مقاله پژوهشی

علوم و تکنولوژی محیط‌زیست، دوره بیست و هفت، شماره نه، آذرنماه ۱۴۰۴ (۶۱-۷۱)

مدل‌سازی و تفکیک اثرات پرتوی خورشیدی و گل‌خانه‌ای

امیرحسین نجف‌زاده [۱]
زهره طباطبایی نسب [۲] *
zohre.tabatabaienasab@iau.ac.ir
محمدعلی دهقان تفتی [۳]

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۹/۱۴ **تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۱۶**

چکیده

زمینه و هدف: پژوهش حاضر اهمیت نسبی دو اثر مخالف هم در گرمایش سراسری را هدف‌گذاری کرده است. در طیفی از این گرمایش سراسری، اثر گل‌خانه‌ای و در طیفی دیگر اثر پرتوی خورشیدی قرار دارد. به دلیل مشاهده مجموع دو اثر، تشخیص دو اثر به طور مستقیم ممکن نیست. از آن‌جایی‌که وجود اثر پرتوی خورشیدی اهمیت اثر گل‌خانه‌ای را در هاله‌ای از ابهام قرار می‌دهد، تفکیک این دو اثر ضرورت می‌یابد.

روش بررسی: در این تحقیق از یک مدل اقلیمی ساده بهره گرفته شده است. مدل اقلیمی مورد استفاده در این پژوهش براساس این ایده شکل گرفته است که مازاد یا کسری در تراز انرژی منجر به تغییر در دما می‌شود، بدین ترتیب مدل اقلیمی با توجه به تعادل انرژی زمین مدل‌سازی شد. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش از ۱۷۰ ایستگاه هواشناسی برای بازه زمانی ۲۰۱۰ - ۱۹۵۰ استخراج شدند. از بین این ایستگاه‌های هواشناسی بعد از اعمال تعدیلاتی، ۱۲۰ ایستگاه هواشناسی باقی ماند که در برآورد مدل و پارامترها مورد استفاده قرار گرفت. به منظور برآورد پارامترها از روش پانل پویا استفاده و نتایج به تحلیل حساسیت معطوف گردید.

یافته‌ها: طی ۶۱ سال (۲۰۱۰-۱۹۵۰) دما با تخمینی معادل $^{\circ}C$ ۰/۷۷ افزایش یافته است که این مقدار به صورت یک اثر گل‌خانه‌ای به میزان $^{\circ}C$ ۱/۹۷، یک اثر پرتوی خورشیدی به میزان $^{\circ}C$ ۱/۰۸ و یک جمله باقی‌مانده به میزان ۰/۱۲ تجزیه می‌شود.

بحث و نتیجه‌گیری: اثر پرتوی خورشیدی ۵۵ درصد از اثر گل‌خانه‌ای را تحت پوشش قرار می‌دهد. از این رو چشم پوشی از تضعیف نور به طور جدی منجر به برآورد پایینی از اثر گل‌خانه‌ای می‌شود.

واژه‌های کلیدی: گرمایش سراسری، تعادل انرژی، داده‌های ترکیبی، تحلیل حساسیت.

طبقه بندی JEL: C51، C33، Q54.

---

[۱] کارشناس ارشد اقتصاد انرژی، گروه اقتصاد، واحد یزد، دانشگاه آزاد اسلامی، یزد، ایران
[۲] دانشیار گروه اقتصاد، واحد یزد، دانشگاه آزاد اسلامی، یزد، ایران *(مسوول مکاتبات)
[۳] استادیار گروه اقتصاد، واحد یزد، دانشگاه آزاد اسلامی، یزد، ایران

J. Env. Sci. Tech., Vol. 27, No. 9, November, 2025

Modeling and Separation of the Green House and Solar Radiation Effects

Amirhossein Najafzade [1]
Zohre Tabatabaienasab [2*]
zohre.tabatabaienasab@iau.ac.ir
Mohammad Ali Dehgan Tafti [3]

Accepted Date: December 4, 2024 Date Received: March 6, 2025

Abstract
Introduction: This research investigates the relative importance of two opposing effects on global warming. On one hand of this global warming there is the greenhouse effect and on the other hand there is solar radiation effect. Identifying the two effects is not straightforward because only the sum of the two effects is observed. Decomposing the two effects is important because the existence of the solar radiation effect obscures the magnitude of the greenhouse effect.
Material and Methods: A simple climate model is used in this research. The climate model is based on the idea that a surplus or a deficit in the energy balance causes a change in temperature. Therefore, the climate model is modeled according to the earth's energy balance. The data used in this research is gathered from 170 weather stations for the period 1950 – 2010. Among these weather stations, after some adjustments, 120 weather stations remained and were used in estimating the model and parameters. The parameters are estimated by using Dynamic Panel method and the results are extended to sensitive analysis.
Results and Discussion: During the 61 years (1950–2010) temperature increased by an estimated 0.77°C, which is decomposed as a greenhouse effect of 1.97 °C, a solar radiation effect of 1.08 °C, and a remainder term of 0.12. The solar radiation effect is masking 55% of the greenhouse effect. Thus ignoring dimming causes a serious underestimation of the greenhouse effect.

Keywords: Global Warming, Energy Balance, Dynamic Panel, Sensitive Analysis.

JEL Classification: C51, C33, Q54.

[1] MA in energy economics. Department of Economics, Yazd Branch, Islamic Azad University, Yazd, Iran
[2] Associate Professor, Department of Economics, Yazd Branch, Islamic Azad University, Yazd, Iran (Corresponding Author)
[3] Assistant Professor, Department of Economics, Yazd Branch, Islamic Azad University, Yazd, Iran

مقدمه

با گذشت زمان زمین گرم‌تر می‌شود و فعالیت‌های صورت گرفته به‌دست بشر دلیل عمده آن است. البته در خصوص گرمایش جهانی مقداری ابهام وجود دارد. حجم CO_2 موجود در اتمسفر در حدود۵۲ درصد طی سال‌های ۱۷۵۰ تا۲۰۲۴ افزایش داشته است که این مهم عمدتاً به دلیل احتراق ذغال سنگ و جنگل‌زدایی مناطق حاره‌ای است[۱]. گازهای گل‌خانه‌ای به صورت یک لایه پوششی عمل کرده و در نتیجه منجر به گرم شدن زمین می‌شوند (اثر گل‌خانه‌ای). به دلیل عمر طولانی CO_2 در اتمسفر، این اثر سراسری است. اثر دوم اثر پرتوی خورشیدی است که در بین عموم از جایگاه شناخته شده‌ای برخوردار نیست. آلودگی که تا حدی برحسب ذرات ریز آئروسل نامیده می‌شود، نور خورشید را در اتمسفر جذب و منعکس می‌کند و بدین طریق باعث می‌شود تا ابرها بازتابنده شوند. آئروسل‌ها نسبت به گازهای گل‌خانه‌ای که عمری بالغ بر ۱۰۰ سال دارند از عمر کوتاهی (در حدود یک هفته) برخوردار هستند. به عنوان یک نتیجه تضعیف نور، می‌توان به سردتر شدن زمین اشاره نمود که به این مهم اثر پرتوی خورشیدی نیز اتلاق می‌شود. بنابراین گرمایش سراسری شامل دو مؤلفه اثر (سراسری) گل‌خانه‌ای و اثر (محلی) پرتوی خورشیدی است که در جهت عکس یک‌دیگر عمل می‌کنند.

