بستگی به تابش خورشید دارند. توزیع تابش در سطح کره زمین و اتمسفر باعث ناهماهنگی در میزان حرارت موجود در نقاط مختلف زمین شده که این امر منشاء تمام فرایندهای هواشناسی و هیدرولوژی بشمار می‌رود.

بعنوان مثال تبخیر که یکی از مهمترین عناصر سیکل هیدرولوژی می‌باشد تحت تاثیر عواملی است که بوسیله انرژی خورشید کنترل می‌شوند و یا اینکه طول روز (مدت روشنائی در هر شبانه روز) که نقش بسیار مهمی در رویش گیاهان و تبخیر از سطح آزاد آب دارد بستگی به موقعیت زمین نسبت به خورشید و دریافت انرژی از آن دارد.

حداکثر طول روز (N) در هر نقطه از کره زمین و در هر زمان از سال را می‌توان از روی معادله زیر بدست آورد.

$$N = 7.64\,\tau \qquad (۱۳-۲)$$

که τ زاویه ساعتی خورشید (رادیان) و N طول روز می‌باشد. زاویه ساعتی خورشید خود تابعی از عرض جغرافیائی محل (ϕ) و زاویه میل خورشید (δ) است که با معادله زیر نیز قابل محاسبه می‌باشد.

$$\tau = \arccos[(\tan\phi)(\tan\delta)] = \cos^{-1}[-(\tan\phi)(\tan\delta)] \qquad (۱۴-۲)$$

در فرمول بالا مقادیر δ و ϕ بر حسب رادیان بوده و τ نیز بر حسب رادیان بدست می‌آید. برای محاسبه δ علاوه بر معادله ۲-۵ از فرمول ساده زیر نیز می‌توان استفاده کرد.

$$\delta = 0.409 \sin(0.0172\,J - 1.39) \qquad (۱۵-۲)$$

که در آن:

J = شماره روز ژولیوسی بوده

δ = بر حسب رادیان بدست می‌آید.

شماره روز ژولیوسی را می‌توان از معادله ۲-۶ محاسبه کرد ولی چون در استفاده از معادله مذکور برای ماههای کبیسه (که در سالهای میلادی نظم خاصی ندارند) با مشکل مواجه می‌شویم توصیه می‌شود. اگر بخواهیم J را برای یک سال میلادی مشخص محاسبه کنیم از فرمول زیر استفاده شود.

$$J = D - 32 + \text{integer}[275\,(M/9)] + 2\,\text{integer}[3/(M+1)] + \text{integer}[[-\text{mod}(Y;4)/4] + 0.975 + M/100] \qquad (۲-۱۶)$$

در این معادله:

J = شماره روز ژولیوسی

D = شماره روز موردنظر در ماه میلادی (از ۱ تا ۳۱)

M = شماره ماه موردنظر (۱ تا ۱۲)

Y = سال میلادی مورد نظر که محاسبات برای آن انجام می‌شود (مثلاً ۲۰۰۳)

mod(Y;4) = باقی‌مانده تقسیم سال موردنظر بر ۴ (مثلاً باقی مانده تقسیم سال ۲۰۰۳ بر ۴ که معادل ۳ می‌باشد).

integer = عدد مربوط به جزء صحیح یک عدد

● **مثال ۲-۴**

شماره روز ژولیوسی را برای ۲۲ مرداد سال ۱۳۸۱ شمسی حساب کنید.

حل

روز ۲۲ مرداد سال ۱۳۸۱ شمسی برابر روز ۱۳ اوت (آگست) ۲۰۰۲ میلادی می‌باشد، لذا:

D = 13

M = 8

Y = 2002

$$-\text{mod}(Y;4)/4 = -\frac{2}{4} = 0.5$$

$$J = D - 32 + \text{integer}[275\,(M/9)] + 2\,\text{integer}[3/(M+1)] + \text{integer}[[-\text{mod}(Y;4)/4] + 0.975 + M/100]$$

$$J = 13-32 + \text{integer}[275\,(8/9)] + 2\,\text{integer}[3/(8+1)] + \text{integer}[[-\text{mod}(2002;4)/4] + 0.975 + 8/100]$$

J = 225

● **مثال ۲-۵**

طول روز را در ۲۲ مرداده ماه برای شهر مشهد محاسبه کنید.

