


## Estimation of Surface Solar Energy Budget over Iran

Masoodian, S.A.<sup>1</sup> 

1. Department of Physical Geography, Faculty of Geographical Sciences and Planning, University of Isfahan, Isfahan, Iran.

Corresponding Author E-mail: [porcista@yahoo.ie](mailto:porcista@yahoo.ie)

(Received: 13 Sep 2022, Revised: 24 Dec 2022, Accepted: 2 May 2023, Published online: 30 Aug 2023)

### Summary

In this research, three steps were taken to estimate the solar energy balance on the earth's surface. First, the amount of incident radiation on a tilted surface at the top of the atmosphere was calculated. Then, by using MODIS data, the transmittance coefficients of the atmosphere were estimated and the amount of direct radiation, diffuse radiation and global radiation in cloudless sky conditions were estimated. In the next step, based on the cloud transmittance coefficient, the amount of all sky radiation was estimated. Finally, by estimating the actual albedo of the earth's surface, the balance of solar radiation on the earth's surface was evaluated.

The average top of atmosphere radiation in Iran is about 365 Watts per square meter. On a tilted surface, Iran receives 356 Watts per square meter of solar radiation. The difference in the angle of radiation on a tilted surface compared to the flat ground due to the slope of the ground and the difference in the duration of the radiation on a tilted surface compared to the flat ground due to the aspect of slope resulted a 2.5 percent reduction in the amount of radiation in Iran.

In Iran, on a clear and sunny day about one percent of solar radiation is lost by air molecules not reaching the ground. The phenomenon of Rayleigh scattering also prevents about 9% of radiation from reaching the earth's surface. Therefore, about 10% of solar radiation is reduced due to atmospheric gases. The presence of aerosols, water vapor and ozone also affect the transparency of the atmosphere to solar radiation. The effect of these gases can be expressed by the transmission coefficient namely the aerosols transmittance coefficient which is low in desert areas of the country and on the coasts of Oman Sea and Persian Gulf and for Khuzestan Plain. In these areas, between 20 and 40 percent of the solar radiation is prevented from reaching the earth's surface by the aerosols. On the other hand, in the heights of Zagros and Alborz mountains and in the heights of Khorasan and in the north-west of Iran, aerosols do not play a significant role in reducing solar radiation. In Iran, the average reduction of solar radiation due to the presence of aerosols is about 17%.

As expected, water vapor transmission is minimal at high altitudes, and about 10% of solar radiation is prevented from reaching the earth's surface due to atmospheric water vapor. On the shores of the Oman Sea, Caspian Sea, and Persian Gulf, the amount of attenuation due to atmospheric water vapor is about 14%. In Iran, the average reduction of solar radiation due to the presence of water vapor in the atmosphere is about 11%.

The average transmittance of direct surface solar radiation in Iran is about 60%. In other words, the atmosphere prevents about 40% of direct sunlight from reaching the earth's surface. In mountainous areas the transmittance coefficient is the maximum and exceeds 70%. In the southern banks and eastern and central regions of Iran, due to the presence of aerosols and water vapor, the figure is less than 60%. The amount of mean direct radiation in Iran is about 213 Watts per square meter. Diffuse radiation is a small part of the total radiation. The average transmittance of diffuse radiation in Iran is about 10%. Aerosols play an important role in scattering solar radiation. The amount of mean diffuse radiation that reaches the earth's surface in Iran is about 35 Watts per square meter.

This study shows that the global radiation in Iran is 248 Watts per square meter. The average transmittance coefficient of global radiation is 70% and follows the configuration of topography and distance from the sea. Average cloudiness of Iran is about 26% and the average ratio of actual to possible sunshine hours is about 72%. On the shores of the Caspian Sea, the cloudiness exceeds 60%. The average cloud transmittance coefficient in Iran is about 83%. In Iran, clouds contribute about 17% in the reduction of radiation. On a cloudy day, the mean amount of solar radiation that passes through the atmosphere and reaches the surface of the earth on a tilted surface is 205 Watts per square meter. The average albedo of Iran is about 21%. Nearly 80% of the solar radiation that reaches the earth's surface is absorbed by the surface. The amount of net annual solar radiation on the earth's surface in Iran varies between 80 and 220 Watts per square meter.

**Keywords:** radiation budget, top of atmosphere radiation, atmospheric transmittance, Iran.

## ترازمندی تابش خورشیدی در سطح زمین در ایران

سیدابوالفضل مسعودیان<sup>۱</sup> ✉

۱. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: [porcista@yahoo.ie](mailto:porcista@yahoo.ie)

(دریافت: ۱۴۰۱/۶/۲۲، بازنگری: ۱۴۰۱/۱۰/۳، پذیرش نهایی: ۱۴۰۲/۲/۱۲، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۶/۸)

### چکیده

تمدن آینده در دست‌مالت‌هایی است که بتوانند بیشترین بهره را از انرژی‌های پاک و تجدیدپذیر ببرند. ایران از دیدگاه طبیعی برای بهره‌برداری از انرژی خورشیدی بسیار توانمند است. با توجه به پیچیدگی ناهمواری و تنوع اقلیمی ایران، پیش‌نیاز بهره‌برداری از انرژی خورشیدی آن است که ترازمندی تابش خورشیدی در سطح زمین را بدانیم. داده‌های ماهواره‌ای امکان برآورد مقدار تابش دریافتی در سطح زمین را فراهم می‌آورند. در این پژوهش نخست مقدار تابش در بام جو محاسبه و سپس به کمک داده‌های سنجنده مادیس ماهواره ترا اثر جو بر فروکاست تابش برآورد شد تا مقدار تابش رسیده به سطح زمین روشن شود. سرانجام مقدار سپیدایی سطح زمین از داده‌های سنجنده مادیس برآورد و ترازمندی تابش خورشیدی در سطح زمین برای ایران به دست آمد. این بررسی نشان داد که در ایران میانگین مقدار تابشی که به بام جو می‌رسد ۳۵۶ وات بر متر مربع است. جو فراز ایران حدود ۳۰ درصد از تابش را فرومی‌کاهد و در نتیجه در یک روز آفتابی مقدار میانگین تابشی که به سطح زمین می‌رسد حدود ۲۴۸ وات بر مترمربع است. در شرایط ابری حدود ۱۷ درصد از تابش از طریق ابرها فروکاسته می‌شود و به این ترتیب مقدار تابش میانگین رسیده به سطح زمین حدود ۲۰۵ وات بر مترمربع خواهد بود. چون میانگین سپیدایی واقعی سطح زمین بر اساس داده‌های مادیس ترا حدود ۲۱ درصد است مقدار خالص میانگین تابش خورشیدی دریافتی در سطح زمین در ایران حدود ۱۶۳ وات بر مترمربع برآورد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: تابش کوتاه، ترازمندی تابش، تابش در بام جو، تراگسیلایی جو، ایران.

