

## اثر گازهای جوئی سه‌اتمی بر تراز تابشی در منطقه کویری مرکز ایران

عظیمه زارع<sup>۱\*</sup>، پرویز ایران‌نژاد<sup>۲</sup> و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۷/۶/۲۳، پذیرش نهایی: ۸۹/۱۱/۱۹)

### چکیده

با پیشرفت در زمینه الگوریتم‌های انتقال تابش، مدل‌های عددی متعددی برای بررسی و پیش‌بینی میدان تابش جو عرضه شده است. در این مقاله، ضمن معرفی مدل انتقال تابش جوئی DISORT سانتا باربارا (SBDART, Santa Barbara DISORT) که یک مدل تابشی یک‌بُعدی پراکنش چندگانه تخت-موازی (Plane-parallel) است، عملکرد این مدل در برآورد شار تابش خالص سطحی برای شرایط کویر مرکزی ایران مورد بررسی قرار گرفته است. ابتدا با تصحیحات صورت گرفته در مدل و مقایسه نتایج حاصل از مدل با داده‌های مشاهداتی، در بازه زمانی اوت تا اکتبر ۲۰۰۶، مشخص شد مدل تابشی SBDART در برآورد شار تابشی سطحی کارایی بسیار مناسبی دارد. سپس، با استفاده از مدل به بررسی نقش و اثر گازهای گلخانه‌ای بخار آب و کربن‌دی‌اکسید و نیز اوزون بر شار تابشی در نزدیک سطح زمین و ستون جو پرداخته شده است. نتایج نشان می‌دهد که به‌ترتیب تغییر در میزان بخار آب جوئی، کربن‌دی‌اکسید و اوزون بیشترین تأثیر را بر شار تابشی خالص سطحی دارند. بیشینه تفاوت شار تابشی خالص ناشی از تغییر میزان بخار آب جوئی در نزدیک سطح و ناشی از تغییر میزان کربن‌دی‌اکسید و اوزون، به‌ترتیب مربوط به ارتفاع‌های ۱۰ و ۳۰ کیلومتری جو است.

واژه‌های کلیدی: شار تابشی، مدل تابشی، پراکنش چندگانه تخت-موازی

## Effects of triatomic atmospheric gases on radiation balance in the central desert region of Iran

Zare, A.<sup>1</sup>, Irannejad, P.<sup>2</sup> and Aliakbari-Bidokhti, A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph. D. Student of Meteorology, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup> Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 13 Sep 2008, Accepted: 8 Feb 2011)

### Abstract

The main driving force of the earth atmospheric system is solar radiation. Radiation flux determines the surface temperature and impacts life on the Earth through photosynthesis. A quantitative knowledge of the earth radiation field is important to evaluate the atmosphere-surface interactions and the global hydrological cycle. Various atmospheric radiative transfer models have been proposed in order to compute radiation levels accurately. The Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer model (SBDART) is one of the plane-parallel multiple scattering radiative models which is used in this study. SBDART includes all important effective processes on the ultraviolet, visible, and infrared wavelengths of radiation. The model was developed as a software tool to compute radiative transfer in clear and cloudy conditions within the Earth's atmosphere and at the surface. This model incorporates the DISORT discrete ordinate method, low resolution atmospheric transmission models and Mie scattering results for light scattering by water droplets and ice crystals. In order to use the model in the Middle East with its dry climate, we evaluated the model for estimation of the net surface

radiative flux in the central desert of Iran. The observation data included latent heat, ground heat and net radiative flux during August to September 2006 in the region having the latitude of 32°N and longitude of 54°E. The data were from the heights of 1.5 m and 3 m. The evaluation of the SBDART on the 22 clear days during that period shows good agreement between the simulation of diurnal cycle of the net radiation flux and the observations. Since the model considers the ground temperature as a constant value, it is not able to capture the discrepancy of longwave radiation flux due to the significant difference between maximum and minimum temperature in the desert area.

We have modified SBDART by implementing the diurnal cycle of ground temperature in the model to improve the simulation of the surface net radiation flux. The modified SBDART is used to study the effects of changes in water vapor, ozone and carbon dioxide on the radiative flux at the surface and in the atmosphere. Calculations are carried out for both upward and downward fluxes of shortwave, longwave and net radiation.

To solve the radiative transfer equations, the required parameters are the optical thickness and asymmetry factor due to gaseous absorption, and Rayleigh scattering. They depend on the atmospheric profiles; total amount and distribution of water vapour, ozone, carbon dioxide and other gases and type and concentration of aerosols.

In order to quantify the water vapour effects on shortwave and longwave radiation fluxes, we ran the model for the atmosphere with water vapour content of 1 g/cm<sup>2</sup> and a dry atmosphere at 00:30 and 12:30 UTC. The differences between shortwave radiation fluxes in wet and dry atmospheres (for August 26<sup>th</sup>) vary from 5% at noon to 25% at sunrise and sunset. Moreover, longwave radiation flux in the wet atmosphere exceeds the flux in the dry atmosphere at all levels and reaches the maximum value of 67% near the ground level. A similar test was done to determine the effects of doubling the typical carbon dioxide value (360 ppm) on the radiation flux. The results show that downward radiation flux was raised by 2% and the upward flux decreased by 10% due to the increased CO<sub>2</sub> level. Results also show that the net radiation flux in the atmosphere is greater for the double CO<sub>2</sub> case, with maximum difference of 2% occurring at an altitude of 10km.

Depletion of the stratospheric ozone as well as its increase in the troposphere cause significant impacts on UV irradiance and tropospheric chemistry. In this study, we have also addressed the effects of changes of ozone on the radiation fluxes, by doubling and halving the typical total columnar ozone concentration of 296 DU. Results show that the increased ozone decreases the upward shortwave radiation flux by 2.2% and the downward flux by 1%. The reduction of the ozone columnar concentration decreases the net radiation flux in the atmosphere above an altitude of 5 km, with the maximum decrease of 1.7% occurring at an altitude of around 30 km.

In general, the results of this study show that the net surface radiative flux is most sensitive to variations in the value of atmospheric water vapor, carbon dioxide and ozone, respectively. Changes in the atmospheric water vapor highly impact the net surface radiative flux, while those of carbon dioxide and ozone lead to changes in the net atmospheric radiative flux, particularly between 10 km and 30 km above the surface.

**Key words:** Radiation flux, Plane-parallel multiple scattering radiative model, Gaseous absorption and Rayleigh scattering

## ۱ مقدمه

تابشی اثر مهمی روی آهنگ تبخیر و تعرق، اندرکنش سطح زمین-جو و چرخه آب‌شناسی دارد. بنابراین آگاهی

تابش جو، چشمه یا چاه انرژی است که موجب گرمایش یا سرمایش هریک از لایه‌های جو می‌شود. شار

تابشی و آهنگ گرمایش و سرمایش جوّی توسط دانشمندان، به‌طور گسترده‌ای مورد بررسی قرار گرفته است. لیندن و ویل (۱۹۷۳) بیان می‌کنند که توزیع اوزون، توازن تابشی و ساختار گرمایی پوش سپهر را کنترل می‌کند. میچل و همکاران (۱۹۸۷) روشن ساختند که یک درجه افزایش در میانگین دمای جوّ زمین موجب شش درصد افزایش در اندازه بخار آب موجود در کل جوّ می‌شود. میچل (۱۹۸۹) در ادامه بیان می‌کند که این افزایش در میزان بخار آب، منجر به گرمایش بیشتر جوّ می‌شود و بنابراین بازخور بین دمای جوّ و میزان بخار آب مثبت است (منابه و وترالد، ۱۹۶۷). منابه و وترالد (۱۹۸۰) و (۱۹۷۵) همچنین نشان دادند که دو برابر شدن غلظت کربن‌دی‌اکسید باعث گرمایش جوّی تا ۲ درجه سلسیوس می‌شود، درحالی‌که میچل و همکاران (۱۹۹۵) نشان دادند که دو برابر شدن غلظت کربن‌دی‌اکسید باعث افزایش دمای متوسط جهانی به اندازه ۵/۲ درجه می‌شود.