زمانی که افزایشی در دما اتفاق می‌افتد، تنها مجموع دو اثر گل‌خانه‌ای و پرتوی خورشیدی در نظر گرفته می‌شود (نه به صورت جداگانه). از این رو در این پژوهش به تفکیک این دو اثر پرداخته شده است که در مجموع به طور گسترده گرمایش جهانی را تعیین می‌کنند. این امر از این نقطه نظر حایز اهمیت است که سیاست‌گذاران در کاهش میزان آئروسل موفق بوده و در کاهش CO_2 از موفقیت کم‌تری برخوردار هستند. کاهش در آئروسل منجر به هوایی پاک‌تر شده و در عوض باعث اثر پرتوی خورشیدی بیش‌تری می‌شود. کاهش در میزان آئروسل نشان دهنده اثر مثبت و افزایش پرتوی خورشیدی نشان دهنده اثر منفی است. بنابراین، اثر پرتوی خورشیدی که مقدار و حجم اثر گل‌خانه‌ای را در هاله‌ای از ابهام قرار می‌دهد سبب می‌شود تا پیش‌بینی‌ها، اثر پرتوی خورشیدی را نادیده انگاشته و افزایش دما را ناچیز نشان دهند. روش‌های فعلی به منظور ارزیابی اثر گازهای گل‌خانه‌ای در حضور آئروسل‌ها که عمدتاً از مدل‌های اقلیمی سراسری استفاده می‌کنند، نیازمند تعداد بی‌شماری از پارامترها هستند که مقادیر آن‌ها به طور نمونه به وسیله درجه-بندی به‌دست می‌آید تا برآورد آن‌ها. پایایی این قبیل مدل‌ها توسط ریسنن[1] (۲۰۰۷) مورد بررسی قرار گرفته است [۲].

مقادیر اثر گازهای گل‌خانه‌ای و آئروسل‌ها در دما به طور وسیعی نوسان می‌کند، بنابراین می‌توانند مکمل بحث تغییرات اقلیمی نیز در نظر گرفته شوند.

مبانی نظری

زمین و اتمسفر (به عبارتی جو) آن انرژی مورد نیاز خود را به شکل پرتوی با طول موج کوتاه از خورشید دریافت می‌کنند که بخشی از آن جذب و انرژی ترکیب شده با پرتوی جذب شده به فضا با طول موج بلند برگشت داده می‌شود. تا زمانی‌که حجم ورودی پرتوی خورشیدی جذب شده توسط زمین و اتمسفر با انتشار حجم یکسانی از پرتوی خروجی توسط زمین و اتمسفر متعادل می‌شود، دمای زمین ثابت باقی خواهد ماند. حجم پرتوی خورشیدی که به اتمسفر زمین می‌رسد در حدود ۳۴۱ وات در متر مکعب (Wm^{-2}) است. پرتوی خورشیدی دارای یک طول موج کوتاه است و از این رو بیش‌تر پرتوهای خورشیدی از اتمسفر عبور کرده و به سطح زمین می‌رسند (۱۸۴ Wm^{-2}). مقداری از پرتوی خورشیدی به دلیل وجود ذرات ریز (آئروسل) و ابرهای موجود در جو به فضا برگشت داده شده (۷۹ Wm^{-2}) و مقداری دیگر در اتمسفر جذب می‌شود (۷۸ Wm^{-2}). زمانی‌که پرتوی خورشید به سطح زمین می‌رسد قسمتی از آن جذب و به پرتوی با طول موج بلند تبدیل شده (۱۶۱ Wm^{-2}) و مقداری از آن با طول موج کوتاه به فضا برگشت داده می‌شود (۲۳ Wm^{-2}). زمین انرژی مشتمل بر پرتوی با طول موج بلند (۳۹۶ Wm^{-2}) و گرمای نهان و محسوس (۹۸ Wm^{-2}) را آزاد می‌کند (۴۹۴ Wm^{-2}). بیش‌تر پرتوهای با طول موج بلند ساتع شده در اتمسفر توسط ابرها جذب می‌شوند که در نتیجه گازهای گل‌خانه‌ای را شکل می‌دهند. پرتوی با طول موج بلند ساتع شده توسط اتمسفر به فضا برگشت داده شده (۲۳۹ Wm^{-2}) یا دوباره به سمت زمین متشعشع می‌شود (۳۳۳ Wm^{-2}). بنابراین انرژی جذب شده توسط سطح زمین شامل دو مؤلفه طول موج کوتاه خورشید (۱۶۱ Wm^{-2}) و طول موج بلند اتمسفر (۳۳۳ Wm^{-2}) است. بدون مؤلفه طول موج بلند میانگین دمای زمین در حدود ۱۸- $^{\circ}C$ خواهد بود، درحالی‌که این مقدار در حقیقت در حدود ۱۳/۵ $^{\circ}C$ است. موجودیت مؤلفه طول موج بلند به دلیل حضور گازهای گل‌خانه‌ای (و ابرها) است که به عنوان یک لایه پوششی برای پرتوی با طول موج بلندی که از سطح زمین می‌رسد عمل می‌کند (اثر گل‌خانه‌ای). یکی از مهم‌ترین گازهای گل‌خانه‌ای CO_2 است. درحالی‌که اثر گل‌خانه‌ای طبیعی برای اقلیم زمین حیاتی است، فعالیت بشر آن را تشدید می‌کند. زمین در حال گرم‌تر شدن است (گرمایش سراسری) و به نظر می‌رسد که اثر گل‌خانه‌ای

[1] Raisanen

ایجاد شده به دست بشر مسوول اصلی این شتاب است. اثر گل‌خانه‌ای یک اثر جهانی است و از این رو صنایع سنگین و جنگل‌زدایی در یک منطقه مردم سراسر جهان را تحت‌الشعاع خود قرار می‌دهد. آلودگی افزایش یافته نه تنها باعث تمرکز بالاتر CO_2 بلکه باعث افزایش آئروسل‌ها نیز می‌شود. یک افزایش در آئروسل‌ها باعث می‌شود نور خورشید کم‌تری به سطح زمین برسد (تضعیف نور سراسری) و از این حیث منجر به خنک‌تر شدن زمین می‌شود (اثر پرتوی خورشیدی).

تت[1] و همکاران (۲۰۰۲) اثر گل‌خانه‌ای ۰/۹ °C را طی قرن گزارش می‌دهند [۳]. استات[2] و همکاران (۲۰۰۶) به این مهم دست یافتند که گرمایش ۱/۳ – ۰/۷ °C به دلیل گازهای گل‌خانه‌ای و سرمایش ۰/۴۹ – ۰/۳۳ °C به دلیل آئروسل‌ها است [۴].آلن[3] و همکاران (۲۰۰۶) نشان دادند اثر گل‌خانه‌ای قرن بیستم در محدوده ۱/۲ – ۰/۳ °C با سرمایش ۰/۷ °C (به علت آئروسل‌ها) قرار دارد [۵]. لازم به ذکر است که نتایج به‌دست آمده در این پژوهش اهمیت بیش‌تر اثر گل‌خانه‌ای را مورد تأیید قرار می‌دهد. در خصوص اثر پوششی پرتوی خورشیدی، کراتزن[4] و همکاران (۲۰۰۳) یک اثر پوششی ۴۵ درصد از سال ۱۸۵۰ تا ۲۰۰۲ را گزارش می‌دهند[۶]. هم‌چنین به طور مشابه، تطبیق استدلال‌های آن‌ها بلوین[5] و همکاران (۲۰۰۵) و مایر[6](۲۰۰۹) به ترتیب به مقادیر ۷۰ درصد و ۱۱ درصد می‌انجامد [۷ و ۸]. برای دوره زمانی ۲۰۰۲ – ۱۹۳۰، رامنتن[7] و همکاران (۲۰۰۵) به این مهم دست یافتند که به طور محتمل علت پوشانده شدن آئروسل‌ها به میزان ۵۰ درصد گرمایش سطح، افزایش سراسری گازهای گل‌خانه‌ای است [۹].