### ۱. مقدمه

تابش خورشید سرچشمه اصلی انرژی و راننده فرایندهای طبیعی، زیستی و آب‌شناختی بر روی زمین است. تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین در تبدلات انرژی میان زمین و جو نقشی کلیدی دارد و اثر چشمگیری بر دمای هوا و دمای سطح زمین، گدازش برف، تبخیر، فرایند نورساخت و رشد گیاهان دارد (ژنگ و همکاران، ۲۰۱۷). برآورد دقیق ترازمندی تابش موج کوتاه خورشیدی در سطح زمین کاربردهای زیادی در هواشناسی کشاورزی، پیش‌بینی وضع هوا و پایش آب‌وهوا دارد. در بسیاری از مدل‌های عددی، برآورد رطوبت خاک، تبخیر و تعرق و فرایند نورساخت، تابش موج کوتاهی که به سطح زمین می‌رسد متغیری کلیدی است؛ برای مکان‌یابی سامانه‌های گرمایش خورشیدی نیز نیازمند آگاهی از این متغیر هستیم (چن و همکاران، ۲۰۱۲). افزون بر این بررسی‌های بی‌شماری نشان داده‌اند که تغییر تابش‌های خورشیدی

رسیده به سطح زمین و تغییر نسبت تابش‌های پراکنده تغییر چشمگیری در مقدار برداشت کربن توسط پوشش گیاهی پدید می‌آورد (کارر و همکاران، ۲۰۱۹). در طی بیش از یک سده پیشرفت چشمگیری در روش‌های برآورد تابش در سطح زمین پیدا شده است. شاید بتوان گفت آنگستروم (۱۹۲۴) نخستین کوشش‌ها برای برآورد تابش را پایه‌ریزی کرد. وی رابطه ساده‌ای را برای برآورد میانگین ماهانه تابش خورشیدی ( $H$ ) روزانه پیشنهاد کرد:

$$H = \left[ \alpha + \left[ 1 - \alpha \right] \frac{n}{N} \right] H_c \quad (1)$$

در این جا  $n$  ساعات آفتابی واقعی،  $N$  ساعات آفتابی ممکن،  $H_c$  تابش کل رسیده به سطح زمین در شرایط آسمان صاف و  $\alpha$  ثابتی تجربی است که آنگستروم مقدار آن را برای استکهلم ۰/۲۵ به‌دست آورد. دشوارترین و پیچیده‌ترین بخش این رابطه محاسبه  $H_c$  است؛ چون تا

$\varphi$  عرض جغرافیایی (درجه)،  $h$  ارتفاع (کیلومتر)،  $S$  ساعات آفتابی واقعی (ساعت) و  $S_0$  ساعات آفتابی ممکن (ساعت) است.

در مواردی که اندازه‌گیری تابش در دسترس نباشد تا بتوان پارامترهای مدل آنگستروم-پرسکات را برای محل مورد نظر واسنجی کرد، می‌توان از مقادیر  $a = 0.25$  و  $b = 0.5$  که میانگین مقادیر به دست آمده برای سراسر جهان است استفاده کرد (ممسی و همکاران، ۲۰۱۲).

امروزه داده‌های ماهواره‌ای روش برآورد تابش در سطح زمین را به کلی دگرگون ساخته‌اند و تلاش‌های گوناگونی برای برآورد شار تابش خورشیدی انجام شده‌اند که شناخته‌شده‌ترین آنها عبارت‌اند از: طرح ترازمندی تابش در سطح زمین (SRB)، ابرها و دستگاه انرژی تابشی زمین (CERES)، طرح بین‌المللی اقلیم‌شناسی ماهواره‌ای ابرها (ISCCP)، و فرآورده‌های تابشی طرح GLASS (روپیز و همکاران، ۲۰۱۶).

سنجنده مادیس به دو دلیل برای برآورد تابش ایران به کار گرفته شد: اول آن که تفکیک زمانی روزانه و تفکیک مکانی یک کیلومتری این داده‌ها برای بررسی ایران که بیش از  $1/6$  میلیون کیلومتر مربع مساحت دارد مناسب است. دوم آن که مادیس با ۳۶ باند مختلف همه متغیرهایی که برای بررسی اثرگذاری جو و سطح زمین بر تابش نیاز است را در دسترس می‌گذارد.

در این پژوهش کوشش شده تا به کمک داده‌های سنجنده مادیس ترازمندی تابش‌های خورشیدی (تابش خالص) در سطح زمین در ایران برای شرایط آسمان صاف و نیز با در نظر گرفتن توزیع ابر (تمام وضعیت) برآورد شود (مقصود از تمام وضعیت، وضعیت ابری آسمان بین صفر تا صد درصد است). تابش خالص عبارت است از تفاوت بین شارهای تابشی دریافتی و خروجی در سطح زمین (بیشت و همکاران، ۲۰۰۵). توزیع تابش خورشیدی (مستقیم و پراکنده) بر روی سطح زمین در زمان و مکان تغییر چشمگیری پیدا می‌کند. این تغییرات عمدتاً به این عوامل وابسته است: (۱) موقعیت خورشید در آسمان و

همین اواخر روش قابل اعتمادی برای محاسبه آن وجود نداشت پرسکات (۱۹۴۰) رابطه آنگستروم را به صورت زیر بازنویسی کرد:

$$H = \left[ a + b \frac{n}{N} \right] H_0 \quad (2)$$

در این جا  $H_0$  مقدار تابش دریافتی در بام جو بر روی سطحی افقی است و  $a$  و  $b$  پارامترهایی تجربی هستند که پرسکات در ابتدا به ترتیب مقادیر  $0.22$  و  $0.54$  را برای آنها پیشنهاد کرد. به این ترتیب به جای تابش رسیده به سطح زمین تابش در بام جو که محاسبه‌ی آن بسیار ساده‌تر است جایگزین شد. به دلیل همین جایگزینی، رابطه‌ی آنگستروم-پرسکات بنیاد فیزیکی ندارد و هیچ‌یک از فرایندهای گوناگون فروکاست تابش در جو در آن لحاظ نشده و پارامترهای آن وابسته به موقعیت محلی است. مطالعات زیادی که بر روی رابطه آنگستروم - پرسکات انجام شده، نشان داده است که این دو پارامتر به عرض جغرافیایی، ارتفاع و آب‌وهوای محل وابسته‌اند. گرچه دانشمندان زیادی کوشیدند راه‌هایی برای برآورد پارامترهای این مدل به دست دهند اما چون از فرایندهای یاد شده چشم‌پوشی می‌کردند، بهبودی در مدل پدید نیامد.

واقعیت آن است که گرچه اصل مدل آنگستروم در قیاس با مدل آنگستروم-پرسکات مورد اقبال قرار نگرفت اما به دلیل وجود  $H_c$  بنیاد فیزیکی نیرومندتری دارد چرا که همه فرایندهای فروکاست تابش در جو در دل همین متغیر پنهان است. بنابراین مهم‌ترین مسئله در برآورد تابش رسیده به سطح زمین دستیابی به همین  $H_c$  است (یانگ و همکاران، ۲۰۰۷). بررسی‌های گوپیناتان (۱۹۸۸) نشان داد که پارامترهای مدل آنگستروم - پرسکات تابعی از عرض جغرافیایی، ارتفاع و نسبت ساعات آفتابی واقعی به ممکن است و از روابط زیر پیروی می‌کند.

$$a = -0.309 + 0.539 \cos \varphi - 0.0693 h + 0.290 \frac{S}{S_0} \quad (3)$$

$$b = 1.527 - 1.027 \cos \varphi + 0.0926 h - 0.359 \frac{S}{S_0} \quad (4)$$

در این جا  $a$  و  $b$  پارامترهای مدل آنگستروم-پرسکات،

$(F_{dir})$  یعنی فوتون‌هایی که از خورشید مستقیماً به سطح زمین برخورد می‌کنند بدون آن که پراکنده یا بازتابیده شوند؛ ۲) شار پراکنده  $(F_{dif})$  یعنی فوتون‌هایی که توسط مولکول‌های جو یک یا چند بار پراکنده می‌شوند بدون آن که از سطح زمین بازتاب پیدا کنند؛ ۳) شار مستقیم-بازتابی  $(F_{rdir})$  یعنی فوتون‌هایی که دستخوش پراکندگی نمی‌شوند اما از طریق زمین‌های همسایه بازتاب یافته‌اند؛ ۴) شار پراکنده-بازتابی  $(F_{rdif})$  که همان شار شماره سه است با این تفاوت که فوتون‌ها نخست از طریق مولکول‌های هوا پراکنده سپس از زمین‌های همسایه بازتابیده می‌شوند؛ ۵) شار دوگانه  $(F_{coup})$  یعنی فوتون‌هایی که از طریق سطح زمین بازتابیده و سپس در جو دستخوش پراکندگی یا از سطح زمین بازتابیده می‌شوند (لی و همکاران، ۲۰۱۳). در این پژوهش تابش‌های خورشیدی به دو دسته مستقیم و پراکنده تقسیم و مقدار هر یک جداگانه برآورد شده است.