در این مقاله، به بررسی نقش مقدار گازهای جوّی سه‌اتمی اوزون، کربن‌دی‌اکسید و بخار آب بر شار تابشی در نوار طول موج‌های کوتاه، بلند و همچنین مجموع تمام طول موج‌ها در نزدیکی سطح زمین و همه ترازهای متفاوت جوّی پرداخته شده است. در ادامه بحث به مبانی نظری و روش‌های مدل کردن تابش جوّی می‌پردازیم. پس از آن جزئیات اجرای مدل در دوره سه ماهه اوت تا سپتامبر ۲۰۰۶ شرح داده می‌شود و نتایج شبیه‌سازی مدل عرضه و به بحث گذاشته می‌شود. در بخش ۴، اثر گازهای جوّی بر شار تابشی با استفاده از مدل بررسی می‌شود.

## ۲ مبانی نظری

تابش خورشیدی و تابش زمینی، چشمه و چاه عمده انرژی سامانه زمین-جوّ هستند. انتقال انرژی تابش در جوّ شامل دو نوار طول موج‌های کوتاه خورشیدی و تابش طول موج‌های بلند گسیل شده از سطح زمین و جوّ

از اندازه و جزئیات میدان تابش برای درک و پیش‌بینی تحول مؤلفه‌های سامانه زمین-جوّ مهم و ضروری است. با پیشرفت در زمینه الگوریتم‌های انتقال تابش، مدل‌های عددی متعددی برای بررسی و پیش‌بینی میدان تابش جوّ عرضه شده است. مدل‌های انتقال تابش ScaRaB (مولر و همکاران، ۱۹۹۷)، HITRAN (روتمن و همکاران، ۲۰۰۵) و مدل GEISA (هوسن و همکاران، ۲۰۰۵) نمونه‌ای از این کدهای تابشی هستند. سبیدی سطح، هوامیزها و مقدار گازهای جوّی از جمله شاخص‌های مهم در محاسبه شار تابشی در جوّ هستند. از مهم‌ترین گازهای جوّی تأثیرگذار در توازن انرژی زمین و شار تابشی، بخار آب و اوزون کلی ستون جوّ و گازهای ردیاب نظیر کربن‌دی‌اکسید هستند. بخار آب و کربن‌دی‌اکسید، از مهم‌ترین گازهای گلخانه‌ای، به ترتیب موجب ۳۶ تا ۷۰ درصد و ۹ تا ۲۶ درصد اثر گلخانه‌ای در شرایط آسمان صاف در سطح زمین می‌شوند. گازهای گلخانه‌ای بیشتر از چشمه‌های طبیعی سرچشمه می‌گیرند اما فعالیت‌های بشری مانند سوزاندن سوخت‌های فسیلی منجر به افزایش غلظت کربن‌دی‌اکسید جوّی می‌شود. بنابراین غلظت این گاز در نزدیکی سطح و در شهرها بیشتر و متغیرتر است. همچنین میزان بخار آب در جوّ به شدت متغیر است، توزیع زمانی و مکانی آن، تغییرپذیر است و از غلظت آن با ارتفاع کاسته می‌شود (ریتالاک، ۱۹۷۲). مقدار کلی اوزون در ستون قائم جوّ اندک است ولی منشأ اثرات مهمی در جوّ است. این اثرات ناشی از جذب تابش فرابنفش خورشیدی در پوش سپهر است. بنابراین، اوزون در محافظت انسان و سایر جانداران از تابش مستقیم خورشید در این نوار طول موج نقش اساسی دارد. علاوه بر این اوزون و ردسپهر در حکم یک آلاینده جوّی دارای خاصیت سمی است. مقدار کلی اوزون در یک مکان معین در بالای سطح زمین تابع حرکات جوّ است. در نتیجه، مقدار آن روز به روز تغییر می‌کند. میزان تأثیر گازهای جوّی و هوامیزها بر بودجه

$$\mu \frac{dI_{\lambda}}{d\tau_{\lambda}} = I_{\lambda} - J_{\lambda} \quad (1)$$

$I_{\lambda}$  بیانگر شدت انرژی تابشی تک‌فام در جهت داده شده بر واحد زمان بر واحد زاویه فضایی بر واحد سطح عمود بر جهت تابش است.  $J_{\lambda}$  تابع چشمه و متناسب با میزان گسیل در این لایه و  $dI_{\lambda}$  تغییر شدت تابشی در عبور از لایه جوئی ناشی از مجموع گسیل و میرایی است. عمق نوری محیط با  $\tau_{\lambda}$  بیان می‌شود. این معادله به صورت معادلات دقیق و بسیط برای نوارهای طول موج‌های کوتاه و بلند (فروسرخ) و برای شدت‌های تابشی به سمت بالا و پایین از هر لایه جوئی به صورت مجزا بیان می‌شود. حل تحلیلی هرکدام از نوارها بعد از انتگرال‌گیری در کل ستون جو برای هر پرتویی با زاویه سراسوی  $\mu$  و زاویه سمتی  $\Phi$  در هر لایه جوئی با عمق نوری  $\tau_z$  برای شدت تک‌فام  $I_{\lambda}$  در معادلات ۲ و ۳ بیان شده است (لیو، ۱۹۸۰).

عمق نوری در بالای جو  $\tau = 0$  و عمق نوری ستون جو تا سطح زمین  $\tau_*$  است. جوئی که تابش فروسرخ از آن عبور می‌کند بدون پراکنش فرض شده است، بنابراین تابع چشمه در معادله (۳) با تابع پلانک  $B_{\lambda}(T)$  جای‌گذاری می‌شود. تابع چشمه در معادله (۲)، ترکیب تابع گسیل و پراکنش است و با معادله (۴) بیان می‌شود.

$$J_{\lambda} = \frac{(j_{\lambda,thermal} + j_{\lambda,scattering})}{\beta_{e,\lambda}} \quad (4)$$

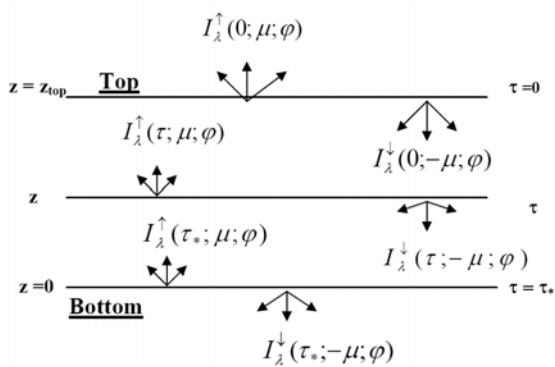
$$\left\{ \begin{aligned} I_{\lambda}^{\uparrow}(\tau, \mu, \Phi) &= I_{\lambda}^{\uparrow}(\tau_*, \mu, \Phi) \exp\left(\frac{\tau - \tau_*}{\mu}\right) + \frac{1}{\mu} \int_{\tau_z}^{\tau_*} \exp\left(\frac{\tau - \tau'}{\mu}\right) J_{\lambda}^{\uparrow}(\tau', \mu, \Phi) d\tau' \\ I_{\lambda}^{\downarrow}(\tau, -\mu, \Phi) &= I_{\lambda}^{\downarrow}(0, -\mu, \Phi) \exp\left(\frac{-\tau}{\mu}\right) + \frac{1}{\mu} \int_0^{\tau_z} \exp\left(\frac{\tau' - \tau}{\mu}\right) J_{\lambda}^{\downarrow}(\tau', -\mu, \Phi) d\tau' \end{aligned} \right. \quad (2)$$

$$\left\{ \begin{aligned} I_{\lambda}^{\uparrow}(\tau, \mu) &= I_{\lambda}^{\uparrow}(\tau_*, \mu) \exp\left(\frac{\tau - \tau_*}{\mu}\right) + \frac{1}{\mu} \int_{\tau_z}^{\tau_*} \exp\left(\frac{\tau - \tau'}{\mu}\right) B_{\lambda}(T(\tau')) d\tau' \\ I_{\lambda}^{\downarrow}(\tau, -\mu) &= I_{\lambda}^{\downarrow}(0, -\mu) \exp\left(\frac{-\tau}{\mu}\right) + \frac{1}{\mu} \int_0^{\tau_z} \exp\left(\frac{\tau' - \tau}{\mu}\right) B_{\lambda}(T(\tau')) d\tau' \end{aligned} \right. \quad (3)$$