حل

$N = 7.64\ \tau$

$\tau = \cos^{-1} [- \tan(\phi) \tan(\delta)]$

$\delta = 0.409 \sin (0.0172\ J - 1.39)$

چون J از مثال قبل (۲-۴) برابر با ۲۲۵ می‌باشد، لذا

$\delta = 0.409 \sin [(0.0172)\ (225) - 1.39)]$

$\delta = 0.409 \sin 2.48$

$\delta = 0.409\ (0.6144)$

$\delta = 0.25$ رادیان

عرض جغرافیائی مشهد برابر ۳۶ درجه یا ۰/۶۱۹۲ رادیان می‌باشد.

$\phi = 0.6192$

$\tan (\phi) = \tan (0.6192) = 0.7127$

$\tan (\delta) = \tan (0.25) = 0.2553$

$- \tan (\phi) \tan (\delta) = -(0.7127)\ (0.2553) = - 0.182$

$\tau = \cos^{-1} (- 0.182) = 1.7538$

$N = 7.64\ (1.7538)$

$N = 13.396$ ساعت $= 13$ hr , 24 min

بنابراین طول‌روزدر۲۲مردادماه‌درمشهد برابر ۱۳ ساعت و ۲۴ دقیقه (۱۳/۳۹ ساعت) می‌باشد.

اطلاع از مقادیر تابش‌های خورشیدی و ساعات آفتابی روز در هیدرولوژی در محاسبات مربوط به میزان تبخیر از سطح آزاد آبها و یا تبخیر - تعرق از سطح حوضه‌های آبگیر و سطوح گیاهی ضروری خواهد بود که در جای خود از آن بحث خواهد شد.

مسائل

۲-۱ عدد ثابت خورشیدی را تعریف کنید و مقدار آن را برحسب کیلووات بر مترمربع بدست آورید.

۲-۲ اثر گلخانه‌ای را تشریح کنید.

۲-۳ توازن انرژی در سطح زمین را تشریح کنید.

۲-۴ روشهای مختلف انتقال حرارت را تشریح کنید.

۲-۵ چرا در قطب ذوب برفها در شیبهای شمالی و جنوبی یکسان صورت می‌گیرد.

۲-۶ اگر دمای جسمی بطور ثابت ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد:

(الف) مقدار تابش خروجی از آن چقدر است؟

(ب) طول موجی که با حداکثر شدت از آن گسیل می‌شود چقدر است؟

(ج) آیا می‌توان تابش خروجی از این جسم را با چشم مشاهده کرد؟

۲-۷ میزان تابش دریافتی را در بندرعباس و اردبیل در ساعت ۱۲ ظهر روز اول دیماه‌محاسبه کنید (با مراجعه به نقشه‌های جغرافیایی می‌توانید طول و عرض جغرافیایی‌شهرهای اردبیل و بندرعباس را بدست آورید).

۲-۸ چرا در روزها وشب‌های ابری برف بهتر ذوب می‌شود.

۲-۹ چرا در روزهای برفی انتقال صدا مانند روزهای غیر برفی نیست.

۲-۱۰ تغییرات غلظت گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر در سالهای اخیر چگونه بوده است؟

۲-۱۱ چرا در هنگام طلوع آفتاب و یا غروب خورشید ابرها در آسمان به رنگهای مختلف دیده می‌شوند؟

منابع برای مطالعه بیشتر

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

2- Dingman, S.L., *Physical hydrology*, Prentice Hall, New Jersey, 2002.

3- Donn, W., *Meteorology*, McGraw Hill Book Co., New York, 1975.

4- Geiger, R., *The climate near the ground*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Massachusetts, 1966.

5- Show E., *Hydrology in practice*, Van Nostrand Reinhold Co. Ltd, London, 1988.

6- Trewartha, G., *An introduction to climate*, McGraw Hill Book. Co., New York, 1968.

7- Wilson, E., *Engineering hydrology*, Mac Millan, London, 1983.

8- WMO, *Guide to hydrometeorological practices*, WMO-No. TP 82, Geneva, 1965.

9- WMO, *Guide to agricultural meteorological practices*, WMO-No. 134, Geneva, 1981.

10- WMO, *Guide to climatological practices*, WMO-No. 100, Geneva, 1983.