در مناطق کوهستانی همسایگی نقش مهمی در برآورد تابش بر روی یک زمین دلخواه دارد؛ چرا که ناهمواری از دو راه بر تابشی که به سطح زمین می‌رسد اثر می‌گذارد: اول تغییر زاویه تابش نسبت به سطح مورد نظر و دوم سایه‌اندازی زمین‌های همسایه بر سطح مورد نظر (آگویار و همکاران، ۲۰۱۰). برای برآورد توزیع مکانی تابش خورشیدی به کمک داده‌های چند ایستگاه هواسنجی از روش‌های درون‌یابی مکانی مختلفی مانند توابع  $\chi_m$ ، میانگین وزنی و کریجینگ استفاده شده است. این روش‌ها گرچه در مناطق هموار برآوردهای خوبی به دست می‌دهند ولی در مناطق کوهستانی چندان قابل اتکا نیستند زیرا با چند ایستگاه پراکنده در محل نمی‌توان ناهمگنی مکانی تابش خورشیدی بر روی زمینی ناهموار را برآورد کرد (ژنگ و همکاران، ۲۰۱۷). در مناطق کوهستانی سایه‌اندازی اثر چشمگیری بر روی توزیع تابش بر سطح زمین دارد که این اثر را باید در برآورد و مدل‌سازی فرایندهای طبیعی، زیستی و آب‌شناختی در نظر گرفت (ژنگ و همکاران، ۲۰۱۷). نتیجه آن که استفاده از درون‌یابی به کمک داده‌های چند ایستگاه هواسنجی برای

فاصله زمین تا خورشید؛ ۲) تراکسیلایی جو و ۳) خصوصیات جغرافیایی سطح زمین یعنی شیب، وجه شیب، ارتفاع و سایه‌اندازی (ممسی و همکاران، ۲۰۱۲؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۶).

گازهای جو، هواویزها، بخار آب و ازون موجب فروکاست تابش در هنگام گذر از جو می‌شوند. ابر و هواویز از راه جذب و پراکندگی تابش بر مقدار تابشی که به سطح زمین می‌رسد اثر می‌گذارند. اثر جو بر تابش پیچیده است و به همین دلیل با این که مقدار تابش دریافتی در سطح زمین در سراسر جهان روند نشان می‌دهد اما انتساب دقیق این روند به روند ابر و هواویز دشوار است (بوئرز و همکاران، ۲۰۱۷). از این گذشته عدم قطعیتی که ابرها و هواویزها بر مقدار تابش خورشیدی دریافتی بر روی سطح زمین تحمیل می‌کنند، بر پایدار تولید نیروگاه‌های خورشیدی اثر می‌گذارد (لی و همکاران، ۲۰۱۶).

گذشته از شفافیت جو، شیب، وجه شیب و سایه‌اندازی هم بر مقدار تابش خورشیدی که به سطح زمین می‌رسد اثر می‌گذارند. در سرزمین‌های ناهموار همه این متغیرها در مقیاس‌های مکانی مختلف تغییر می‌کنند و در نتیجه بر ترازمندی انرژی در سطح زمین اثر می‌گذارند (اسری و مارکس، ۲۰۰۷). در پژوهش حاضر اثر شیب و وجه شیب بر تابش دریافتی در ایران در نظر گرفته شده اما اثر سایه‌اندازی لحاظ نشده است.

تابش کل دریافتی بر روی یک سطح شیب دار سه بخش است: ۱) تابش مستقیم یعنی آن بخش از پرتوهای خورشید که جو آنها را جذب یا پراکنده نمی‌کند و مستقیماً به سطح زمین می‌رسند؛ ۲) تابش پراکنده یعنی آن بخش از پرتوهای خورشید که از طریق جو به سوی سطح زمین پراکنده می‌شوند؛ ۳) تابش‌های بازتابیده از زمین‌های پیرامون که در دیدرس سطح موردنظرند و به شکل تابش پراکنده به آن می‌رسند. این بخش سهم کوچکی نسبت به دو بخش پیشین دارد (آلن و همکاران، ۲۰۰۶). در یک نگاه جزئی‌تر می‌توان شار تابش خورشیدی که به سطح زمین می‌رسد را شامل ۵ بخش دانست: ۱) شار مستقیم

تابش رسیده به سطح زمین در شرایط ابری برآورد شد. سرانجام با برآورد مقدار سپیدایی واقعی سطح زمین ترازمندی تابش خورشیدی در سطح زمین ارزیابی شد. برای محاسبه مقدار تابش رسیده به سطحی شیبدار در بام جو از روابطی که بورجس (۱۹۸۵) برای محاسبه زاویخ میل خورشید و اقبال (۱۹۸۳) برای محاسبه زمان طلوع و غروب خورشید، ثابت خورشیدی روزانه، و فاصله زمین تا خورشید به دست داده‌اند، بهره بردیم.

گازهای تشکیل‌دهنده جو، بخار آب، ازون و هواویزها شفافیت جو را تغییر می‌دهند و از این راه بر ترازمندی تابش خورشیدی اثر می‌گذارند. برای ارزیابی اثر هر یک از این متغیرها بر شفافیت جو شش فرآورده مادیس ترا در بازه زمانی ۱۳۸۰/۰۱/۰۱ تا ۱۳۹۹/۱۲/۲۹ به کار گرفته شد (جدول ۱). از این فرآورده‌ها این بسته داده‌ها استخراج شد: ژرفای نوری هواویزی، آب بارش شو، فشار سطح زمین، نسبت ابرناکی، سپیدایی سپیدفام و سیه‌فام و عرض جغرافیایی یاخته‌های شبکه. کیانی‌پور (۱۳۹۹) داده آب بارش شو، کربلایی (۱۳۹۹) داده‌های سپیدایی، شیاسی (۱۴۰۱) داده‌های ابرناکی و عراقی‌زاده (۱۴۰۱) داده‌های ژرفای نوری را بر روی ایران راستی‌آزمایی کرده‌اند. این بررسی‌ها نشان داده‌اند که داده‌های مودیس برآورد قابل قبولی از متغیرهای یادشده به دست می‌دهند.

برآورد تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین در مناطق بسیار ناهموار کارایی ندارد؛ چراکه ناهمواری سبب تغییرپذیری مکانی بزرگی در تابشی که به سطح زمین می‌رسد، می‌شود (تووارپاسکادور و همکاران، ۲۰۰۶). ناهمواری از راه سایه‌اندازی، کاهش آسمان دید (که با ضریب آسمان‌دید بیان می‌شود) و بازتاب چندباره و ناهمسانگرد تابش از زمین‌های همسایه بر تابشی که به سطح زمین می‌رسد اثر می‌گذارد (هلبیگ و مووه، ۲۰۱۲). ویژگی پژوهش حاضر آن است که گذشته از شفافیت جو، اثر شیب و وجه شیب را نیز در برآورد تابش دریافتی دامنه لحاظ کرده‌ایم و امید داریم در آینده با افزودن اثر سایه‌اندازی، برآورد تابش خورشیدی را بر روی سطح زمین در ایران دقیق‌تر سازیم.

## ۲. داده‌ها و روش‌ها

در این پژوهش برای دستیابی به ترازمندی تابش خورشید در سطح زمین سه گام برداشته شد. نخست مقدار تابش رسیده به سطحی شیبدار در بام جو محاسبه شد. سپس به کمک داده‌های سنجنده مادیس ماهواره ترا مقدار تراگسیلایی جو برآورد و مقدار تابش مستقیم، تابش پخشیده و تابش کل در شرایط آسمان بدون ابر برآورد شد. در گام بعدی پس از برآورد تراگسیلایی ابر، مقدار

جدول ۱. داده‌های به‌کاررفته در پژوهش.