نزدیک آن است. براساس مکانیک کوانتومی، برهمکنش اتم یا مولکول با تابش الکترومغناطیس در بسامدهای معین، به ویژگی‌های اتم یا مولکول وابسته است. طیف جذبی و گسیل تابشی گازهای جوئی گسسته و متشکل از خطوط جذبی متفاوت است. بخار آب در نوار وسیعی اطراف  $6/3 \mu\text{m}$  و سایر طول موج‌های نوار فروسرخ دور جذب‌کننده تابش طول موج‌های بلند در جو زمین است.  $CO_2$  در نوری با مرکز  $15 \mu\text{m}$  و اوزون در حدود  $9/6 \mu\text{m}$  (در مرکز پنجره جوئی که جذب تابش زمینی سایر گازها اندک است) تابش طول موج‌های بلند را جذب می‌کنند. جذب اوزون در این نوار در پوش سپهر (که غلظت اوزون بیشتر است) روی می‌دهد.

در محاسبه میدان تابش، توصیف کمی فرایندهای مؤثر در انتقال تابش در حین عبور از جو، لازم و ضروری است. انتقال تابش در سه بُعد پیچیده است و به طول موج، جهت و راستای پرتوهای تابش بستگی دارد. برای بررسی میدان تابش، معمولاً جو را به صورت لایه‌های یکنواخت موازی (تخت-موازی) تقسیم می‌کنند. معادله اساسی انتقال تابش برای هر یک از این لایه‌های جوئی در طول موج مشخص با رابطه (۱) بیان می‌شود. هر پرتو تابشی در امتداد مسیر مورب که با قائم زاویه  $\theta$  می‌سازد، به اندازه  $ds$  از جو عبور می‌کند. بنابراین ضخامت جو عبور داده شده در راستای قائم به صورت  $dz = ds \mu$  و  $\mu = \cos\theta$  تعریف می‌شود (سالبی، ۱۹۹۶).

مرئی و فرابنفش را شامل می‌شود. مدل از ترکیب الگوریتم پیشرفته انتقال تابش عمودی (DISORT, Discrete Ordinate Radiative Transfer) عرضه شده استامنز (۱۹۸۱) و مدل‌های انتقال جوئی با تفکیک کم‌مشابه LOWTRAN نیزیز و همکاران (۱۹۸۳) به‌دست آمده است و برای محاسبه انتقال تابش در جو ابری از نتایج کد پراکندگی Mie (ویسکومب و وارن، ۱۹۸۰) استفاده می‌کند. ریچیازی و همکاران (۱۹۹۸) SBDART را براساس مدل‌های فیزیکی: نیم‌رخ جو استاندارد، مدل‌های بازتاب استاندارد سطح، پراکندگی با قطره‌های ابر، جذب مولکولی، پراکندگی ریلی و مدل هوامیزهای استاندارد بنا نهاده‌اند. حل معادله انتقال تابش در مدل در دو نوار طول موجی با روش‌های تفکیک قائم و خطبه‌خط صورت می‌گیرد و تابش گسیل شده گرمایی و پراکنده شده را در ارتفاعات و جهت‌های متفاوت محاسبه می‌کند. SBDART بیشتر از ۵۰ لایه جوئی و ۲۰ زاویه فضایی را در نظر می‌گیرد.



شکل ۱. شدت تابش تک‌فام بالاسو و پایین‌سو، در جو تخت- موازی در ترازهای متفاوت جو را نشان می‌دهد (لیو، ۱۹۸۰).

در این تحقیق، مدل برای روزهایی صاف با آسمان بدون ابر در ماه‌های اوت، سپتامبر و اکتبر ۲۰۰۶ اجرا شده است. منطقه کویری مرکز ایران به‌منزله منطقه مورد آزمایش انتخاب شده است. پارامترهای مورد نیاز مدل به شرح زیر است: مقدار اوزون کلی ستون جو (برحسب دابسون) از سایت ناسا به‌دست آمد که داده‌ها برای بازه

$J_{\lambda, \text{thermal}}$  تابع چشمه، در جو بدون پراکنش، برابرگسیل گرمایی است.  $J_{\lambda, \text{scattering}}$  تابع چشمه ناشی از پراکنش چندگانه تابش خورشیدی (Multiple scattering) است که به کمک معادله (۵) به صورت تابعی از انرژی مستقیم بیان می‌شود:

$$j_{\lambda, \text{scattering}}(\bar{\Omega}) = \frac{\beta_{s, \lambda}}{4\pi} \int_{\bar{\Omega}'} I(\bar{\Omega}') p_{\lambda}(\Omega, \Omega') d\Omega' \quad (5)$$

$\beta_{e, \lambda}$  و  $\beta_{s, \lambda}$  به ترتیب ضریب پراکنش و جذب در طول موج  $\lambda$  و  $p_{\lambda}(\Omega, \Omega')$  تابع فاز هستند و بیانگر کسری از انرژی پراکنده شده از یک پرتو از جهت  $\Omega'$  به جهت  $\Omega$  است. شکل ۱ شدت تابش تک‌فام بالاسو و پایین‌سو در جو تخت- موازی برای سطح زمین، تراز بالای جو و تراز نمونه در ارتفاع Z را نشان می‌دهد.

الگوریتم‌ها و روش‌های دقیق و تقریبی زیادی برای حل این معادلات در دو نوار متفاوت ارائه شده است. تکنیک اضافه کردن-دوبرابر کردن (Adding-doubling) (تاکاشیما، ۱۹۷۵)، تفکیک قائم (discrete-ordinate) (استامنز و کنکلین، ۱۹۸۴) و مونت-کارلو (متروپولیس و اولما، ۱۹۴۹) از جمله روش‌های دقیق در محاسبه شدت تابش در نوار طول موج‌های کوتاه است. از روش‌های دقیق محاسباتی انتقال تابش در حضور جذب و گسیل گازها در نوار طول موج‌های بلند، روش خطبه‌خط (LBL) (Line-by-Line) است. از دیگر روش‌های مرسوم برای حل معادله انتقال فروسرخ گرمایی، تقریب توزیع k (کاتو و همکاران، ۱۹۹۹) است. این روش برخلاف روش خطبه‌خط، فقط در لایه جوئی همگن کاربرد دارد.

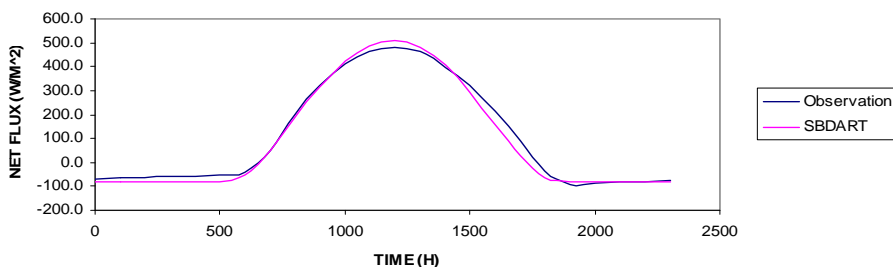
### ۳ مدل عددی مورد استفاده و داده‌ها

مدل SBDART، مدل عددی انتقال تابشی در شرایط ابری و آسمان صاف، در جو و نزدیک سطح زمین است. این مدل همه فرایندهای تاثیرگذار بر شارهای تابشی فروسرخ،

مدل برای محاسبه شار تابشی بالاسو و پایین سوی سطحی در ۲۲ روز بدون ابرناکی در بازه زمانی مشخص شده، اجرا و شار تابشی خالص سطحی محاسبه شد. مقایسه شار تابشی خالص سطحی حاصل از مدل و مشاهدات برای نمونه برای دو روز در شکل ۲ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که مدل، چرخه شبانه‌روزی تابش را از نظر فاز به خوبی شبیه‌سازی می‌کند. در تحقیق حاضر دماهای جو و سطح و در نتیجه شار تابش طول موج بلند خروجی در طول شبانه‌روز ثابت در نظر گرفته شده است. انتظار می‌رود که وارد کردن چرخه شبانه‌روزی دماهای جو و سطح در مدل، موجب بهبود نتایج شود. با این حال، حتی با استفاده از این فرض، مدل علاوه بر فاز، دامنه تغییرات شار تابش خالص را به طور قابل قبول شبیه‌سازی می‌کند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که SBDART مدلی مناسب، با خطای به نسبت کوچک، برای برآورد شار تابشی سطحی و ستون جوی در منطقه مورد بررسی است.