همچنین دل‌موت[8] و همکاران (۲۰۲۱) نشان می‌دهند که اثر خالص تابشی آئروسل‌ها همچنان منفی است و بخشی از گرمایش ناشی از CO_2 را **پنهان‌سازی** می‌کند، اما این اثر قادر به خنثی‌سازی روند غالب گرمایش نیست [۱۰]. به‌طور مشابه، فورستر[9] و همکاران (۲۰۲۱) تأکید می‌کنند که کاهش انتشار آئروسل‌ها در دهه‌های اخیر سبب آشکارتر شدن اثر واقعی گازهای گل‌خانه‌ای بر دمای سطح زمین شده است [۱۱]. همچنین اسمیت[10] و همکاران (۲۰۲۴) برآورد می‌کنند که سهم انسان از گرمایش کنونی جهان به حدود **۱/۲ درجه سلسیوس** رسیده و نقش آئروسل‌ها عمدتاً به‌صورت یک عامل تعدیل‌کننده موقت عمل می‌کند، نه یک عامل جبران‌کننده پایدار [۱۲].

فورستر و همکاران (۲۰۲۳) با ارائه شاخص‌های به‌روز اقلیم جهانی نشان می‌دهند که تداوم افزایش CO_2 و سایر گازهای گل‌خانه‌ای، عامل اصلی عدم تعادل تراز انرژی زمین در دهه‌های اخیر بوده است [۱۳]. از سوی دیگر، نتایج به‌دست‌آمده توسط تورنهیل[11] و همکاران (۲۰۲۴) نشان می‌دهد که نیروی تابشی مؤثر گازهای گل‌خانه‌ای به‌مراتب بزرگ‌تر و پایدارتر از اثرات پرتوی خورشیدی بوده و کاهش اخیر آئروسل‌ها سبب آشکارتر شدن شدت واقعی اثر گل‌خانه‌ای شده است [۱۴].

تصریح مدل

درصورتی‌که تعادل انرژی در زمین دقیقاً حفظ شود، تعادل‌های انرژی در سطح زمین و اتمسفر ترکیب می‌شوند.

معادله (۱)
$$E^{sin} - E^{lout} = 0$$

که در آن E^{sin} = (۱۶۱+۷۸) Wm^{-2} نشان دهنده پرتوی خورشیدی ورودی با طول موج کوتاه است که به زمین رسیده و توسط زمین یا اتمسفر جذب می‌شود. هم‌چنین E^{lout}= ۲۳۹ Wm^{-2} نشان دهنده پرتوی با طول موج بلند حذف شده از اتمسفر است. در واقعیت، تعادل انرژی به صورت دقیق نگه داشته نمی‌شود و این عدم تعادل منجر به تغییر در دما شده و به صورت زیر مدل‌سازی می‌گردد:

معادله (۲)
$$\frac{c\,(TEMP_{t+\Delta t} - TEMP_t)}{\Delta t} = E_t^{sin} - E_t^{lout}$$

E^{exch} بیان‌گر جریان خالص ورودی و یا خروجی (انرژی تبادل) است. بنابراین، درصورتی‌که تعادل انرژی به صورت کاملاً دقیق در ایستگاه هواشناسی i نگه داشته شود در این صورت $E_{it}^{sin} - E_{it}^{lout} + E_{it}^{exch} = 0$ خواهد بود، لیکن زمانی‌که عدم تعادل برقرار است اختلاف موجود بار دیگر در تغییر در دمای محلی ($TEMP_{it}$) که برای ایستگاه i در زمان t مدل‌سازی شده است نمایان می‌شود. لذا داریم:

معادله (۳)
$$\frac{c\,(TEMP_{i,t+\Delta t} - TEMP_{it})}{\Delta t} = E_{it}^{sin} - E_{it}^{lout} + E_{it}^{exch}$$

معادله (۳) نقطه آغاز مدل اقتصاد سنجی اقلیم مورد استفاده در

[1] Tett
[2] Stott
[3] Allen
[4] Crutzen
[5] Bellouin
[6] Myhre
[7] Ramanathan
[8] Delmotte
[9] Forster
[10] Smith
[11] Thornhill

این پژوهش است. چهار جمله انرژی به پرتوی خورشیدی، تمرکز گاز گل‌خانه‌ای و دما بستگی خواهند داشت. مدل اقتصاد سنجی مورد استفاده در این پژوهش براساس معادله (۳) برحسب سال است (سال ۱ = Δt):

معادله
$$c\left(TEMP_{i,t+1} - TEMP_{it}\right) = E_{it}^{sin} - E_{it}^{lout} + E_{it}^{exch} \quad (۴)$$

انرژی خروجی با طول موج بلند یک تابع (غیرخطی) فزآینده‌ای از دما است و هم‌چنین به تمرکز گازهای گل‌خانه‌ای در اتمسفر[۱] بستگی دارد. با فرض آهنگ کاهش عمودی ثابت، دمای اتمسفر به صورت خطی بستگی به دمای سطح زمین دارد. از آن‌جایی‌که تصور می‌شود گازهای گل‌خانه‌ای در سرتاسر جهان پخش می‌شوند، اثرات آن‌ها را به صورتی‌که در کل ایستگاه‌های هواشناسی ثابت باشند مدل‌سازی می‌نماییم. براساس این ملاحظات، انرژی خروجی با طول موج بلند را با استفاده از تابع خطی $E_{it}^{lout} = b_0 + b_1\overline{TEMP_t} + b_2(TEMP_{it} - \overline{TEMP_t}) - b_3\log(CO2_t)$ تقریب می‌زنیم که در آن $\overline{TEMP_t}$ نشان دهنده میانگین دما در سال t بوده و $b_1 \geq b_2 \geq 0$ و $b_3 \geq 0$ است. بار دیگر، دو اثر سراسری و محلی در نظر گرفته می‌شود. در نهایت، جمله انرژی تبادل (E_{it}^{exch}) به صورت $E_{it}^{exch} = c_0 - c_1(TEMP_{it} - \overline{TEMP_t})$ با $c_1 \geq 0$ مدل‌سازی می‌شود. بنابراین زمانی‌که دمای محلی در ایستگاه هواشناسی i بزرگ‌تر از میانگین دما است، در این صورت یک جریان ریزش (بیرونی) انرژی از ایستگاه i وجود دارد و زمانی‌که دمای محلی پایین‌تر از میانگین است در این صورت ریزش درونی وجود دارد. بعد از جای‌گذاری این تصریحات در معادله (۴) و بعد از تبدیلات پارامتری مناسب، روابط زیر به‌دست می‌آید:

معادله
$$TEMP_{i,t+1} = \beta_1 TEMP_{it} + \beta_2 RAD_{it} + \lambda_t \quad (۵)$$

معادله
$$\lambda_t = \gamma_0 + \gamma_1\overline{TEMP_t} + \gamma_2\overline{RAD_t} + \gamma_3\log(CO2_t) \quad (۶)$$