نام شناسایی	نام فرآورده	تفکیک مکانی (km)	تفکیک زمانی	نام بسته داده
MOD04_L2	هواویز	۱۰	روزانه	DB_AOD_550_Land (AOD)
MOD05_L2	بخار آب	۵	روزانه	WV_NIR (PW)
MOD06	ابر	۱-۵	روزانه	Surface Pressure (SP) Cloud Fraction (CF)
MOD07	نیمرخ جو	۵	روزانه	Total Ozone (TOZ)
MOD11A1	دمای رویه زمین	۱	روزانه	Latitude
MOD43B3	سپیدایی	۰/۵	روزانه	Albedo_WSA_Shortwave Albedo_BSA_Shortwave

برای تابش مستقیم ( $\tau_{b0}$ )، تابش پخشیده ( $\tau_{d0}$ ) و تابش کل ( $\tau_0$ ) با روابط زیر تخمین زده می‌شود:

$$\tau_{b0} \approx \bar{\tau}_g \bar{\tau}_R \bar{\tau}_w \bar{\tau}_O \bar{\tau}_a \quad (11)$$

$$\tau_{d0} \approx 0.5[\bar{\tau}_g \bar{\tau}_w \bar{\tau}_O][1 - \bar{\tau}_a \bar{\tau}_R] \quad (12)$$

$$\tau_0 = \tau_{b0} + \tau_{d0} \quad (13)$$

به این ترتیب می‌توان مقدار تابش مستقیم، تابش پخشیده و تابش کل را در شرایط آسمان آفتابی در سطح زمین برآورد کرد. برای برآورد تابش در شرایط تمام وضعیت (آسمان ابری) تراگسیلایی ابر هم نیاز است. یانگ و همکاران (۲۰۰۷) ضریب تراگسیلایی ابر را تابعی از نسبت ساعات آفتابی واقعی به ممکن در نظر گرفته و برای برآورد مقدار تابش روزانه در شرایط ابری رابطه زیر را برای برآورد تراگسیلایی (*transmittance*) ابر پیشنهاد کرده‌اند:

$$\tau_c = 0.2495 + 1.1415 \frac{n}{N} - 0.3910 \left[ \frac{n}{N} \right]^2 \quad (14)$$

ایستگاه‌هایی که در ایران ساعات آفتابی را اندازه‌گیری می‌کنند کم‌تعداد و پراکنده‌اند. به کمک این ایستگاه‌ها نمی‌توان نقشه‌ای با تفکیک یک کیلومتر متناسب با نقشه‌های دیگری که در این پژوهش فراهم آوردیم، آماده کرد. از این رو ۹۳ ایستگاه که آمار بلندمدت و چگال‌تری از ساعات آفتابی داشتند را برگزیدیم. سپس ساعات آفتابی در این ایستگاه‌ها را به دست آورده و به کمک داده‌های مادیس ترا نسبت ابرناکی یاخته‌هایی که این ایستگاه‌ها روی آن قرار داشتند را استخراج کردیم. برازش یک مدل وایزش (رگرسیون) به این دو دسته داده این امکان را فراهم آورد که از روی داده‌های نسبت ابرناکی مادیس ساعات آفتابی را به دست آورده و سپس نسبت  $\frac{n}{N}$  را برآورد کنیم (شکل ۱).

یانگ و همکاران (۲۰۰۷) به کمک داده‌های یادشده و به یاری ضرایب جذب که لکنر (۱۹۷۸) پیشنهاد داده بود و با بهره‌گیری از توابع تراگسیل که شوکویا (۱۹۹۳) به دست داده بود، تراگسیلایی جو را با انتگرال‌گیری عددی محاسبه کردند و سپس به روش کمترین مربعات روابط زیر را برای محاسبه تراگسیلایی تقریب زدند:

$$\bar{\tau}_g \approx \exp[-0.0117 m'^{0.3139}] \quad (5)$$

$$\bar{\tau}_R \approx \exp[-0.008735 m' (0.547 + 0.014m' - 0.00038 m'^2 + 4.6 \times 10^{-6} m'^3)^{-4.08}] \quad (6)$$

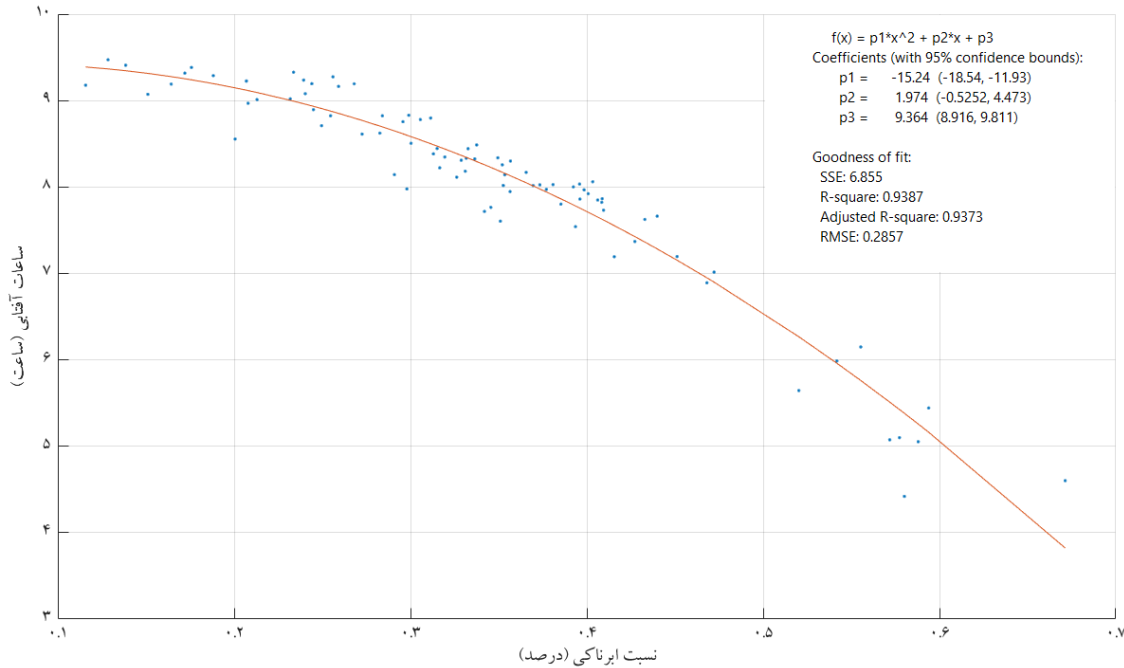
$$\bar{\tau}_w \approx \exp[-0.05(mw)^{0.3097} - 0.0138 \ln(mw) - 0.0581] \quad (7)$$

$$\bar{\tau}_O \approx \exp[-0.0365(ml)^{0.7136}] \quad (8)$$

$$\bar{\tau}_a \approx \exp[-m\beta\{0.6777 + 0.146(m\beta) - 0.00626(m\beta)^2\}^{-1.3}] \quad (9)$$

$$m = [\sin(h) + 0.15\{57.296h + 3.885\}^{-1.253}]^{-1} \\ m' = m \frac{p_s}{p_0} \quad (10)$$

در این جا  $p_0 = 1.013 \times 10^5 \text{ Pa}$  فشار تراز دریا،  $p_s$  فشار سطح زمین (پاسکال)،  $m$  جرم نسبی جو،  $m'$  جرم نسبی جو که متناسب با فشار سطح زمین اصلاح شده،  $h$  ارتفاع خورشید (درجه)،  $\beta$  ضریب آلاینه‌های آنگستروم (بدون بعد و برابر  $0.406 \times AOD$ )،  $l$  ستبرای لایه ازون (سانتی متر)،  $W$  ارتفاع آب بارش شو (سانتی متر)،  $\bar{\tau}_g$  تراگسیلایی گازهای جو ناشی از جذب تابش توسط گازهای جو،  $\bar{\tau}_R$  تراگسیلایی رایلی ناشی از پراکندگی رایلی،  $\bar{\tau}_w$  تراگسیلایی بخار آب،  $\bar{\tau}_O$  تراگسیلایی ازون و  $\bar{\tau}_a$  تراگسیلایی هواویزی به دلیل جذب و پخش تابش توسط هواویزها است. در این صورت تراگسیلایی تمام طیف



شکل ۱. پیوند میان نسبت ابرناکی با ساعات آفتابی واقعی.

