

การคำนวณการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยในบรรยากาศ
Determination of Solar Radiation Attenuation due to Aerosols in the Atmosphere

สายันต์ โพธิ์เกตต์^{1*} และ อภิวัฒน์ บุญเชื้อ¹

¹สาขาวิชาฟิสิกส์ประยุกต์ คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลอีสาน วิทยาเขตขอนแก่น

Sayan Phokate^{1*} and Apiwat Boonkhuang¹

¹ Faculty of Engineering, Khon Kaen Campus, Rajamangala University of Technology Isan, Khon Kaen

บทคัดย่อ

ในงานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อคำนวณการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องมาจากละอองลอยในบรรยากาศของประเทศไทย โดยอาศัยการเปรียบเทียบข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากการวัดและที่คำนวณได้จากแบบจำลองทางทฤษฎีในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ จากนั้นหาความสัมพันธ์ในรูปแบบจำลองทางคณิตศาสตร์สำหรับคำนวณค่าการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยจากข้อมูลทัศนวิสัย และใช้แบบจำลองดังกล่าวคำนวณค่าอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยของสถานีอุตุนิยมวิทยา 85 แห่งทั่วประเทศ ผลที่ได้พบว่าค่าอัตราการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยแปรตามเวลาในรอบปี โดยมีค่าสูงในฤดูแล้งและมีค่าลดลงในฤดูฝน โดยมีค่าเฉลี่ยตลอดทั้งปีเท่ากับ 0.1673 ± 0.0022

คำสำคัญ : การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ / ละอองลอย / ทัศนวิสัย / ปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้

*Corresponding author. E-mail: syphokate@hotmail.com

Abstract

This research aims to calculate the solar radiation attenuation due to aerosols in the atmosphere of Thailand. The investigation was based on comparison of the clear day solar radiation obtained from measurements and from the model which excludes the effect of aerosols. The solar radiation attenuation obtained from this investigation was used to formulate a model relating the aerosol attenuation to the collected visibility data. Then the model was employed to calculate the aerosol attenuation at eighty-five meteorological stations nationwide where visibility data are available. Results obtained from the calculation show that the aerosol attenuation varies by time of year. In the dry season is high and in the rainy season is low. The average for the year was 0.1673 ± 0.0022 .

Keywords : solar radiation attenuation / aerosol / visibility / precipitable water vapor

1. บทนำ

รังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่มาถึงพื้นโลกเป็นแหล่งพลังงานทั้งทางตรงและทางอ้อมของสิ่งมีชีวิตทุกชนิดในโลก อีกทั้งยังมีอิทธิพลต่อสภาวะแวดล้อมของโลกด้วย เมื่อรังสีดวงอาทิตย์ผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกจะมีการดูดกลืน (Absorption) และการกระเจิง (Scattering) โดยองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศ (Iqbal, 1983; Boland *et al.*, 2001; Wan Nik *et al.*, 2012) ละอองลอย (Aerosols) นับเป็นองค์ประกอบที่สำคัญซึ่งมีผลทางตรงและทางอ้อมต่อความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก กล่าวคือ ในทางตรงละอองลอยจะดูดกลืน และกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ทำให้รังสีดวงอาทิตย์ที่มาถึงพื้นผิวโลกลดลง ส่วนผลทางอ้อม ละอองลอยมีผลต่อการก่อตัว และอายุของเมฆซึ่งเป็นตัวการสำคัญในการทำให้ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่มาถึงพื้นผิวโลกลดลง (Nunez, 1993; Belcher & DeGaetano, 2007)