β ها و γ ها قابل برآورد هستند. باید توجه نمود که سیستم (هم در سطح سراسری و هم در سطح محلی) که به وسیله $TEMP_{i,t+1} = TEMP_{it}$ برای تمامی ایستگاه‌های هواشناسی i در سال t داده شده به‌دست می‌آید، تمایل دارد تا در یک وضعیت با رشد مداوم دما را افزایش دهد. میانگین رشد مدوام (وضعیت پایای) دمای سراسری در سال t توسط $\overline{TEMP_t^e}$ و وضعیت پایای دمای محلی در ایستگاه هواشناسی i در سال t توسط $TEMP_{it}^e$ نشان داده خواهد شد. در این صورت وضعیت پایای دماها به صورت زیر خواهد بود:

معادله (۷)
$$\overline{TEMP_t^e} = \frac{\gamma_0 + (\beta_2 + \gamma_2)\overline{RAD_t} + \gamma_3\log(CO2_t)}{1 - \beta_1 - \gamma_1}$$

معادله (۸)
$$TEMP_{it}^e = \overline{TEMP_t^e} + \frac{\beta_2}{1 - \beta_1}(RAD_{it} - \overline{RAD_t})$$

بنابراین میانگین وضعیت پایای دمای سراسری توسط میانگین سطح پرتوی خورشیدی و سطح گازهای گل‌خانه‌ای تعیین می‌شود (که این مهم در CO_2 نمایان می‌شود). وضعیت پایای دمای محلی ممکن است از میانگین وضعیت پایای دمای سراسری (با یک انحراف در سطح پرتوی خورشید محلی) منحرف شود. با استفاده از روابط (۷) و (۸) می‌توان تغییر در وضعیت پایای دمای سراسری یا محلی را به اثرات پرتوی خورشیدی و گل‌خانه‌ای تجزیه کرد. به عنوان مثال، تغییر در وضعیت پایای دمای سراسری به صورت زیر قابل محاسبه است

معادله (۹)
$$\Delta\overline{TEMP_t^e} = \frac{\beta_2 + \gamma_2}{1 - \beta_1 - \gamma_1}\Delta\overline{RAD_t} + \frac{\gamma_3}{1 - \beta_1 - \gamma_1}\Delta\log(CO2_t)$$

با به کارگیری مجدد روابط (۷) و (۸)، معادلات (۵) و (۶) به صورت زیر بازنویسی می‌شوند:

$$TEMP_{i,t+1} - TEMP_{it} = (1 - \beta_1)(TEMP_{it}^e - TEMP_{it}) - \gamma_1(\overline{TEMP_t^e} - \overline{TEMP_t})$$

چنان‌چه خطای تخمین در نظر گرفته نشود، فرض می‌شود توسعه دما در طول زمان و ایستگاه‌های هواشناسی توسط روابط (۵) و (۶) تعیین شود که در آن اندیس i =۱ ,..., N نشان دهنده ایستگاه‌های هواشناسی (N =۱۲۰) و t =۱ ,..., T بیان‌گر سال (T =۶۱) است. به هر حال، نااطمینانی قابل ملاحظه‌ای در رابطه با متغیرهای حذف شده و غیر خطی و بسیاری مسایل دیگر وجود دارد. خطای تخمین از طریق سه کانال معرفی می‌شود. اولین کانال اثر معین ایستگاه α_i است، این کانال هر نوع اثر معین برای ایستگاه هواشناسی i را ارایه می‌کند و در طول زمان تغییر نمی‌کند (حداقل، در طول دوره نمونه تغییر نمی‌یابد). دومین کانال اثر تعیین زمان η_t است که اثرات زمانی مستقل ایستگاه را مشخص می‌کند که توسط $\overline{\mathrm{TEMP_t}}$، $\overline{RAD_t}$، و $\log(CO2_t)$ به‌دست نیامده بود و سومین کانال اثر غیر

[۱] در این پژوهش تمرکز گازهای گل‌خانه‌ای در اتمسفر با تمرکز CO_2 نشان داده می‌شود.

سیستماتیک (u_{it}) مستقل زمان و تعیین ایستگاه است. معرفی این سه جمله خطا منجر به تصریح اقتصاد سنجی زیر برای ایستگاه هواشناسی i در سال t می‌شود:

$$TEMP_{i,t+1} = \beta_1 TEMP_{it} + \beta_2 RAD_{it} + \alpha_i + \lambda_t + u_{i,t+1}$$ معادله (۱۰)

$$\lambda_t = \gamma_0 + \gamma_1 \overline{TEMP_t} + \gamma_2 \overline{RAD_t} + \gamma_3 log(CO2_t) + \eta_t$$ معادله (۱۱)

در تصریح صورت گرفته یک رابطه مقطعی از طریق اثرات زمانی (λ_t) وجود دارد. به منظور بررسی این وابستگی، رابطه (۱۰) مشروط به λ_t فرض شده و با λ_t داده شده فرض می‌شود که ایستگاه‌های هواشناسی مستقل از هم هستند. از این رو، λ_t هم‌بستگی مقطعی را نشان می‌دهد. فرض استقلال ایستگاه‌های هواشناسی مشروط بر اثرات زمانی می‌باشد. از این رو، برای هر ایستگاه هواشناسی i و دوره زمانی t موجود در پایگاه داده باید فرض شود که:

$$E[\alpha_i + u_{it}] = 0 \quad \text{(A1)}$$
$$E[u_{i,t-s}(\alpha_i + u_{it})] = 0 \quad (s \geq 1) \quad \text{(A2)}$$
$$E[\Delta RAD_{i,t-s}\Delta u_{it}] = 0 \quad (s \geq 1) \quad \text{(A3)}$$
$$E[TEMP_{i,t-s}\Delta u_{it}] = 0 \quad (s \geq 2) \quad \text{(A4)}$$
$$E[\Delta TEMP^{e}_{i,t-s}(\alpha_i + u_{it})] = 0 \quad (s \geq 1) \quad \text{(A5)}$$
$$TEMP_{i,\tau} = TEMP^{e}_{i,\tau} \quad (\tau \leq 1) \quad \text{(A6)}$$

فروضات A1 و A2، فروضات هم‌بستگی صفر و میانگین صفر استاندارد برای تعیین ایستگاه و جملات خطای نامتعارف بوده و فروضات A3 و A4، فروضات هم‌بستگی صفر استاندارد مابین متغیرهای مستقل و یا وابسته تأخیری و جملات خطا هستند. فرض A5 مربوط به تغییر در وضعیت پایای دما است و تأکید می‌کند که جملات خطای آینده با این تغییر به صورت سیستماتیکی منحرف نمی‌شوند. علاوه بر این، فرض A6 بیان‌گر این مطلب است که سیستم در برخی از نقاط در گذشته (صرفنظر از i) در وضعیت پایا بوده است. اگر (مشروط به اثرات زمان) خطاهای نامتعارف u_{it} در ایستگاه‌های هواشناسی به صورت مستقل فرض شده و رابطه A2 برآورد شود، در این صورت جمله خطای کامل در معادلات (۱۰) تا (۱۱) برابر با $\alpha_i + \eta_t + u_{i,t+1}$ خواهد بود. این مهم ایجاب می‌کند که هم‌بستگی زمانی و مقطعی در مدل ایجاد شود. این حقیقت را می‌توان تحت فروضات استقلال میانگین اضافی (که دلالت بر فرض A1 دارد) نشان داد. در وهله اول با فرض هم‌بستگی در طی زمان، $cov(TEMP_{i,t+1}, TEMP_{it}) = C_1 + C_2$ خواهد بود. به‌طوری‌که C_1 و C_2 به ترتیب نشان دهنده کوواریانس به‌دست آمده توسط قسمت سیستماتیک و کوواریانس به‌دست آمده توسط جملات اخلال است. به‌طوری‌که

$$C_1 = E\left(cov(TEMP_{i,t+1}, TEMP_{it}|I_{it})\right)$$
$$C_2 = cov\left(E(TEMP_{i,t+1}|\mathrm{I}_{it}), E(TEMP_{it}|\mathrm{I}_{it})\right)$$