سطح زمین به کل تابش موج کوتاه پایین سو در سطح زمین،  $\alpha(\Omega_i)$  سپیدایی آبی فام،  $\alpha^{ws}$  سپیدایی سپیدفام و  $\alpha^{bs}(\Omega_i)$  سپیدایی سیه فام است (وانگ و همکاران، ۲۰۱۵). با همین استدلال ان و همکاران (۲۰۲۰) برای محاسبه سپیدایی واقعی سطح زمین نخست نسبت تابش‌های پراکنده را به صورت تابعی از زاویه سوسوی خورشید در هنگام ظهر محلی محاسبه و سپس تابع میانگین وزنی زیر را پیشنهاد کردند:

$$r = 0.122 + 0.85 \exp[-4.8 \cos \theta] \quad (16)$$

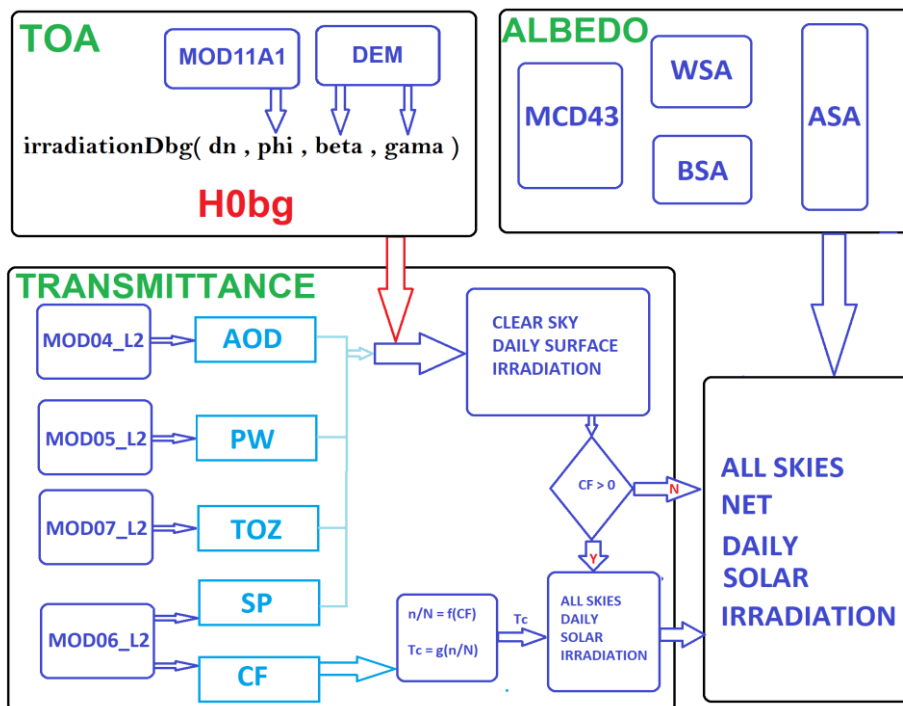
$$\alpha_{GA} = \alpha_{WSA} \times r + \alpha_{BSA} \times [1 - r] \quad (17)$$

در این جا  $r$  نسبت تابش پخشیده،  $\theta$  زاویه سوسوی خورشید در هنگام ظهر محلی،  $\alpha_{WSA}$  سپیدایی سپیدفام،  $\alpha_{BSA}$  سپیدایی سیه فام و  $\alpha_{GA}$  سپیدایی واقعی سطح زمین است. پس از محاسبه سپیدایی، مقدار تابش تمام وضعیت در  $1 - \alpha_{GA}$  ضرب و مقدار تابش خالص در سطح زمین به دست می آید (شکل ۲).

سرانجام به بررسی سپیدایی پرداختیم. سپیدایی ویژگی گوهرین سطح زمین است و از وضعیت نوردهی مانند توزیع طیفی و زاویه‌ای تابش اثر می پذیرد. آن نوع از سپیدایی که نماینده شرایط واقعی نوردهی است سپیدایی آبی فام نامیده می شود. دو وضعیت نوردهی خیالی هم می توان در نظر گرفت: یکی بازتاب جهت دار نیمکره‌ای (سپیدایی سپیدفام) و دیگری بازتاب دونیمکره‌ای (سپیدایی سیه فام). سپیدایی سپیدفام بر این فرض استوار است که تابش خورشیدی مستقیم وجود ندارد و تابش به صورت همسانگرد از همه جهات فرود می آید (وانگ و همکاران، ۲۰۱۵). سپیدایی سیه فام بر مبنای تابش مستقیم صادر شده از موقعیت معینی از خورشید تعریف می شود. سپیدایی آبی فام را می توان با ترکیبی خطی از سپیدایی سپیدفام و سیه فام به شکل زیر محاسبه کرد.

$$\alpha(\Omega_i) = \alpha^{ws} p + \alpha^{bs}(\Omega_i)(1 - p) \quad (15)$$

در این جا  $p$  نسبت تابش موج کوتاه پراکنده پایین سو در



شکل ۲. الگوریتم محاسبه ترازمندی تابش خورشیدی خالص بر روی دامنه.

می‌رود و به زمین نمی‌رسد. پدیده پراکندگی رایلی نیز حدود ۹ درصد تابش را از رسیدن به سطح زمین باز می‌دارد. بنابراین به سبب گازهای جو حدود ۱۰ درصد از تابش خورشیدی کاسته می‌شود. وجود هواویزها، بخار آب و ازون نیز بر شفافیت جو نسبت به تابش‌های خورشیدی اثر می‌گذارند. اثر این گازها را می‌توان با تراگسیلایی (درصدی از تابش که موفق به گذر از جو و رسیدن به سطح زمین می‌شود) بیان کرد.

تراگسیلایی هواویزی در چاله‌های گاوخونی، ابرکوه، سیرجان، جازموریان و در بیابان‌های لوت و دشت کویر و در دشت هامون و در سواحل دریای عمان و خلیج فارس و از دشت خوزستان تا جنوب ایلام کمینه است (شکل ۳). در این مناطق بین ۲۰ تا ۴۰ درصد تابش خورشیدی در اثر هواویزها از رسیدن به سطح زمین بازمی‌مانند. در مقابل در ارتفاعات زاگرس و البرز و در ارتفاعات خراسان و در شمال غرب ایران هواویزها نقش چندانی در فروکاست تابش‌های خورشیدی ندارند. هوای پاک کوهستان و هوای غبارآلود چاله‌ها سبب می‌شود تا تراگسیلایی هواویزی در چاله‌ها کمینه و در کوه‌ها بیشینه باشد. در ایران میانگین فروکاست تابش خورشیدی به دلیل وجود

### ۳. نتایج و بحث

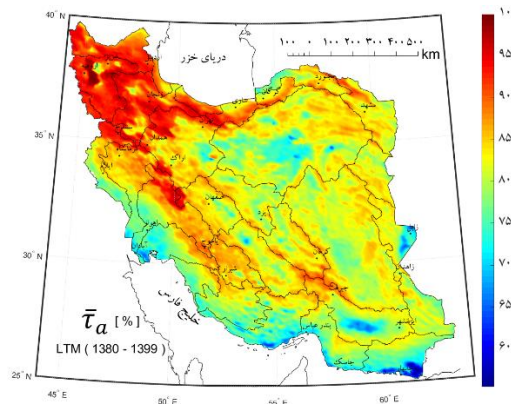
اگر ایران سرزمینی کاملاً تخت و هموار بود میانگین تابشی که بدون اثر جو دریافت می‌کرد ۳۶۵ وات بر مترمربع می‌بود. اکنون ایران ناهموار ۳۵۶ وات بر مترمربع تابش دریافت می‌کند. تفاوت زاویه تابش بر روی زمین شیبدار نسبت به زمین تخت به دلیل شیب زمین و تفاوت طول مدت تابش بر روی زمین شیبدار نسبت به زمین تخت به دلیل وجه شیب زمین سبب شده است تا در ایران ناهمواری‌ها حدود ۲/۵ درصد از مقدار تابش بکاهند. اگر به یاد بیاوریم که به دلیل تفاوت فاصله زمین تا خورشید اختلاف تابش دریافتی زمین در تابستان و زمستان حدود ۷ درصد است اهمیت اثر ناهمواری‌ها بر تابش دریافتی در ایران روشن می‌شود.