ละอองลอยในที่นี้จะหมายถึงอนุภาคของแข็งหรือของเหลวขนาดเล็กที่แขวนลอยในอากาศ และจะเคลื่อนที่ไปตามการเคลื่อนที่ของอากาศ มีความหนาแน่น ขนาด การกระจาย รูปร่าง และองค์ประกอบ ที่หลากหลาย (Iqbal, 1983; Nunez, 1993) ละอองลอยอาจมีแหล่งกำเนิดตามธรรมชาติ เช่น เกิดจากไฟป่า พายุทะเลทรายและการระเบิดของภูเขาไฟ เป็นต้น ละอองลอยบางอย่างเกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่น ละอองลอยจากโรงงานอุตสาหกรรม และจากยานยนต์ต่างๆ เป็นต้น โดยทั่วไป ปริมาณ คุณสมบัติและการกระจายของละอองลอยยังขึ้นกับพื้นที่และเวลาในรอบปี (Esposito *et al.*, 2004) ในการสร้างแบบจำลองสำหรับทำนายสภาวะภูมิอากาศ (Climate Model) จำเป็นต้องทราบคุณสมบัติและการกระจายของละอองลอยซึ่งส่งผลกระทบต่อลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก (Iziomon & Mayer, 2002; Chantraket *et al.*, 2013) นอกจากนี้ ข้อมูลการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนและการกระเจิงของละอองลอยในบรรยากาศยังจำเป็นต้องใช้ในงานด้าน

การสำรวจข้อมูลระยะไกลโดยใช้ดาวเทียม (Satellite Remote Sensing) เช่นการหาการกระจายของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกจากภาพถ่ายดาวเทียม (Janjai *et al.*, 2005) ทั้งนี้เพราะดาวเทียมจะรับรังสีดวงอาทิตย์ที่สะท้อนจากพื้นผิวโลกและองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศรวมทั้งจากละอองลอยในบรรยากาศด้วย เราจำเป็นต้องรู้ปริมาณของรังสีดวงอาทิตย์ที่ถูกดูดกลืนและถูกกระเจิงโดยละอองลอยในบรรยากาศจึงจะสามารถคำนวณรังสีที่ตกกระทบพื้นผิวโลกได้ (Brine & Iqbal, 1983; Nunez, 1993; Martinez-Lozano *et al.*, 1998)

ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์เป็นข้อมูลพื้นฐาน ของงานทางด้านพลังงานแสงอาทิตย์ ทั้งนี้เพราะจำเป็นต้องใช้ในการออกแบบและประเมินสมรรถนะของระบบพลังงานแสงอาทิตย์ (Hontoria *et al.*, 2005) เช่น ระบบผลิตไฟฟ้าด้วยโซลาร์เซลล์ ระบบทำน้ำร้อนพลังงานแสงอาทิตย์ และระบบอบแห้งพลังงานแสงอาทิตย์ (Janjai & Keawprasert, 2006) เป็นต้น นอกจากนี้ข้อมูลดังกล่าวยังมีความสำคัญต่องานด้านการอนุรักษ์พลังงาน (Wiginton *et al.*, 2010) เช่น การคำนวณการถ่ายเทความร้อนจากภายนอกเข้าสู่อาคาร และการคำนวณโหลด (Load) ของเครื่องปรับอากาศ เป็นต้น ในสังคมเมืองขนาดใหญ่มีการขยายตัวในทุกด้านจึงทำให้มีการใช้พลังงานต่างๆ เป็นจำนวนมากจำเป็นต้องมีการศึกษาข้อมูล และหาแหล่งพลังงานทดแทนในรูปแบบต่างๆ มาใช้สำหรับประเทศไทยถึงแม้จะมีการเก็บข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์มากกว่า 40 ปีแล้วก็ตาม แต่จำนวนสถานีวัดยังมีจำกัดรวมทั้งมีค่าใช้จ่ายมากในการวัดและเก็บข้อมูล สถานีตรวจวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ส่วนใหญ่จะอยู่ในเขตปริมณฑล ดังนั้นเพื่อเป็นการลดค่าใช้จ่ายและสนองนโยบายของรัฐบาลซึ่งต้องการเพิ่มสัดส่วนของการใช้พลังงานทดแทนในประเทศ โดยเร่งงานด้านการพัฒนาและประยุกต์ใช้พลังงานทดแทนโดยเฉพาะพลังงานแสงอาทิตย์ เพื่อให้ได้ข้อมูลที่น่าเชื่อถือทางสถิติสำหรับเป็นข้อมูลประกอบในการหาพลังงานทดแทนในอนาคตต่อไป ดังนั้นจึงจำเป็นต้องอาศัยเทคนิคการคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์จากข้อมูลพื้นฐาน เพื่อให้ผลมีความสมบูรณ์และทันสมัย สามารถนำไปใช้ประโยชน์ในงานวิจัยพัฒนาและประยุกต์ใช้พลังงานแสงอาทิตย์ได้อย่างมีประสิทธิภาพต่อไป ในงานวิจัยนี้จึงมีวัตถุประสงค์ เพื่อหาค่าการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องมาจากละอองลอยในบรรยากาศ ซึ่งจะเป็นประโยชน์ต่อการศึกษาและวิเคราะห์ระบบงานทางด้านพลังงานแสงอาทิตย์ต่อไป