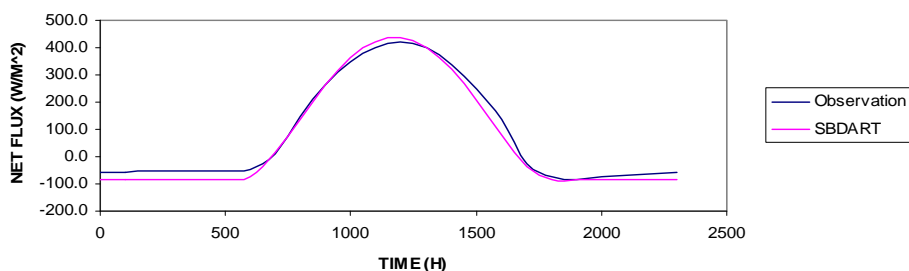
طول جغرافیایی ( $179/375\text{ E} - 179/375\text{ W}$ ) با فواصل  $1/25$  درجه و عرض جغرافیایی ( $89/5\text{ N} - 89/5\text{ S}$ ) با فواصل  $1$  درجه در دسترس بود. مقدار بخار آب ستون جو (آب قابل بارش، برحسب  $\text{g/cm}^2$ ) از مرکز داده‌های اقلیمی NOAA به دست آمد. برای به دست آوردن نیم‌رخ دما و فشار نیز از رادیوسوند موجود در منطقه استفاده شده است. نوع هوا میزهای پوش سپهر و وردسپهر و عمق نوری آنها، سپیدی سطح و غلظت گازهای ردیاب شامل  $\text{CH}_4$ ،  $\text{CO}_2$  و  $\text{N}_2\text{O}$ ، از مقادیر متوسط موجود در مدل استفاده شد. برای ارزیابی شار تابشی خالص سطحی به دست آمده از مدل، داده‌های مشاهداتی اندازه‌گیری شده در ایستگاه محیط زیست واقع در همان منطقه استفاده شد. داده‌های مشاهداتی شامل شار گرمای نهان و گرمای محسوس، شار گرمای خاک و شار تابش خالص در سطح است. دستگاه‌های اندازه‌گیری در ارتفاع‌های  $1/5$  و  $3$  متری از سطح زمین نصب شده است. ابتدا برای اعتبارسنجی SBDART برای منطقه مورد نظر،

August 29



(الف)

September 24



(ب)

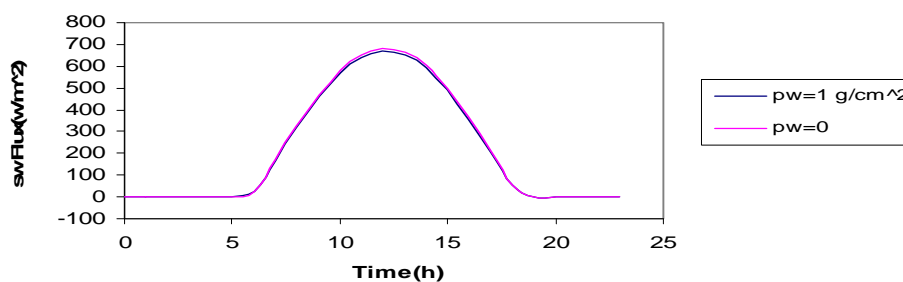
شکل ۲. مقایسه شار تابشی خالص سطحی حاصل از مدل و مشاهدات در (الف) روز ۲۹ اوت، (ب) روز ۲۴ سپتامبر.

## ۴ نتایج و تحلیل بررسی‌ها

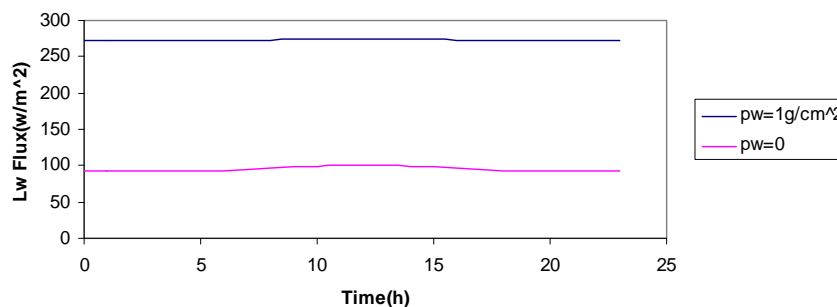
جو خشک محاسبه می‌شود؛ زیرا بخار آب تابش طول موج بلند بالاسوی گسیل‌شده از سطح را جذب و در دما و طول موج خود گسیل می‌کند. در نتیجه، شار تابشی پائین‌سو در نوار طول موج‌های بلند افزایش می‌یابد. افزایش شار تابشی بالاسو و پائین‌سو در اثر جذب و گسیل بخار آب رابطه متقابل دارند. در صورتی که در جو خشک، جذب این شارها مربوط به سایر گازهای جوئی با قدرت جذب کنندگی کمتر است. شار تابشی پائین‌سوی مجموع طول موج‌های کوتاه و بلند در جو خشک کمتر از جو مرطوب است و تفاوت نسبی از ۱۵ درصد در ظهر محلی تا ۶۵ درصد در غروب تغییر می‌کند. مقدار شار تابشی بالاسوی مجموع طول موج‌های کوتاه و بلند در جو خشک بین ۸ تا ۱۲ درصد از جو مرطوب کمتر است. شار تابشی خالص در جو خشک خیلی کمتر از جو مرطوب است؛ زیرا تأثیر بخار آب بر شار تابشی پائین‌سو بیشتر از شار تابشی بالاسو است. شکل ۳(الف) شار تابشی خالص طول موج کوتاه، (ب) شار تابشی پائین‌سو و (ج) بالاسوی طول موج بلند و (د) شار تابشی خالص در سطح شبیه‌سازی شده با مدل را در دو جو مرطوب و خشک نشان می‌دهد.

شار پائین‌سوی طول موج بلند در جو مرطوب در همه ترازها از جو خشک بیشتر است؛ چون در جو مرطوب، بخار آب با اثر جذب کنندگی قوی در نوار طول موج‌های بلند، تابش آمده از سطح را جذب و در طول موج خود گسیل می‌کند. بیشترین تفاوت نسبی مربوط به این شار در جو خشک و مرطوب ۶۷ درصد در نزدیکی سطح است و با افزایش ارتفاع این مقدار کاهش می‌یابد. به علت جذب بخار آب و سایر گازها، شار بالاسوی طول موج‌های بلند در جو مرطوب و خشک با دور شدن از سطح کاهش می‌یابد.