از اثر ناهمواری که بگذریم تابش هنگام گذر از میان جو به دلیل پراکندگی و جذب دستخوش فروکاست می‌شود. محاسبه میانگین مکانی ضرایب تراگسیلایی بر روی ایران که در نقشه‌های ۳ تا ۸ آمده است نشان می‌دهد که در ایران در یک روز صاف و آفتابی که جو کاملاً خشک و پاک از هواویز باشد اندکی بیش از یک درصد تابش‌های خورشیدی با جذب از طریق مولکول‌های هوا از دست

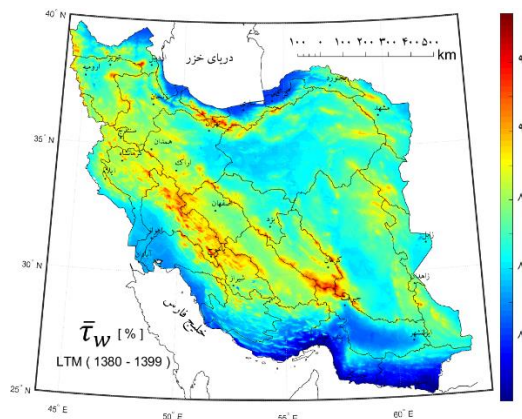


جغرافیایی چشمه یا چاهک ازون به شمار نمی آید. میانگین تراگسیلایی تابش مستقیم در ایران در یک روز آفتابی و بدون ابر حدود ۶۰ درصد است. به بیان دیگر جو فراز ایران از رسیدن حدود ۴۰ درصد تابش مستقیم خورشید به سطح زمین پیشگیری می کند. در مناطق کوهستانی که تابش برای رسیدن به سطح زمین مسیر کوتاه تری را در جو می پیماید و از جو رقیق تری گذر می کند تراگسیلایی بیشینه است و از ۷۰ درصد فراتر می رود. در کرانه های جنوبی و مناطق شرقی و مرکزی ایران به دلیل وجود هواویزها و بخار آب موجود در جو تراگسیلایی از ۶۰ درصد هم کمتر است (شکل ۵). ارتفاعات البرز و زاگرس و شمال غرب کشور بالاترین تراگسیلایی را دارند. در یک روز آفتابی و بدون ابر مقدار تابش مستقیم که در ایران موفق به گذر از جو شده و به سطح زمین بر روی دامنه (زمین شیب دار) می رسد ۲۱۳ وات بر مترمربع است.

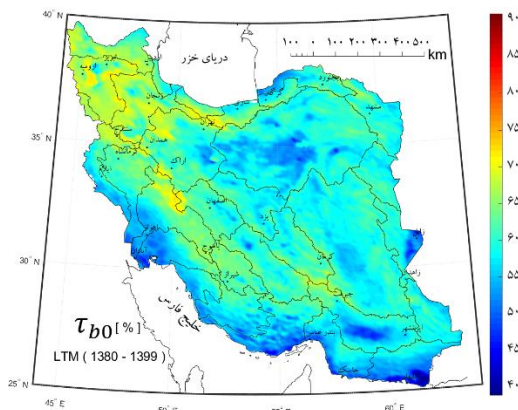
هواویز در هوا حدود ۱۷ درصد است. تراگسیلایی بخار آب چنان که انتظار داریم در ارتفاعات کمینه است و حدود ۱۰ درصد از تابش های خورشیدی به دلیل بخار آب موجود در هوا از رسیدن به سطح زمین بازمی ماند (شکل ۴). در کرانه های دریای عمان، کرانه های دریای خزر و کرانه های خلیج فارس مقدار فروکاست ناشی از بخار آب موجود در جو حدود ۱۴ درصد است. در ایران میانگین فروکاست تابش خورشیدی به دلیل وجود بخار آب در هوا حدود ۱۱ درصد است. تقریباً در سراسر ایران تراگسیلایی ازون از ۹۰ درصد بیشتر است. به بیان دیگر تفاوت چشمگیری بین تراگسیلایی ازون در مناطق مختلف جغرافیایی ایران دیده نمی شود. در ایران میانگین فروکاست تابش های خورشیدی به دلیل وجود ازون در هوا حدود ۹ درصد است. دلیل احتمالی یکدستی ازون بر روی ایران آن است که این منطقه



شکل ۳. تراگسیلایی هواویزی.



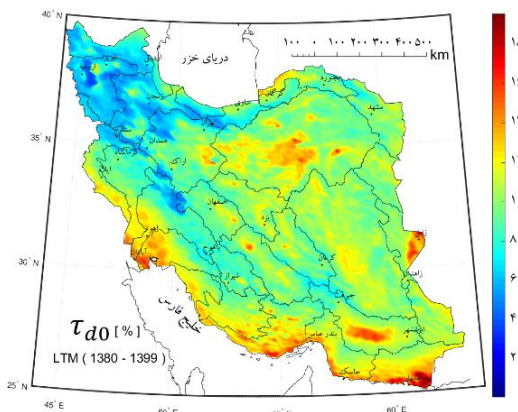
شکل ۴. تراگسیلایی بخار آب.



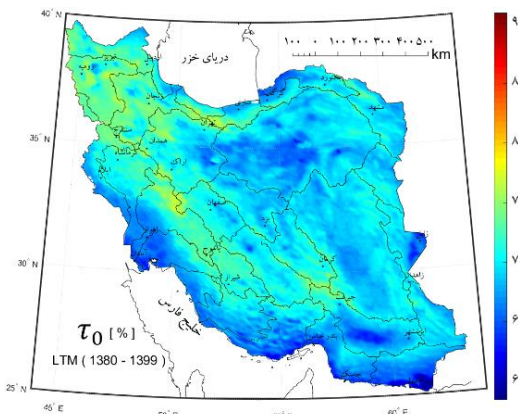
شکل ۵. تراگسیلابی تابش مستقیم.

بر مترمربع است. بر این اساس تابش کل (مجموع تابش مستقیم و پخشیده) که در ایران به سطح زمین می‌رسد ۲۴۸ وات بر مترمربع برآورد می‌شود. میانگین تراگسیلابی تابش کل در ایران حدود ۷۰ درصد است و از پیکربندی ناهماری و دوری و نزدیکی به دریا پیروی می‌کند (شکل ۷).

تابش پخشیده بخش کوچکی از تابش کل را تشکیل می‌دهد. میانگین تراگسیلابی تابش پخشیده در ایران حدود ۱۰ درصد است. الگوی جغرافیایی تابش پخشیده در ایران نشان می‌دهد که هواویزها نقش مهمی در پراکندگی تابش بازی می‌کنند (شکل ۶). مقدار تابش پخشیده که در ایران به سطح زمین می‌رسد حدود ۳۵ وات



شکل ۶. تراگسیلابی تابش پخشیده.



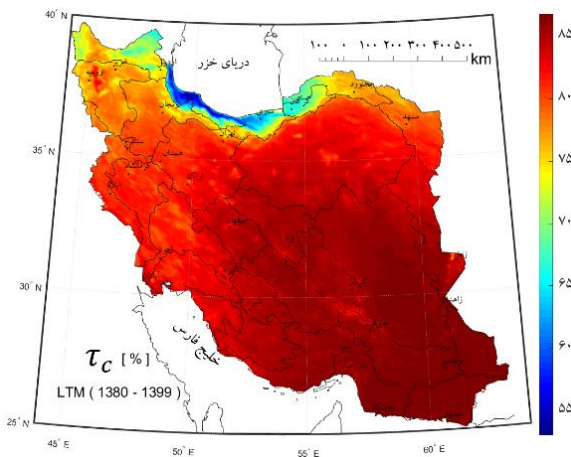
شکل ۷. تراگسیلابی تابش کل ایران.