است. در این دو رابطه

$$I_{it} = \begin{Bmatrix} TEMP_{i,t-1},\ RAD_{it}, RAD_{i,t-1}, CO2_t, \\ CO2_{t-1}, \overline{TEMP_{t-1}}, \overline{RAD_t}, \overline{RAD_{t-1}} \end{Bmatrix}$$

نشان دهنده مجموعه شرطی است. از طرفی کوواریانس براساس جملات خطا مشروط به I_{it} است. به هر حال لازم به ذکر است که پژوهش حاضر بیش‌تر بر C_2 معطوف شده و در بخش برآورد پارامترها نشان داده می‌شود که C_2 نسبتاً کوچک است. فرض استقلال میانگین اضافی به صورت $E(\alpha_i + \eta_t + u_{i,t+1}|\mathrm{I}_{it}) = 0$ است و ایجاب می‌کند تا میانگین انتظارات شرطی برابر با انتظارات غیر شرطی شود. براساس فروضات توزیعی داریم:

$$\begin{aligned} C_2 = {} & \beta_1 var(\alpha_i + u_{it}) \\ & + \gamma_1 cov(\bar{\alpha} + \bar{u_t}, \alpha_i \\ & + u_{it}) \\ & + (\beta_1 + \gamma_1) var(\eta_{t-1}) \\ & + var(\alpha_i) \\ & + cov(\alpha_i, u_{i,t+1}) \end{aligned}$$ معادله (۱۲)

این معادله نشان می‌دهد که ساختار خطا به دو روش، هم‌بستگی زمانی را ایجاد می‌کند. اول توسط طبیعت خود رگرسیونی مدل که توسط سه جمله اول (در صورتی که $\beta_1 \neq 0$ یا $\gamma_1 \neq 0$ باشد) به‌دست می‌آید و دوم توسط هم‌بستگی اثر انفرادی با خود و با جمله اخلال نامتعارف ("ناهمگنی مشاهده نشده") که توسط دو جمله انتهایی حاصل می‌شود. با در نظر گرفتن هم‌بستگی فضایی رابطه $cov(TEMP_{i,t+1}, TEMP_{j,t+1})$ را مشابه روش قبل، لیکن با مجموعه شرطی متفاوت تجزیه کرده و آن را می‌نامیم.

$$\Gamma_{ijt} = \{TEMP_{it}, RAD_{it}, TEMP_{jt}, RAD_{jt}, \overline{TEMP_t}, \overline{RAD_t}, CO2_t\}$$

برخی از مشاهدات پرتوی خورشیدی گمشده هستند و این مهم ممکن است باعث به وجود آمدن مسأله انتخاب شود. این قسمت از پژوهش حاضر سعی در توضیح این مطلب دارد که به منظور ایجاد محدودیت‌های لحظه‌ای مانند پارامترهای موجود در معادله (۱۰) که می‌توانند به روش GMM[1] در حضور مشاهدات گمشده برآورد شوند، چگونه می‌توان فروضات توزیعی

[1] Generalized Method of Moments

A1 - A6 را دست‌کاری نمود. لذا در این قسمت به معرفی متغیر انتخابی r_{it} پرداخته شده است، بدین صورت که اگر مشاهده (i, t) در پرتوی خورشیدی گمشده است بنابراین $r_{it} = 0$ و درصورتی‌که مشاهده موجود باشد $r_{it} = 1$ خواهد بود. محدودیت‌های لحظه‌ای زیر در برآورد پارامترهای معادله (۱۰) استفاده می‌شود:

$$E\sum_{t=2}^{T}[r_{i,t-1}(\alpha_i + u_{it})] = 0 \quad \text{(M1)}$$

$$vE[r_{i,t-1}r_{i,t-2}\Delta u_{it}] = 0 \quad (t = 3, \dots, T) \quad \text{(M2)}$$

$$E\sum_{t=3}^{T}[r_{i,t-1}r_{i,t-2}\Delta RAD_{i,t-1}\Delta u_{it}] = 0 \quad \text{(M3)}$$

$$E[r_{i,t-1}r_{i,t-2}TEMP_{i,t-s}\Delta u_{it}] = 0 \quad (t = 3, \dots, T; s = 2, \dots, \min(t-1, 4)) \quad \text{(M4)}$$

$$E[r_{i,t-1}(\alpha_i + u_{it})\Delta TEMP_{i,t-1}] = 0 \quad (t = 3, \dots, T) \quad \text{(M5)}$$

محدودیت‌های M1 و M2 از فرض A1 و MCAR مشتق شده است، به‌طوری‌که M2 به وسیله تفاضل‌گیری‌های زمانی از فرض A1 به‌دست می‌آید. محدودیت‌های M3 و M4 به ترتیب از فروضات A3 و A4 همراه با فرض MCAR مشتق شده‌اند. محدودیت M5 از تفاضل‌گیری‌های زمانی معادله ۱۰ (تا زمانی‌که $t = \tau$ شود)، در ترکیب با فروضات A2، A3، شرط اولیه A6، و MCAR پیروی می‌کند[۱]. مرحله اول، برآوردهای سازگاری از $\lambda_t - \lambda_1$ $(t = 2, \dots, T-1)$ را ارایه داده و این برآوردها در معادله (۱۱) به کار گرفته شده است. از طرفی با استفاده از تفاوت‌های موجود در پانل نامتعادل به روشی مشابه به برآورد میانگین سراسری دما و پرتوی خورشیدی پرداخته می‌شود. فرض می‌شود که $\overline{TEMP_1}$ میانگین دمای سراسری در سال اول از پانل کامل (پانلی که شامل مشاهدات گمشده است)، و $\overline{\text{RAD}_1}$ میانگین پرتوی خورشیدی سراسری در سال اول از پانل نامتعادل (پانل فاقد مشاهدات گمشده) است. در این صورت، $\overline{TEMP_t}$ توسط رابطه زیر

معادله (۱۳)

$$\overline{TEMP_t} = \overline{TEMP_{t-1}} + \frac{1}{\sum_{i=1}^{N} r_{it}r_{i,t-1}}\sum_{i=1}^{N} r_{it}r_{i,t-1}\Delta TEMP_{it}$$

به ازای T، ...،۲= t محاسبه می‌شود. لازم به ذکر است که $\overline{RAD_t}$ به طریقی مشابه قابل محاسبه است. زمانی‌که رابطه (۱۱) برآورد می‌شود، فروضات رگرسیون خطی معمول را در نظر گرفته می شود.