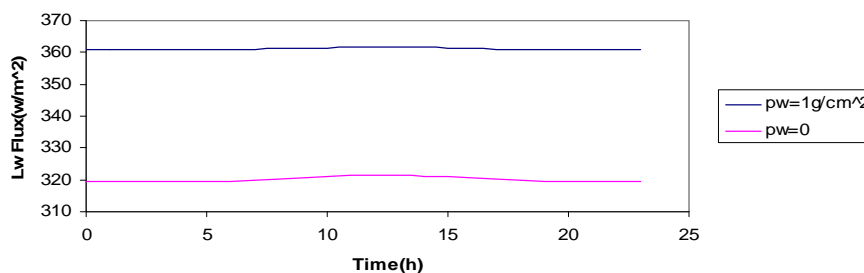
برای بررسی نقش بخار آب در محاسبه شار تابشی خالص در سطح و ستون جو، مدل برای ساعت ۰۰:۳۰ و ۱۲:۳۰ UTC برای محاسبه شارهای تابشی بالاسو و پائین‌سو در نوار طول موج‌های کوتاه و بلند در جو با مقدار آب قابل بارش  $1 \text{ g/cm}^2$  و جو خشک برای روزهای بیان شده اجرا شده است. فقط نتایج به دست آمده در یک روز نمونه ۲۶ اوت، در این مقاله آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که در نوار طول موج‌های کوتاه ( $0.25 \mu\text{m}$  تا  $4 \mu\text{m}$ )، شار تابشی بالاسو و پائین‌سوی سطح در جو خشک بیشتر از جو مرطوب است. تفاوت نسبی بین شار تابشی پائین‌سو در سطح در جو خشک و مرطوب از  $1/6$  درصد در ظهر تا  $5/2$  درصد در ساعت‌های طلوع و غروب خورشید و تفاوت نسبی بین شار تابشی بالاسو در سطح در جو خشک و مرطوب از  $1/6$  درصد در ظهر تا  $6$  درصد در ساعت‌های طلوع و غروب خورشید است که نشان‌دهنده تأثیر تقریباً یکسان بخار آب بر شار تابشی طول موج کوتاه بالاسو و پائین‌سو است. این مقادیر تفاوت نسبی نشان‌دهنده میزان تأثیر بخار آب بر شارهای طول موج کوتاه در اثر جذب و یا پراکندگی است. در مجموع تفاوت نسبی برآیند شار بالاسو و پائین‌سوی طول موج کوتاه در جو خشک و مرطوب از  $5$  درصد در ظهر محلی تا  $25$  درصد در ساعت‌های طلوع و غروب متغیر است. تأثیر بخار آب بر شار تابشی طول موج بلند بیشتر است. شار تابشی پائین‌سوی طول موج بلند در جو مرطوب از  $63$  درصد در ظهر تا  $66$  درصد در زمان طلوع و غروب از جو خشک بیشتر است. شار تابشی بالاسوی طول موج بلند جو مرطوب در تمام شبانه روز حدود  $11$  درصد از جو خشک بیشتر است. در نوار طول موج‌های بلند ( $4 \mu\text{m}$  -  $100 \mu\text{m}$ ) بخار آب به جز در پنجره جوئی ( $8/5 \mu\text{m}$  -  $11/5 \mu\text{m}$ ) جذب‌کننده و گسیل‌کننده تابش است. بنا بر این شار تابشی بالاسو و پائین‌سو در جو مرطوب بیشتر از



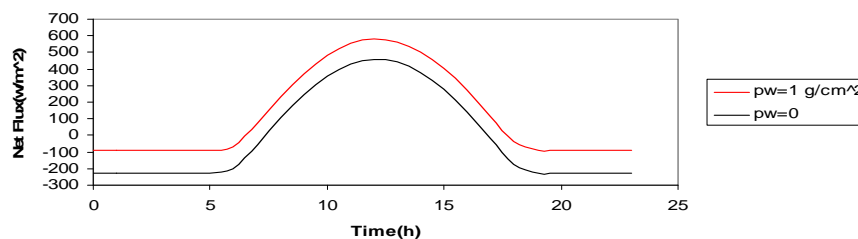
(الف)



(ب)



(ج)



(د)

شکل ۳. (الف) شار تابشی خالص طول موج کوتاه، (ب) شار تابشی پایین سو، (ج) بالاسوی طول موج بلند، (د) خالص در سطح به دست آمده از مدل در دو جو مرطوب و خشک.

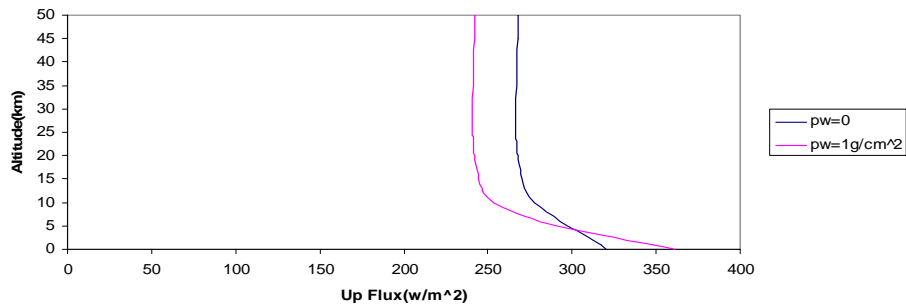
سطح، در نزدیک سطح، مقدار بیشتری نسبت به جو خشک دارد، ولی در ارتفاعهای بالاتر، به علت جذب شار بالاسو در بخار آب با سرعت بیشتری کاهش می یابد، تا جایی که از شار بالاسو در جو خشک کمتر می شود. شار

در جو خشک که جذب و گسیل تابش طول موج بلند در سایر گازهای جو با قدرت جذب کنندگی کمتر صورت می گیرد، شیب این کاهش کمتر است. شار بالاسو در جو مرطوب به علت گسیل بخار آب و افزایش دمای

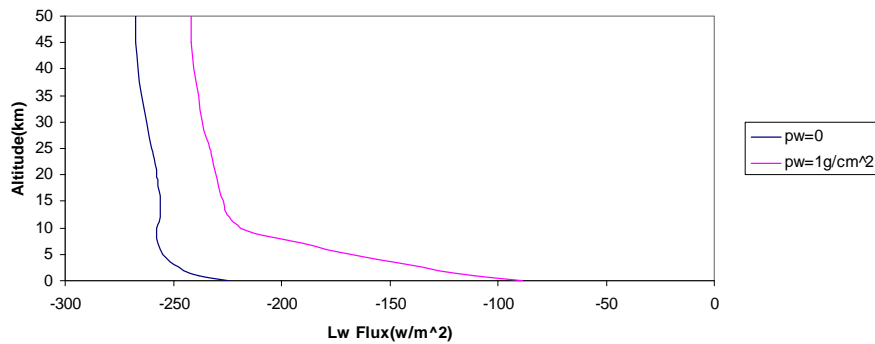


بیشینه تفاوت نسبی ۲ درصدی در جو خشک و مرطوب در نزدیک سطح برای شار پایین سو وجود دارد و با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد. شار تابشی خالص در بود و نبود بخار آب از جمع جبری شار تابشی بالاسو و پایین سوی همه طول موج‌ها محاسبه می‌شود و تفاوت نسبی این شار در جو مرطوب و خشک در نزدیک سطح ۶۷ درصد است. شکل ۴ (الف) شار تابشی بالاسو، (ب) خالص طول موج بلند و (ج) شار تابشی خالص در همه ترازهای جوئی در جو مرطوب و خشک را نشان می‌دهد.