بر مترمربع است که ۱۷۶ وات بر مترمربع آن سهم تابش مستقیم و ۲۹ وات بر مترمربع آن سهم تابش پخشیده است. مقدار تابش کل که به سطح زمین می‌رسد بین ۸۰ تا ۲۶۰ وات بر مترمربع متغیر است. چنان‌که انتظار داریم مقدار تابش کل در کرانه‌های خزر کمینه است و از شمال به جنوب افزایش میابد (شکل ۹).

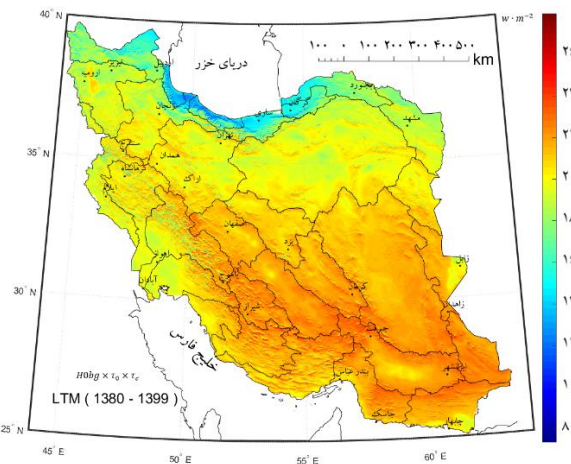
بخشی از تابشی که به سطح زمین می‌رسد بازتاب پیدا می‌کند. میانگین سپیدایی ایران حدود ۲۱ درصد است. در این صورت نزدیک به ۸۰ درصد از تابش خورشیدی که به سطح زمین می‌رسد جذب زمین می‌شود. مقدار تابش خورشیدی خالص در سطح زمین در ایران بین ۸۰ تا ۲۲۰ وات بر مترمربع متغیر است (شکل ۱۰).

گرچه ایران کشوری آفتابی است اما اثر ابرناکی بر تابش در برخی مناطق کشور چشمگیر است. میانگین ابرناکی ایران حدود ۲۶ درصد و میانگین نسبت ساعات آفتابی واقعی به ممکن حدود ۷۲ درصد است. در عین حال در کرانه‌های خزر ابرناکی از ۶۰ درصد فراتر می‌رود. پس اثر ابر بر تابش شایسته بررسی است. میانگین تراگسیلایی ابر در ایران حدود ۸۳ درصد است (شکل ۸).

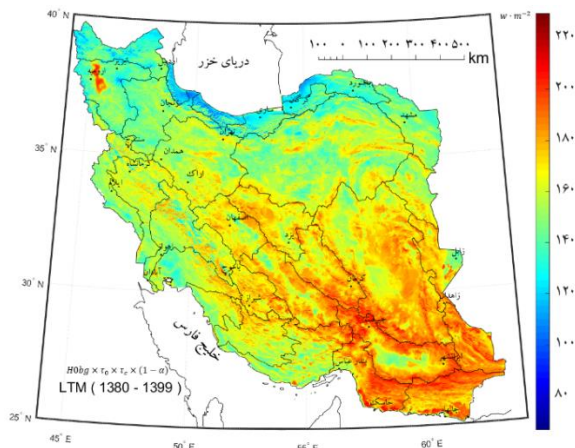
نتیجه آن که در ایران ابرها حدود ۱۷ درصد در فروکاست تابش نقش دارند. در یک روز ابری مقدار تابش خورشیدی که در ایران موفق به گذر از جو شده و به سطح زمین بر روی زمین شیبدار می‌رسد ۲۰۵ وات



شکل ۸. تراگسیلایی ابر.



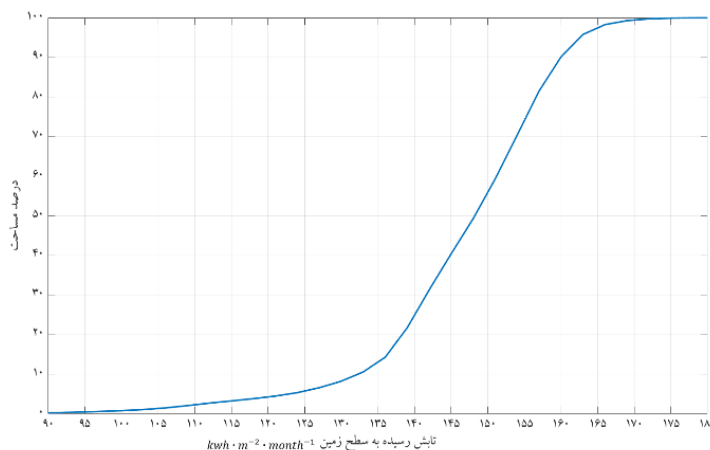
شکل ۹. تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین.



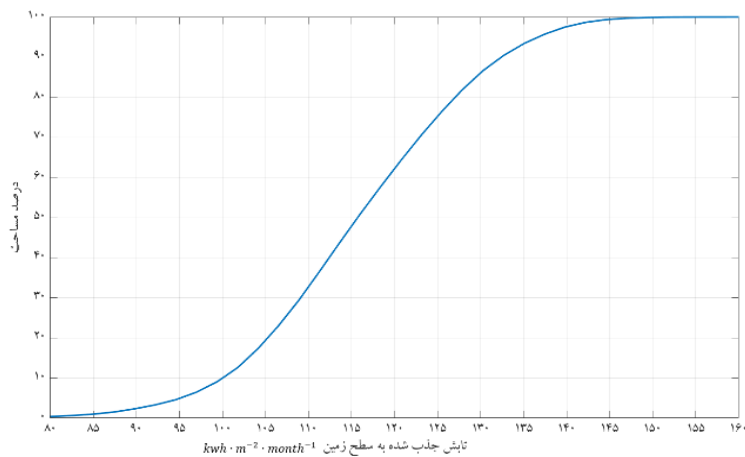
شکل ۱۰. مقدار خالص (ترازمندی) تابش خورشیدی در سطح زمین.

تقریباً بر روی نیمی از ایران مقدار انرژی تابشی که در طول یک ماه به هر مترمربع می‌رسد از ۱۵۰ کیلووات ساعت بیشتر است و تنها بر روی ۱۰ درصد از مساحت ایران مقدار تابش رسیده به سطح زمین از ۱۳۰ کیلووات ساعت بر مترمربع در ماه کمتر است (شکل ۱۱). تابش خورشیدی خالص در سطح زمین در نیمی از مساحت ایران از ۱۱۵ کیلووات ساعت بر مترمربع در ماه بیشتر است (شکل ۱۲).

تقریباً بر روی نیمی از ایران مقدار انرژی تابشی که در طول یک ماه به هر مترمربع می‌رسد از ۱۵۰ کیلووات ساعت بیشتر است و تنها بر روی ۱۰ درصد از مساحت ایران مقدار تابش رسیده به سطح زمین از ۱۳۰ کیلووات ساعت بر مترمربع در ماه کمتر است (شکل ۱۲).



شکل ۱۱. توزیع فراوانی تابش رسیده به سطح زمین در ایران.



شکل ۱۲. توزیع فراوانی ترازمندی تابش خورشیدی در سطح زمین.

## ۴. نتیجه گیری

هنوز لازم است در پژوهش‌های آینده اثر سایه‌اندازی نیز بر ترازمندی تابش بررسی شود. در این پژوهش نشان دادیم که هواویزها، بخار آب و ازون چه سهمی در ترازمندی تابش در ایران دارند.