معرفی داده ها

در این پژوهش به داده‌های سالانه در سطح ایستگاه‌های هواشناسی نیاز است. برای هر ایستگاه مشاهدات ماهانه دما (TEMP)، میانگین دما برحسب درجه سلیسیوس (°C) در سطح، پرتوی خورشیدی (RAD)، حجم نور خورشید ("تابش سراسری خورشید") که به سطح زمین می‌رسد و برحسب Wm^{-2} برآورد می‌شود و CO_2 جمع‌آوری شده است[۲]. علاوه بر این، برای هر ایستگاه باید طول و عرض جغرافیایی را نیز استخراج کرد. به منظور ساخت پایگاه داده، ۱۷۰ ایستگاه هواشناسی از سرتاسر جهان انتخاب شدند. از این بین، از ایستگاه‌هایی که بر روی زمین نبوده‌اند (به دلیل غیر قابل اعتماد بودن) چشم پوشی شده است. از ایستگاه‌های باقی مانده (۱۴۶ ایستگاه) تعداد زیادی مشاهده گم شده وجود دارد. لذا تنها ایستگاه‌هایی مد نظر قرار گرفته‌اند که حداقل یک سال کامل از مشاهدات را در اختیار دارند.

نتایج تخمین برای مدل ارایه شده، براساس معادلات (۱۰) و (۱۱)، در جدول (۲) بیان گردیده است. دو ردیف آخر برآوردها و خطاهای معیار β ها در معادله (۱۰) را به‌دست می‌دهد، درحالی‌که سه ردیف اول برآوردها و خطاهای معیار γ ها در معادله (۱۱) را ارایه می‌کند. تمامی برآوردها علامت‌های مورد انتظار را دارا بوده و از لحاظ آماری (در سطح ۵ درصد) معنی‌دار هستند. داده‌های ترکیبی تخمین زده شده براساس معادله (۱۰) بسیار دقیق‌تر از سری‌های زمانی تخمین زده شده براساس معادله (۱۱) بوده و این مهم رویکرد پژوهش حاضر نسبت به صرف‌نظر کردن از بی‌دقتی مرحله اول در مرحله دوم را تأیید می‌کند. در بخش‌های بعدی، از این برآوردها به منظور مشخص نمودن مدل اقلیمی ارایه شده در این پژوهش استفاده خواهد شد.

---

[۱] لازم به ذکر است که محدودیت‌های (M1) تا (M4) بر پایه شرایط زمان در Arellano و Bond (۱۹۹۱) و محدودیت (M5) بر پایه Blundell و Bond (۱۹۹۸) پایه ریزی شده‌اند (۴ و ۶).

[۲] لازم به ذکر است که در این پژوهش اطلاعات مربوط به دما از سایت http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature، مشاهدات مربوط به پرتوی خورشیدی از سایت http://www.iac.ethz.ch/groups/schaer/research/rad_and_hydro_cycle_global/geba، و مشاهدات مربوط به CO2 از سایت http://www.esrl.noaa.gov/gmd/obop/mlo استخراج شده است.

جدول (۱) – آمار توصیفی
Table (1) – Descriptive Statistics

متغیر		میانگین	انحراف معیار	حداقل	حداکثر
TEMP پانل کامل (به همراه مشاهدات گم شده)	کل مشاهدات (Overall)	۱۳/۷۵	۱۱/۲۱	-۲۴/۱۳	۵۱/۰۳
	میانگین مقطع عرضی (Between)		۱۱/۰۳	-۲۰/۱۶	۳۱/۲۵
	میانگین سری زمانی (Within)		۰/۵۳	-۱۵/۰۷	۱۵/۹۰
TEMP پانل نامتعادل (بدون مشاهدات گم شده)	Overall	۱۱/۷۰	۱۰/۸۹	-۲۴/۱۳	۴۷/۱۷
	Between		۱۱/۲۱	-۲۳/۹۴	۳۳/۵۷
	Within		۰/۹۷	-۱۱/۰۴	۱۴/۱۶
RAD پانل نامتعادل	Overall	۱۷۰/۴۱	۶۹/۱۵	۴۸/۳۳	۹۳۳
	Between		۶۷/۱۴	۵۱/۰۶	۹۱۴
	Within		۱۲/۰۷	۱۵۸/۹۳	۱۹۴/۱۷
CO_2		۳۶۹/۷۰	۱۱/۱۵	۳۱۵/۹۸	۳۸۸/۵۷

منبع: یافته‌های تحقیق

جدول (۲)- نتایج تخمین
Table (2) – Estimation Results

پارامترها	ضرایب	انحراف معیار	آماره t	احتمال
$logCO2_t(\gamma_3)$	۱۳/۹۲۴۷۲	۰/۶۵۳۹۵۲	۲۱/۲۹۳۱۹	۰/۰۰۰۰
$\overline{RAD_t}(\gamma_2)$	۰/۰۶۲۹۰۹	۰/۰۲۳۳۲۴	۲/۶۹۷۲۲۰	۰/۰۰۷۰
$\overline{TEMP_t}(\gamma_1)$	-۰/۸۹۰۱۳۴	۰/۰۵۸۸۰۹	-۱۵/۱۳۶۰۲	۰/۰۰۰۰
$RAD_{it}(\beta_2)$	۰/۰۰۷۹۴۵	۰/۰۰۳۲۳۹	۲/۴۵۲۷۹۳	۰/۰۱۵۷
$TEMP_{it}(\beta_1)$	۰/۹۶۳۰۶۸	۰/۴۶۹۹۸۴	۲/۰۴۹۱۵۱	۰/۰۴۱۶

منبع: یافته تحقیق

معیار مدل ارایه شده در این پژوهش بر پایه حجم زیادی از فروضات مخصوصاً در رابطه با مدل اقلیمی، مدل آماری و داده‌ها بنا نهاده شده است. سؤالی که در این بخش مطرح است این که آیا انحرافات کوچک از فروضات ارایه شده منجر به تغییرات بزرگ یا کوچک در نتایج به‌دست آمده می‌شود یا نه. در مفهوم تغییر اقلیمی که در رابطه با فرآیند آن نااطمینانی زیادی وجود دارد، بدیهی است نتایجی ترجیح داده می‌شوند که حساس نباشند. تحلیل‌های حساسیت را به سه گروه انواع داده‌ها، انواع مدل اقلیمی و انواع مدل آماری تقسیم‌بندی کرده و به این سوال پاسخ داده می‌شود که فروضات ارایه شده تا چه اندازه‌ای نسبت به تجزیه تغییر دمای کل به گازهای گل‌خانه‌ای که توسط CO_2 ایجاد شده‌اند (اثر گل‌خانه‌ای) و یک تغییر به دلیل تضعیف نور (اثر پرتوی خورشیدی) حساس هستند. جدول (۳) نتایج به‌دست آمده را نشان می‌دهد.

چهار نوع از داده‌ها در نظر گرفته می‌شود. در مدل پایه، میانگین دماها $\overline{TEMP_t}$ و میانگین سطوح پرتوی خورشیدی $\overline{RAD_t}$ با به کارگیری تفاضلات در پانل نامتعادل (به منظور جلوگیری از مشکلات بالقوه انتخاب نمونه ایجاد شده توسط مشاهدات گم شده) محاسبه شده است. لیکن این میانگین‌ها می‌توانند به روش‌های مختلفی محاسبه شوند. در مدل ۷ از $\overline{RAD_t} = \sum_{i=1}^{N} r_{i,t+1} RAD_{it} / \sum_{i=1}^{N} r_{i,t+1}$ (میانگین پرتوی خورشیدی) و $\overline{TEMP_t} = \sum_{i=1}^{N} TEMP_{it}/N$ (میانگین دما) به عنوان یک آلترناتیو در مرحله دوم استفاده شده است. از این رو به منظور برآورد $\overline{TEMP_t}$ از میانگین سال t در پانل کامل و به منظور برآورد $\overline{RAD_t}$ از میانگین سال t در پانل نامتعادل استفاده می‌شود. این مهم سطوح (مخصوصاً سطح دما) را تغییر می‌دهد. اثرات تجزیه مشابه (که همان تغییرات هستند) نزدیک به مدل پایه است. بنابراین روش آلترنانیو محاسبه میانگین‌ها سطوح را تحت تاثیر قرار می‌دهند، لیکن این تغییرات از لحاظ آماری معنی‌دار نبوده و با فروضات پژوهش مبنی بر این‌که نمونه نامتعادل معرف پانل کامل برحسب تغییرات (دما) است، هم‌راستا می‌باشد.