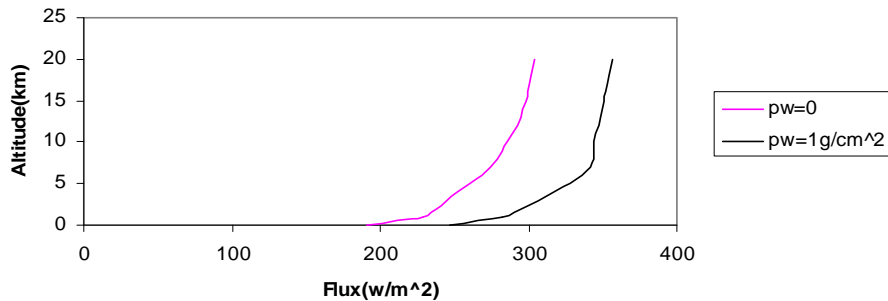
بالاسوی طول موج‌های بلند جو مرطوب در نزدیک سطح ۱۱ درصد از جو خشک بیشتر است و در ارتفاع ۵ کیلومتری، شار بالاسوی طول موج بلند جو خشک مقدار بیشتری نسبت به جو مرطوب دارد. این اختلاف تا ارتفاع ۱۰ کیلومتری افزایش می‌یابد و از آنجا به بعد مقدار ثابتی دارد. در نوار طول موج‌های کوتاه در جو خشک شار پایین سو و بالاسو در همه ترازها مقدار بیشتری نسبت به جو مرطوب نشان می‌دهد. در سطح زمین این تفاوت به علت نزدیک شدن به چشمه رطوبت و جذب بیشتر، مشهودتر است.



(الف)



(ب)



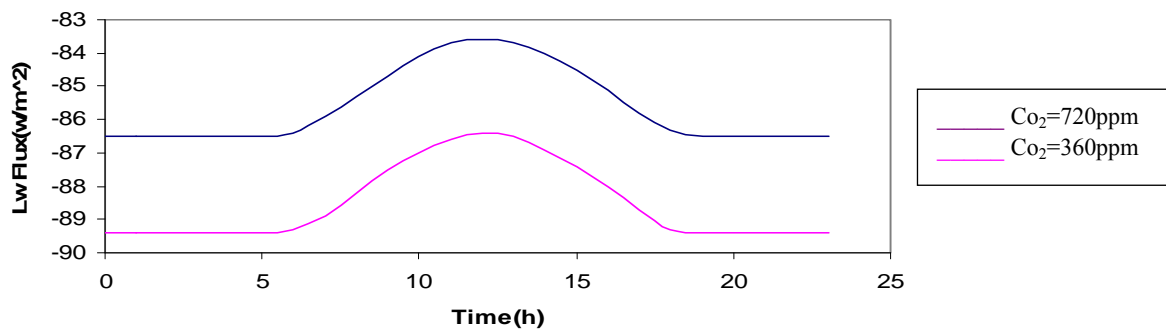
(ج)

شکل ۴. (الف) شار تابشی بالاسو، (ب) خالص طول موج بلند و (ج) شار تابشی خالص در همه ترازهای جوئی در جو مرطوب و خشک.

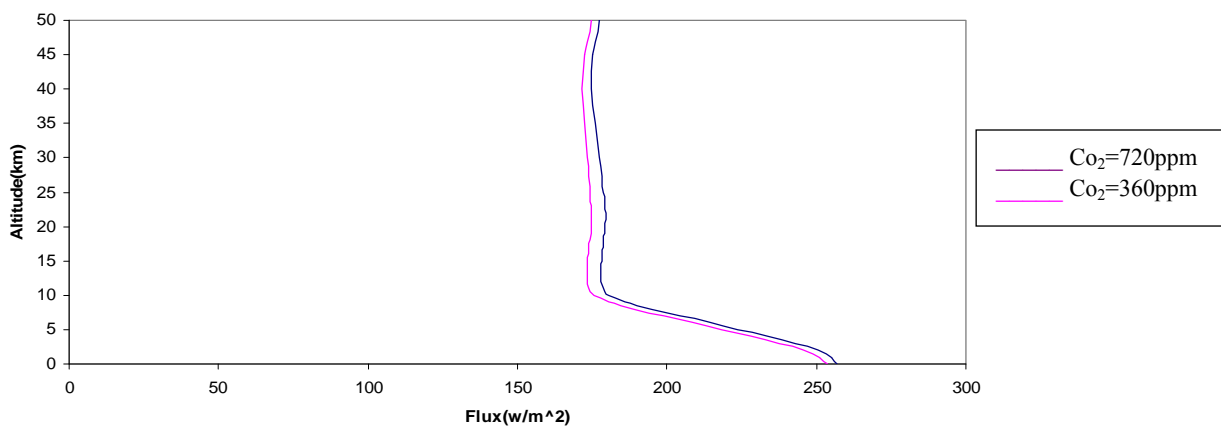
در این تحقیق میزان تأثیر کربن دی‌اکسید جوئی نیز در تعیین شار تابشی خالص در سطح و در جو با استفاده از مدل تابشی بررسی شده است. به این منظور با دوبرابر کردن ppm ۳۶۰ مقدار کربن دی‌اکسید جوئی روز ۲۶ اوت، تأثیر آن در محاسبه شارهای تابشی بالاسو و پایین‌سوی سطحی و ستون جو در همه نوار طول موج‌ها با اجرای مدل بررسی شد. نتایج نشان می‌دهد که تأثیر کربن دی‌اکسید بر شارهای تابشی طول موج کوتاه بسیار کم است. شارهای تابشی طول موج بلند با افزایش جوئی افزایش می‌یابند. شارهای تابشی طول موج بلند پایین‌سو بیشتر از شارهای تابشی طول موج بلند بالاسو تحت تأثیر تغییر در مقدار کربن دی‌اکسید جوئی هستند. بیشینه تفاوت نسبی با دوبرابر شدن مقدار کربن دی‌اکسید جوئی در شارهای تابشی طول موج بلند پایین‌سو ۱/۵ درصد و در شارهای تابشی طول موج بلند بالاسو ۰/۳ درصد است. شار تابشی پایین‌سوی مجموع طول موج بلند و کوتاه با افزایش کربن دی‌اکسید جوئی افزایش می‌یابد و بیشینه تفاوت نسبی ۲ درصد است. تأثیر افزایش کربن دی‌اکسید جوئی بر شار بالاسوی مجموع طول موج بلند و کوتاه یک‌دهم تأثیر آن بر شار تابشی پایین‌سو است. شار خالص تابشی، برآیند شار بالاسو در ظهر محلی کمتر و در ساعت‌های طلوع و غروب خورشید بیشتر تحت تأثیر دوبرابر شدن کربن دی‌اکسید جوئی قرار می‌گیرد. بیشینه تفاوت نسبی شار خالص تابشی در جوئی با کربن دی‌اکسید ppm ۳۶۰ با جوئی شامل ppm ۷۲۰ کربن دی‌اکسید، ۲ درصد است. شکل ۵ شار تابشی خالص طول موج بلند به دست آمده از مدل با دو غلظت متفاوت کربن دی‌اکسید ppm ۳۶۰ و ppm ۷۲۰ را نشان می‌دهد.