سطح یک تمدن به روشی بستگی دارد که برای فراهم آوردن انرژی خود به کار می‌گیرند. ایران کشوری بسیار پرآفتاب است و میانگین نسبت ساعات آفتابی واقعی به ممکن آن از ۷۰ درصد بیشتر است. میانگین تراگسیلایی تابش کل در ایران ۷۰ درصد و میانگین تراگسیلایی ابر حدود ۸۳ درصد است. میانگین سپیدایی ایران نیز حدود ۲۱ درصد است. مجموع این ویژگی‌ها سبب می‌شود دریایی از انرژی تابشی خورشید بر این سرزمین سرازیر شود. میانگین شار تابش خورشیدی در سطح زمین در ایران حدود ۲۰۵ وات بر مترمربع است. روی آوردن به روش‌های مختلف بهره‌برداری از این دریای انرژی می‌تواند به معنی تجدیدحیات تمدن ایرانی باشد.

## منابع

کیانی‌پور، م. (۱۳۹۹). آب‌وهواشناسی آب بارش‌پذیر در ایران، رساله‌ی دکتری، دانشگاه اصفهان.  
 کربلایی، ع. ر. (۱۳۹۹). رفتارسنجی زمانی مکانی سپیدایی ایران، رساله‌ی دکتری، دانشگاه خوارزمی.  
 عراقی‌زاده، م. (۱۴۰۱). آب‌وهواشناسی توفان‌های گرد و غبار ایران با داده‌های دورسنجی، رساله‌ی دکتری، دانشگاه اصفهان.  
 شیاپی، م. (۱۴۰۱). برآورد تابش خورشیدی دریافتی روزانه در ایران با داده‌های مودیس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

این بررسی نشان داد به ترتیب اهمیت ابرها، هواویزها، بخار آب و ازون متغیرهای کلیدی در ترازمندی تابش خورشیدی در سطح زمین در ایران هستند. میانگین بلندمدت تابشی که در یک بازه زمانی یک ماهه به هر مترمربع از سرزمین ایران می‌رسد، خواه هوا آفتابی باشد یا ابری حدود ۱۵۰ کیلووات ساعت است. اگر نیاز یک خانواده ایرانی به انرژی الکتریکی را نه ۲۰۰ کیلووات ساعت در ماه که به عنوان الگوی مصرف معرفی شده است؛ بلکه ۳۰۰ کیلووات ساعت در ماه در نظر بگیریم حتی بهره‌برداری از مبدلی که بازدهی آن ۲۰ درصد باشد می‌تواند این انرژی را از مساحتی کوچک‌تر از یک قالی سه در چهار ایرانی فراهم کند.

هر روز از خورشید هشت میلیارد مگاوات ساعت انرژی به سطح زمین سراسر ایران می‌رسد. در اوج فصل گرم تاکنون مصرف برق کشور از ۷۰ هزار مگاوات عبور نکرده است. هدف گذاری برای بهره‌برداری از این دریای انرژی پاک می‌تواند چنان دگرگونی‌های شگرفی پدید آورد که ایران خشکیده را جانی دوباره ببخشد و تمدن ایرانی را به درخشش دوباره امیدوار سازد.

گرچه این واقعیت از پیش هم روشن بود که ایران از دیدگاه طبیعی توان بسیار زیادی برای بهره‌برداری از انرژی خورشیدی دارد؛ اما در این پژوهش برای نخستین بار اجزای اصلی معادله ترازمندی تابش خورشیدی در سطح زمین را در ایران بررسی و روشن ساختیم. در این پژوهش نقش شفافیت جو و نقش سپیدایی در ترازمندی تابش خورشیدی در سطح زمین را نشان دادیم و برخی از اثرات ناهمواری زمین بر ترازمندی تابش را روشن کردیم.

Aguilar, C., Herrero, J., & Polo, M. J. (2010). Topographic effects on solar radiation distribution in mountainous watersheds and their influence on reference evapotranspiration estimates at watershed scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12), 2479-2494.  
 Allen, R. G., Trezza, R., & Tasumi, M. (2006). Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(1-2), 55-73.

An, Y., Meng, X., Zhao, L., Li, Z., Wang, S., Shang, L., Guangwei, L., & Ma, Y. (2020). Performance of GLASS and MODIS Satellite Albedo products in diagnosing Albedo variations during different time scales and special weather conditions in the Tibetan Plateau. *Remote Sensing*, 12(15), 2456.  
 Ångström, A. (1924). Solar and terrestrial radiation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 50, 121-125.

- Bisht, G., Venturini, V., Islam, S., & Jiang, L. E. (2005). Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote sensing of environment*, 97(1), 52-67.
- Boers, R., Brandsma, T., & Siebesma, A. P. (2017). Impact of aerosols and clouds on decadal trends in all-sky solar radiation over the Netherlands (1966–2015). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(13), 8081-8100.
- Bourges, B. (1985). Improvement in solar declination computation. *Solar Energy*, 35(4), 367-369.
- Carrer, D., Ceamanos, X., Moparthy, S., Vincent, C., C. Freitas, S., & Trigo, I. F. (2019). Satellite retrieval of downwelling shortwave surface flux and diffuse fraction under all sky conditions in the framework of the LSA SAF program (Part 1: Methodology). *Remote Sensing*, 11(21), 2532.
- Chen, L., Yan, G., Wang, T., Ren, H., Calbó, J., Zhao, J., & McKenzie, R. (2012). Estimation of surface shortwave radiation components under all sky conditions: Modeling and sensitivity analysis. *Remote Sensing of Environment*, 123, 457-469.
- Essery, R., & Marks, D. (2007). Scaling and parameterization of clear-sky solar radiation over complex topography. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D10).
- Gopinathan, K. K. (1988). A general formula for computing the coefficients of the correlation connecting global solar radiation to sunshine duration. *Solar energy*, 41(6), 499-502.
- Helbig, N., & Löwe, H. (2012). Shortwave radiation parameterization scheme for subgrid topography. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D3).
- Iqbal, M. (1983). An introduction to solar radiation. Elsevier.
- Leckner, B. (1978). The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface—elements of a model. *Solar energy*, 20(2), 143-150.
- Lee, W. L., Liou, K. N., & Wang, C. C. (2013). Impact of 3-D topography on surface radiation budget over the Tibetan Plateau. *Theoretical and applied climatology*, 113(1), 95-103.
- Li, M., Chu, Y., Pedro, H. T., & Coimbra, C. F. (2016). Quantitative evaluation of the impact of cloud transmittance and cloud velocity on the accuracy of short-term DNI forecasts. *Renewable Energy*, 86, 1362-1371.
- Mamassis, N., Efstratiadis, A., & Apostolidou, I. G. (2012). Topography-adjusted solar radiation indices and their importance in hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 57(4), 756-775.
- Prescott, J. A. (1940). Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Trans. Roy. Soc. S. Aust.*, 46, 114-118.
- Roupioz, L., Jia, L., Nerry, F., & Menenti, M. (2016). Estimation of daily solar radiation budget at kilometer resolution over the Tibetan Plateau by integrating MODIS data products and a DEM. *Remote Sensing*, 8(6), 504.
- Shukuya, M. (1993). Light and heat in the built environment. *Tokyo: Maruzen Inc.*
- Tovar-Pescador, J., Pozo-Vázquez, D., Ruiz-Arias, J. A., Batlles, J., López, G., & Bosch, J. L. (2006). On the use of the digital elevation model to estimate the solar radiation in areas of complex topography. *Meteorological Applications*, 13(3), 279-287.
- Wang, D., Liang, S., He, T., Yu, Y., Schaaf, C., & Wang, Z. (2015). Estimating daily mean land surface albedo from MODIS data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(10), 4825-4841.
- Yang, K., Koike, T., Huang, G., & Tamai, N. (2007). Development and validation of an advanced model for estimating solar radiation from surface meteorological data. *Recent developments in solar energy*, 1, 53.
- Zhang, Y., Chang, X., & Liang, J. (2017). Comparison of different algorithms for calculating the shading effects of topography on solar irradiance in a mountainous area. *Environmental Earth Sciences*, 76(7), 1-16.