دو روش به منظور تغییر مدل اقلیمی در نظر گرفته می‌شود. اولین روش، وابستگی اثر پرتوی خورشیدی به عرض جغرافیایی

و روش دوم یک مدل استاتیک است. در مدل پایه فرضی اعمال می‌شود که بر اساس آن اثر پرتوی خورشیدی برای هر ایستگاه هواشناسی یکسان است. ممکن است این‌گونه تصور شود که اثر پرتوی خورشیدی (به علت اثر نیروی بازتابش معین عرض جغرافیایی) بستگی به عرض جغرافیایی دارد. لذا از دو روش جهت برقراری ارتباط بین این وابستگی استفاده می‌شود. در روش اول که قدرت انعکاس یا Albedo نیز نامیده می‌شود (مدل۲)، زمین را به ۶ ناحیه عرض جغرافیایی با اندازه‌ای یکسان تقسیم بندی کرده و در صورت قرار داشتن ایستگاه i در ناحیه l، رابطه $RAD_{it}^{l} = RAD_{it}$ برقرار بوده و در آن (۶، ... ،۱ $= l$) است. هم‌چنین عبارت $\sum_{l=1}^{6} \beta_{2l} RAD_{it}^{l}$ جایگزین عبارت $\beta_2 RAD_{it}$ در معادله (۱۰) می‌شود. با اعمال این تغییرات به این نتیجه می‌توان رسید که تمامی ضرایب پرتو مثبت بوده و این‌که برای نواحی دورتر از استوا، این ضرایب پایین هستند. بر این اساس در مقایسه با نتایج مدل پایه، اثر پرتوی خورشیدی کاهش و اثر گل‌خانه‌ای افزایش می‌یابد.

جدول (۳)- تحلیل حساسیت: اثرات پرتوی خورشیدی و گل‌خانه‌ای
Table (3) – Sensitivity Analysis: Solar Radiation and Greenhouse Effects

روش		اثر پرتوی خورشیدی	اثر گل‌خانه‌ای
مدل پایه		-۱/۰۸۹۶۶۴ (۰/۰۸۲۵۱۲)	۱/۹۷۵۷۲۸ (۰/۱۶۷۸۵۳)
انواع مدل اقلیمی			
قدرت انعکاس (مدل۲)		-۰/۹۵۳۳۲۴ (۰/۱۹۲۰۹۶)	۲/۵۴۸۸۷۰ (۰/۲۲۴۴۴۵)
مدل ایستا (مدل ۳)		-۰/۶۷۶۹۶۱ (۰/۱۴۵۷۱۳)	۱/۴۸۸۲۱۰ (۰/۳۱۱۳۱۳)
انواع مدل آماری			
وقفه ها	دو وقفه (مدل 4a)	-۰/۸۴۳۰۶۴ (۰/۰۴۲۲۶۱)	۱/۹۴۷۱۵۹ (۰/۱۶۶۳۱۸)
	چهار وقفه (مدل 4b)	-۱/۰۰۹۸۲۴ (۰/۲۶۷۰۵۳)	۱/۹۸۷۹۷۴ (۰/۶۸۶۶۷۱)
مدل آرلانو- باند (مدل ۵)		-۰/۶۴۲۱۰۷ (۰/۱۷۸۹۱۲)	۱/۲۱۴۱۳۱ (۰/۱۷۳۶۳۴)
مدل تک مرحله‌ای (مدل ۶)		-۰/۱۱۸۴۸۶ (۰/۱۷۱۲۰۰)	۱/۰۳۶۹۹۸ (۰/۰۰۸۲۶۱)
انواع داده			
$\overline{TEMP}$ (مدل ۷)		-۰/۸۷۷۴۲۳ (۰/۰۳۵۶۳۵)	۱/۶۳۱۹۷۷ (۰/۱۷۶۲۰۲)
وزن‌ها (مدل ۸)		-۱/۵۱۸۹۵۲ (۰/۲۰۰۵۲۶)	۱/۶۱۷۴۷۶ (۰/۱۰۹۳۸۱)
۲/[1] بیش‌تر ایستگاه‌های کامل (مدل 9a)		-۰/۸۰۳۶۴۰ (۰/۱۵۹۲۳۱)	۱/۶۲۳۳۸۷ (۰/۱۲۰۹۱۱)
۳/[2] بیش‌تر ایستگاه‌های کامل(مدل 9b)		-۰/۹۶۸۸۲۴ (۰/۰۰۸۸۲۴)	۱/۸۲۹۲۰۷ (۰/۲۴۰۷۹۸)

منبع: یافته های تحقیق (اعداد داخل پرانتز بیان‌گر انحراف معیار است)

مدل اقلیمی مورد استفاده در این پژوهش براساس این ایده که مازاد یا کسری در تراز انرژی منجر به تغییر در دما می‌شود، شکل گرفته است. این مهم باعث تصریح پویا (معادله ۱۰ و ۱۱) می‌شود. متناوباً، ممکن است که بتوان مدل اقلیمی را با ارتباط دادن دما به سطح انرژی تنظیم کرد. لیکن از سوی دیگر، با فرض $\beta_1 = \gamma_1 = 0$ و با فرض این‌که $TEMP_{it}$ به جای $TEMP_{i,t+1}$ به عنوان متغیر وابسته در نظر گرفته شود، چنین رویکردی منجر به مدل داده ترکیبی ایستا (به عنوان مثال معادلات ۱۰ تا ۱۱) خواهد شد. مدل ایستا (مدل ۳) با اعمال محدودیت‌های لحظه‌ای مشابه مدل پایه تخمین زده می‌شود. بدین ترتیب اثرات پرتوی خورشیدی و گل‌خانه‌ای پایین‌تری به‌دست می‌آید، به‌طوری‌که اثر پرتوی خورشیدی تا حدی (۴۵ درصد) کم اهمیت‌تر جلوه می‌کند. بدون قسمت خود رگرسیون پویا، اثر انفرادی تعیین ایستگاه نسبت به مدل پایه با به دست آوردن ۰/۹۱۸ (به جای ۰/۰۱۲) از کل خودهم‌بستگی زمانی ۰/۹۹۷، از اهمیت بیش‌تری برخوردار می‌شود. در این رابطه اثرات انفرادی تنها مقداری از روندهای تعیین ایستگاه در طی زمان را به‌دست می‌دهند که این مهم منجر به اثرات پرتوی خورشیدی و گل‌خانه‌ای پایین‌تری می‌شود. در کل نتیجه‌گیری می‌شود که تجزیه کل تغییر دما، به یک تغییر براساس گازهای گل‌خانه‌ای که توسط CO_2 (اثر گل‌خانه‌ای) ایجاد شده‌اند و به تغییر در اثر تضعیف نور (اثر پرتوی خورشیدی)، نسبت به فروضات بسیار حساس نیست.