نتایج روشن می‌سازد که دو برابر شدن غلظت کربن دی‌اکسید جوئی شار تابشی پایین‌سوی

طول موج بلند را افزایش می‌دهد و بیشینه تأثیر با تفاوت نسبی ۱۴ درصد مربوط به ارتفاع ۱۴ کیلومتری است. شار بالاسوی طول موج بلند در نزدیک سطح با افزایش غلظت کربن دی‌اکسید جوئی افزایش می‌یابد و با دور شدن از سطح تأثیر آن عکس می‌شود و بیشترین کاهش در ارتفاع ۱۸ کیلومتری با تفاوت نسبی ۱/۵ درصد است. شار پایین‌سو در نوار طول موج‌های بلند بیشتر از شار بالاسو از این تغییر تأثیر می‌پذیرد. بنابراین، شار خالص طول موج بلند با افزایش غلظت CO<sub>2</sub> کاهش می‌یابد و بیشینه تفاوت نسبی ۳/۲ درصد در نزدیک سطح است که با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد. شارهای تابشی طول موج کوتاه با افزایش کربن دی‌اکسید جوئی کاهش می‌یابند اما نسبت به شارهای تابشی طول موج بلند، کمتر تحت تأثیر این تغییر قرار می‌گیرند. بیشترین تفاوت نسبی در ارتفاع ۱۴ کیلومتری و برابر ۰/۲ درصد برای شار پایین‌سو و ۰/۳ درصد شار خالص طول موج کوتاه است. شار تابشی پایین‌سوی مجموع طول موج‌های کوتاه و بلند با افزایش کربن دی‌اکسید جوئی افزایش می‌یابد. بیشینه تفاوت نسبی این شار در جوئی با کربن دی‌اکسید ppm ۷۲۰ در برابر جوئی با مقدار کربن دی‌اکسید جوئی ppm ۳۶۰ برابر ۰/۶ درصد در نزدیکی سطح است. شار تابشی بالاسوی مجموع طول موج‌های کوتاه و بلند در ستون جو با افزایش کربن دی‌اکسید کاهش می‌یابد. شار خالص تابشی برآیند شار تابشی بالاسو و پایین‌سوی مجموع طول موج‌های کوتاه و بلند با دو برابر شدن مقدار کربن دی‌اکسید جوئی افزایش می‌یابد و بیشینه تفاوت نسبی شار خالص در این دو جو برابر ۲ درصد و در ارتفاع ۱۰ کیلومتری است. شکل ۶ شار تابشی خالص به دست آمده از مدل با دو غلظت متفاوت کربن دی‌اکسید ppm ۳۶۰ و ppm ۷۲۰ را نشان می‌دهد.



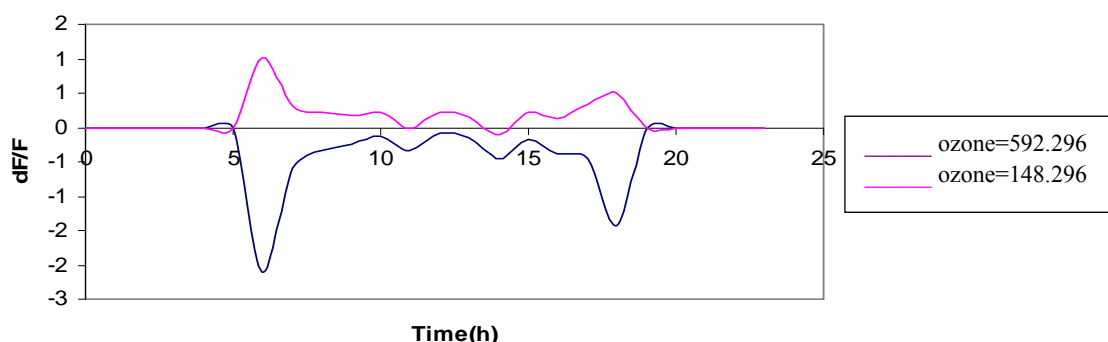
شکل ۵. شار تابشی خالص طول موج بلند به‌دست آمده از مدل با دو غلظت متفاوت کربن‌دی‌اکسید ۳۶۰ ppm و ۷۲۰ ppm.



شکل ۶. شار تابشی خالص به‌دست آمده از مدل با دو غلظت متفاوت کربن‌دی‌اکسید ۳۶۰ ppm و ۷۲۰ ppm.

کاهش می‌یابد و بیشینه تأثیر مربوط به طلوع خورشید با تفاوت نسبی ۲/۲ و ۱ درصد و کمینه تأثیر مربوط به ظهر محلی است. بنابراین، افزایش اوزون در نزدیک سطح، به‌مثابه یک بحران، تأثیر بیشتری نسبت به کاهش اوزون بر شار تابشی طول موج کوتاه در سطح دارد و در طلوع و غروب خورشید تأثیر تغییر اوزون نمود بیشتری پیدا می‌کند؛ زیرا پرتوهای خورشیدی از مسیر نوری بیشتری عبور می‌کنند. شار تابشی خالص در اثر کاهش اوزون افزایش می‌یابد. بیشینه تأثیر کاهش اوزون بر شار تابشی خالص ۷٪ درصد است. شکل ۷ تفاوت نسبی شار بالاسوی طول موج کوتاه با دو مقدار اوزون متفاوت ۵۹۲ و ۲۹۶ دابسون و دو مقدار اوزون متفاوت ۱۴۸ و ۲۹۶ دابسون را نشان می‌دهد.

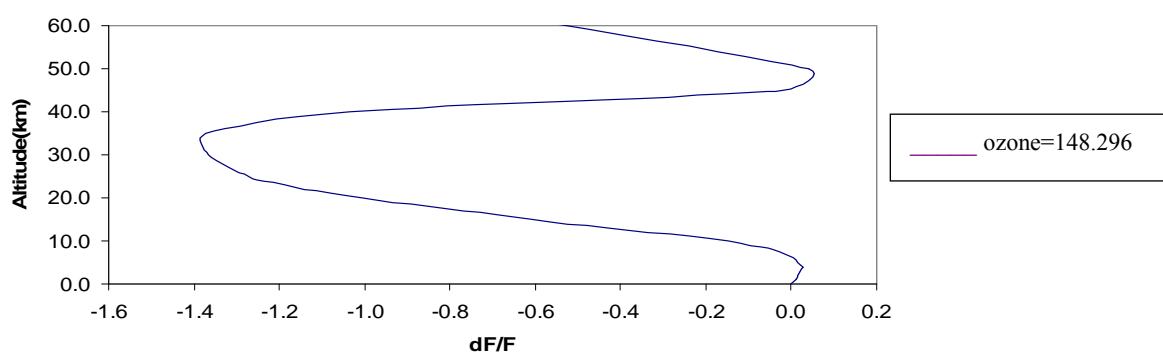
همچنین در این پژوهش میزان تأثیر تغییر اوزون جوئی در محاسبه شار تابشی خالص در سطح و در جو با استفاده از مدل بررسی شده است. به‌این‌منظور با دوبرابر و نصف کردن ۲۹۶ دابسون، مقدار اوزون جوئی روز ۲۶ اوت، تأثیر آن در محاسبه شارهای تابشی بالاسو و پائین‌سوی سطحی در نوار طول موج‌های کوتاه و بلند محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که شار تابشی بالاسو و پائین‌سوی طول موج کوتاه در سطح با کاهش اوزون افزایش می‌یابد و بیشینه تأثیر، مربوط به طلوع خورشید با تفاوت نسبی به‌ترتیب ۱/۲ و ۱ درصد و کمینه تأثیر مربوط به ظهر محلی است. همان‌طور که انتظار می‌رود با افزایش اوزون شار تابشی بالاسو و پائین‌سوی طول موج کوتاه در سطح



شکل ۷. تفاوت نسبی شار بالاسوی طول موج کوتاه با دو مقدار اوزون متفاوت ۵۹۲ و ۲۹۶ دابسون و دو مقدار اوزون متفاوت ۱۴۸ و ۲۹۶ دابسون.

مقدار خود برسد. شار بالاسوی طول موج بلند با کاهش اوزون جوئی تا ارتفاع ۵ کیلومتری کاهش می‌یابد ولی مجدداً با افزایش ارتفاع افزایش پیدا می‌کند و بیشینه تفاوت نسبی ۰/۸ درصد در ارتفاع ۳۰ کیلومتری است. شار تابشی خالص، به جز در نزدیک سطح زمین و ارتفاع ۵ کیلومتری، با کاهش اوزون کاهش می‌یابد و بیشینه تفاوت نسبی مربوط به ارتفاع ۳۰ کیلومتری با تفاوت نسبی ۱/۴ درصد است. همچنین، به غیر از نزدیکی سطح شار تابشی خالص با افزایش اوزون افزایش می‌یابد و بیشینه تفاوت نسبی مربوط به ارتفاع ۳۰ کیلومتری با تفاوت نسبی ۱/۷ درصد است. شکل ۸ تفاوت نسبی شار خالص تابشی با دو مقدار اوزون متفاوت ۱۴۸ و ۲۹۶ دابسون را نشان می‌دهد.