نتیجه گیری

دو اثر گل‌خانه‌ای و اثر پرتوی خورشیدی به طور عمده گرمایش سراسری را تعیین می‌کنند. اثر گل‌خانه‌ای بیان‌گر افزایش در تمرکز دی‌اکسیدکربن و سایر گازهای گل‌خانه‌ای است که منجر

به گرمایش سراسری می‌شود. علاوه بر این، ذرات ریزی که آئروسل نامیده می‌شوند نور خورشید را در اتمسفر جذب و بازتاب می‌دهند. آلودگی بیش‌تر منجر به افزایش در آئروسل‌ها می‌شود به‌طوری‌که نور خورشید کم‌تری به زمین می‌رسد. به این فرآیند تضعیف نور سراسری اتلاق می‌شود. بر خلاف نام آن، تضعیف نور سراسری عمدتاً یک اثر محلی (یا منطقه‌ای) است. به علت تضعیف نور زمین سردتر می‌شود که این امر بیان‌گر اثر پرتوی خورشیدی است. بنابراین گرمایش سراسری شامل دو مؤلفه اثرات پرتوی خورشیدی و گل‌خانه‌ای است که در جهت عکس یک‌دیگر عمل می‌کنند. از آن‌جایی‌که تنها مجموع این دو اثر مشاهده می‌شود (نه به صورت جداگانه)، در این پژوهش به تعیین این دو اثر پرداخته شده است. بدین منظور در ابتدا مدل اقلیمی با توجه به تعادل انرژی زمین ارایه شده و سپس این مدل اقلیمی به منظور دستیابی به یک مدل اقتصاد سنجی تغییر یافته و پارامترهای آن با استفاده از روش داده‌های پانل پویا برازش شدند. داده‌ها شامل پرتوی خورشیدی، دما و تمرکز دی‌اکسیدکربن است که از ۱۲۰ ایستگاه هواشناسی در سرتاسر جهان برای بازه زمانی ۲۰۱۰ – ۱۹۵۰ جمع آوری شده است.

طی ۶۱ سال (۲۰۱۰-۱۹۵۰) دما با تخمینی معادل $^{\circ}$C ۰/۷۷ افزایش یافته است که این مقدار به صورت یک اثر گل‌خانه‌ای به میزان $^{\circ}$C ۱/۹۷ (با خطای معیار ۰/۱۶)، یک اثر پرتوی خورشیدی به میزان $^{\circ}$C ۱/۰۸ (با خطای معیار ۰/۰۸) و یک جمله باقی‌مانده به میزان ۰/۱۲ تجزیه می‌شود. از این رو، درصورتی‌که آئروسل‌ها و پرتوی خورشیدی در سطح سال ۱۹۵۰ باقی بمانند، در این صورت میانگین دمای سراسری مورد انتظار به میزان $^{\circ}$C ۱/۰۸ بالاتر خواهد بود. بنابراین اثر پرتوی خورشیدی از اهمیت بالایی برخوردار است، به‌طوری‌که ۵۵ درصد از افزایش دما (به علت اثر گل‌خانه‌ای) را تحت پوشش قرار می‌دهد. بنابراین چشم پوشی از تضعیف نور به طور جدی منجر به برآورد پایینی از اثر گل‌خانه‌ای می‌شود.

لازم به ذکر است درحالی‌که اغلب داده‌های محیطی براساس مدل‌های سلسله مراتب بیزی مدل‌سازی می‌شوند، به دلیل فروضات توزیعی محدود کننده‌ای که در این روش بر خطای تخمین و متغیری که شامل مشاهدات گم شده است، باید اعمال شود، در این پژوهش از انتخاب این رویکرد صرف‌نظر شده است. جنبه مهم دیگری که باید به آن توجه نمود تحلیل حساسیت است. مدل‌های اقلیمی اغلب اوقات با عنوان عدم قدرت کافی مورد انتقاد قرار می‌گیرند. تحلیل‌های حساسیت گسترده نشان می‌دهند که نتایج این پژوهش در برابر تغییرات کوچک نسبتاً مستحکم و پایدار هستند. نقاط ضعف مدل اقلیمی مورد استفاده در این پژوهش بدین شرح است که بیش‌تر فرآیندهای اقلیمی مهم (به عنوان مثال، ذخیره کربن در اقیانوس) مدل‌سازی نشده‌اند، بدین صورت که تنها ایستگاه‌های موجود بر روی زمین (خشکی) در نظر گرفته شده‌اند و از ایستگاه‌های موجود بر روی دریاها چشم پوشی شده است و در نهایت این‌که سهولت دسترسی به داده‌ها، افقی زمانی را محدود می‌کند.

منابع

[1]. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Climate change: atmospheric carbon dioxide [Internet]. Washington, DC: NOAA; 2024

[2]. Raisanen, J., 2007. How reliable are climate models?, Tellus A, 59, 2–29.

[3]. Tett, S.F.B., Jones, G.S., Stott, P.A., Hill, D.C., Mitchell, J.F.B., Allen, M.R., Ingram, W.J., Johns, T.C., Johnson, C.E., Jones, A., Roberts, D.L., Sexton, D.M.H., Woodage, M.J., 2002. Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change, Journal of Geophysical Research, 107, 4306.

[4] Stott, P. A., Jones, G. S., Lowe, J. A., Thorne, P. W., Durman, C. F., Johns, T. C., & Thelen, J. C. *(2006).Transient climate simulations with the HadGEM1 climate model: Causes of past warming and future climate change.**Nature, 441**(7091), 610–613.*

[5].Allen, M.R., Gillett N.P., Kettleborough, J.A., Hegerl, G., Schnur, R., Stott, P.A., Boer, G., Covey, C., Delworth, T.L., Jones, G.S., Mitchell, J.F.B., Barnett, T.P., 2006. Quantifying anthropogenic influence on recent near-surface temperature change, Surveys in Geophysics, 27, 491–544.

[6]. Crutzen, P.J., Ramanathan, V., 2003. The parasol effect on climate, Science, 302, 1678–1680

[7]. Bellouin, N., Boucher, O., Haywood, J., Reddy, M.S., 2005. Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements, Nature, 438, 1138–1141.

[8]. Myhre, G., 2009. Consistency between satellite-derived and modeled estimates of the direct aerosol effect, Science, 325, 187–190.

[9]. Ramanathan, V., Crutzen, P.J., Kiehl, J.T., Rosenfeld, D., 2001. Aerosols, climate, and the hydrological cycle, Science, 294, 2119–2124.

[10]. Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Zhou, B. (2021). *Summary for policymakers*. In *Climate change 2021: The physical science basis* (IPCC Working Group I). Cambridge University Press.

[11]. Forster, P. M., Storelvmo, T., Armour, K., Collins, W., Dufresne, J. L., Frame, D., Watanabe, M. (2021). The Earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity. *Earth System Science Data, 13*(11), 5125–5159.

[12]. Smith, C. J., Forster, P. M., Allen, M., Leach, N., Millar, R. J., Passerello, G. A., & Regayre, L. A. (2024). Current human contribution to global warming. *Nature Climate Change, 14*, 207–213.

[13]. Forster, P. M., Smith, C. J., Walsh, T., Lamboll, R. D., Lamb, W. F., & Richardson, T. B. (2023). Indicators of global climate change 2023. *Earth System Science Data, 15*(6), 2295–2327.

[14]. Thornhill, G. D., Collins, W. J., Kramer, R. J., et al. (2024). Effective radiative forcing from aerosols and greenhouse gases in CMIP6 models. *Atmospheric Chemistry and Physics, 24*, 1123–1145.