شار بالاسوی طول موج کوتاه با کاهش اوزون، به‌ویژه در ترازهای بالایی جو، افزایش می‌یابد. بیشترین تأثیر مربوط به ارتفاع حدود ۵۰ کیلومتر با تفاوت نسبی ۰/۴۵ درصد است. شار پایین‌سوی طول موج کوتاه با کاهش اوزون افزایش می‌یابد و با کاهش ارتفاع این تأثیر افزایش می‌کند ولی بیشترین تأثیر به صورت بی‌هنجاری مربوط به ارتفاع حدود ۵۰ کیلومتر با تفاوت نسبی ۰/۴ درصد است. ارتفاع ۵۰ کیلومتر مربوط به تراز است که کمترین مقدار اوزون جوئی وجود دارد. شار تابشی پایین‌سوی طول موج بلند با نصف شدن اوزون جوئی کاهش می‌یابد و با افزایش ارتفاع تفاوت نسبی شار در دو جو با مقادیر اوزون ۱۴۸ و ۲۹۶ دابسون افزایش می‌یابد تا در ارتفاع ۲۴ کیلومتری (که بیشینه مقدار اوزون در این ارتفاع است) به بیشینه



شکل ۸. تفاوت نسبی شارخالص تابشی با دو مقدار اوزون متفاوت ۱۴۸ و ۲۹۶ دابسون.

## ۵ نتیجه‌گیری

تغییر بخار آب در نزدیک سطح و ناشی از تغییر کربن‌دی‌اکسید و اوزون به ترتیب در ارتفاع‌های ۱۰ و ۳۰ کیلومتری رخ می‌دهد.

## منابع

- Husson, N. J., Scott, N. A. and Chédin, A., 2005, The 2003 edition of the GEISA/IASI spectroscopic database, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **95**, 429-467.
- Kato, S., Ackerman, T. P., Mather, J. H., Clothiaux, E. E., 1999, The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **62**, 109-121.
- Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Gallery, W. O., Chetwynd, J. H., Abreu, L. W., Selby, J. E. A., Clough, S. A. and Fenn, R. W., 1983, Atmospheric transmittance/radiance: Computer code LOWTRAN 6, Rep. AFGL-TR-83-0187, 200.
- Lindzen, R. S. and Will, D. I., 1973, An analytic formula for heating due to ozone absorption, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 513-515.
- Liou, K. N., 1980, An Introduction to Atmospheric Radiation. Harcourt Brace Jovanovich, 392.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1967, Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241-259.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1975, The effect of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model, *J. Atm. Sci.*, **32**, 3-15.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1980, On the distribution of climate change resulting from an increase in CO<sub>2</sub> content of the atmosphere, *J. Atm. Sci.*, **37**, 99-118.
- Metropolis, N. and Ulam, S., 1949, the Monte Carlo method, *J. the American statistic. association*, **44**, 335-341.
- Mitchell, J. F. B., 1989, The "greenhouse" effect and climate change, *Rev. Geophy.*, **27**(1), 115-39.
- Mitchell, J. F. B., Wilson, C. A. and Cunningham, W. M., 1987, On CO<sub>2</sub> climate sensitivity and model dependence of results, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 293-322.
- Mitchell, J. F. B., Davis, R. A., Ingram, W. J. and Senior, C. A., 1995, On surface temperature, greenhouse gases, and aerosol; Models and observations, *J. Climate*, **8**, 2364-2386.

نتایج حاصل از تعیین کارایی مدل تابشی SBDART، برای برآورد شار تابش خالص نزدیک سطح زمین در روزهایی صاف با آسمان بدون ابر در ماه‌های اوت، سپتامبر و اکتبر ۲۰۰۶ در منطقه کویری مرکز ایران، در ادامه خلاصه شده است. مدل چرخه شار تابشی را در کل شبانه‌روز از نظر فاز به خوبی نشان می‌دهد. تقریباً در همه روزها مقدار شار تابشی خالص سطحی به دست آمده از مدل با مشاهدات قبل از ظهر همخوانی بسیار مناسبی دارد، ولی در بعدازظهر مقادیر شبیه‌سازی شده با مدل، کوچک‌تر از مشاهدات است. این امر احتمالاً به علت تفاوت در تابع فاز پراکنشی هوامیزها و بزرگ‌تر بودن میزان پراکنش پیش‌سو در بعدازظهرها نسبت به صبح‌ها است. شار تابشی طول موج بلند خروجی از چرخه شبانه‌روزی دمای سطح پیروی می‌کند، که در اوایل بعدازظهر مقدار بیشینه و در اوایل صبح مقدار کمینه‌ای دارد، در صورتی که مدل مقدار متوسطی را برای دمای سطح در نظر می‌گیرد. شار خالص شبیه‌سازی شده با مدل در ساعت‌های شب (از ۶ عصر تا ۵ صبح) مقدار ثابت و منفی است. انتظار می‌رود که به کار بردن چرخه شبانه‌روزی واقعی دمای سطح، موجب بهبود نتایج مدل شود.

بررسی موردی میزان تأثیر عوامل مهم و مؤثر در محاسبه شار تابشی در سطح و ستون جو نشان داد که افزایش اوزون شار تابشی خالص در سطح را کاهش می‌دهد، در صورتی که افزایش بخار آب جوئی و کربن‌دی‌اکسید موجب افزایش شار تابشی خالص در سطح می‌شود. تغییر اوزون بر شارهای طول موج کوتاه تأثیر بیشتری دارد، در حالی که تغییر در میزان بخار آب و کربن‌دی‌اکسید بیشترین تأثیر را بر شار طول موج‌های بلند دارد. تغییر در میزان بخار آب جوئی، کربن‌دی‌اکسید و اوزون به ترتیب بیشترین تأثیر را بر شار تابشی خالص سطحی دارد. بیشینه تفاوت شار خالص تابشی ناشی از

- Mueller, J., Stuhlmann, R., Becker, R., Raschke, E., Rinck, H., Burkert, P., Monge, J., Sirou, F., Kandel, R., Tremas, T. and Pakhomov, L. A., 1997, Ground Characterization of the Scanner for Radiation Budget (ScaRaB) Flight Model 1, *J. Atm. and Ocean. Tech.*, **14**, 802-813.
- Retallack, B. J., 1973, *Compendium of Meteorology*, Secretariat of the World Meteorology Organization, 225.
- Ricchiuzzi, P., Yang, S. Gautier, C. and Sowle, D., 1998, SBDART: A research and teaching software tool for plane parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 2101-2114.
- Rothman L. S., Jacquemart, D., Barbe, A., Benner, D. C., Birk, M., Brown, L. R., Carleer, M. R., Chackerian, C., Chance, K., Coudert, L. H., Dana, V., Devi, V. M., Flaud, J. M., Gamache, R. R., Goldman, A., Hartmann, J. M., Jucks, K. W., Maki, A. G., Mandin, J. Y., Massie, S. T., Orphal, J., Perrin, A., Rinsland, C. P., Smith, M. A. H., Tennyson, J., Tolchenov, R. N., Toth, R. A., Auwera, J. V., Varanasi, P., Wagner, G., 2005, The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database source, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **96**, 139-204.
- Salby, M. L., 1996, *Fundamental of Atmospheric Physics*, Academic Press, 605.
- Spelman, M. and Bryan, K., 1991, Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO<sub>2</sub>. Part I: Annual-mean response, *J. Climate*, **4**, 785-817.
- Stamnes, K., 1981, A new look at the discrete ordinate method for radiative transfer calculations in anisotropically scattering atmospheres, *J. Atm. Sci.*, **38**, 387-399.
- Stamnes, K., Conklin, P., 1984, A new multi-layer discrete ordinate approach to radiative transfer in vertically inhomogeneous atmospheres, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **31**, 273-282.
- Takashima, T., 1975, A new approach of the adding method for the computations of emergent radiation of an inhomogeneous plane-parallel planetary atmosphere, *Astrophysics and Space Science*, **36**, 319-328.
- Wiscombe, W. J. and Warren, S. G., 1980, A model for the spectral albedo of snow, Part I: Pure snow, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2712-2733.