2. วัตถุประสงค์และวิธีการวิจัย

1. การหาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์โดยใช้แบบจำลองเมื่อไม่มีละอองลอย

โดยทั่วไปเราสามารถคำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆได้โดยอาศัยแบบจำลองต่างๆ ซึ่งมีความละเอียดถูกต้องและความยากง่ายแตกต่างกัน (Izquierdo *et al.*, 2008) อาจมีทั้งแบบจำลองทางสถิติซึ่งเป็นสมการเอมไพริคัล (Empirical Model) หรือแบบจำลองทางฟิสิกส์ (Physical Model) โดยทั่วไปแบบจำลองทางสถิติจะไม่สลับซับซ้อนแต่ไม่สามารถใช้ได้ทั่วไป สำหรับความละเอียดถูกต้องจะขึ้นอยู่กับความถูกต้องของสัมประสิทธิ์ต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลอง จากการพิจารณาสภาพอากาศในประเทศไทยในภูมิภาคต่างๆ ซึ่งมีความแตกต่างกัน ผู้วิจัยเลือกใช้แบบจำลองทางฟิสิกส์ของ Nunez (1993) ทั้งนี้เพราะเป็นแบบจำลองที่สามารถประยุกต์ใช้ได้ทั่วไปและไม่ยุ่งยากในการคำนวณมากนัก

อีกทั้งยังมีความละเอียดถูกต้องค่อนข้างสูง (Nunez, 1993) แบบจำลองดังกล่าวไม่ได้นำผลการลดลงจากละอองลอยมาใช้ ซึ่งสามารถเขียนในรูปสมการได้ดังนี้

$$H_{model} = H_{sc} \frac{(1 - \alpha_A)(1 - \phi_0 - \phi_w)}{1 - \alpha_A \alpha_G} \quad (1)$$

เมื่อ H_{model} เป็นความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รายวันในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆและละอองลอย (J/m^2 -day)

H_{sc} เป็นความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รายวันนอกบรรยากาศโลก (J/m^2 -day) (Iqbal, 1983)

ϕ_w เป็นสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของไอน้ำ

ϕ_0 เป็นสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของโอโซน

α_G เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ของพื้นผิวโลก

α_A เป็นสัมประสิทธิ์การกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ

ค่าสัมประสิทธิ์ต่างๆ ในสมการที่ (1) หาได้จากทวิเคราะห์ข้อมูลอุตุนิยมวิทยา ดังนี้

1.1 สัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของไอน้ำ (ϕ_w)

ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศจะแสดงในรูปของปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้ (Precipitable Water Vapor) โดยสมมติว่าไอน้ำที่แทรกตัวอยู่ในคอลัมน์ของบรรยากาศนั้นกลั่นตัวกลายเป็นน้ำ (Iqbal, 1983; Leckner, 1978; Garrison, 1992; Gueymard & Garrison, 1998) โดยปริมาณไอน้ำมีความสัมพันธ์กับข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์และอุณหภูมิของอากาศ จากข้อมูลตรวจอากาศชั้นบนซึ่งในประเทศไทยมีสถานีอุตุนิยมวิทยาที่ทำการตรวจวัด 4 สถานี คือ สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีสงขลา และกรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร จากนั้นนำปริมาณไอน้ำที่ได้มาวิเคราะห์หาความสัมพันธ์กับข้อมูลผิวพื้นที่สถานีเดียวกันได้ความสัมพันธ์เพื่อนำไปคำนวณหาปริมาณไอน้ำทั่วประเทศ ดังสมการ (Phokate, 2011)

$$w = 0.90176e^{0.1738\Phi} \quad (2)$$

โดยที่ $\Phi = \frac{RH}{T} \exp\left[26.23 - \frac{5416}{T}\right] \quad (3)$

เมื่อ w เป็นปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้ (cm)

RH เป็นความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศ (decimal)

T เป็นอุณหภูมิของอากาศ (K)

โดยใช้ข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์และอุณหภูมิของอากาศซึ่งเป็นข้อมูลผิวพื้นที่ ระหว่างปีพ.ศ. 2535-พ.ศ. 2554 ในการคำนวณสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของไอน้ำ หาได้จากสมการ (Lacis & Hensen, 1974)

$$\phi_w = \frac{2.9 U}{(1 + 141.5 U)^{0.638} + 5.925 U} \quad (4)$$

โดยที่ $U = w m_r$

เมื่อ ϕ_w เป็นสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของไอน้ำ (decimal)

w เป็นปริมาณไอน้ำกลับตัวได้ (cm)

m_r เป็นมวลอากาศ (air mass) หมายถึงทางเดินของรังสีอาทิตย์ผ่านชั้นบรรยากาศ ซึ่งในการศึกษาผลของชั้นบรรยากาศที่มีต่อการแผ่รังสีดวงอาทิตย์นั้นจะต้องพิจารณาถึงความหนาของบรรยากาศที่ขวางกั้นทางเดินของรังสี หาได้จาก (Iqbal, 1983)

$$m_r = [\cos\theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (5)$$

เมื่อ θ_z เป็นมุมเซนิท (zenith angle) ของดวงอาทิตย์

1.2 สัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของโอโซน (ϕ_o)

ข้อมูลปริมาณโอโซน ซึ่งมีการตรวจวัดที่กรมอุตุนิยมวิทยา โดยใช้เครื่องดอบสันสเปคโตรโฟโตมิเตอร์ (Dobson Spectrophotometer) ใช้ข้อมูลระหว่างปีพ.ศ. 2535 – พ.ศ. 2554 ในการวิเคราะห์หาค่าสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของโอโซน โดยปริมาณโอโซนที่กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพฯ ซึ่งอยู่ที่ละติจูด 13.73°N มีค่าใกล้เคียงกับปริมาณโอโซนซึ่งเป็นข้อมูลทางภูมิอากาศ (Climatological data) ของ Robinson (1966) ที่ละติจูด 10°N และ 20°N ซึ่งพบว่ามีเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปีสอดคล้องกันนอกจากนี้ปริมาณโอโซนมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาและละติจูดค่อนข้างน้อย (Phokate, 2012) ดังนั้นจึงใช้ข้อมูลโอโซนที่กรุงเทพมหานครในการคำนวณการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของโอโซนทั่วประเทศ

ก๊าซโอโซนเป็นองค์ประกอบของบรรยากาศ ซึ่งมีบทบาทสำคัญในการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอัลตราไวโอเล็ตและบางส่วนของช่วงแสงสว่าง สำหรับในงานวิจัยนี้คำนวณสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของโอโซน โดยใช้แบบจำลองของ Lacis & Hansen (1974) ดังนี้

$$\phi_o = \frac{0.02118 U_o}{1 + 0.042 U_o + 0.000323 U_o^2} + \frac{1.082 U_o}{(1 + 178.6 U_o)^{0.805}} + \frac{0.0658 U_o}{1 + (103.6 U_o)^3} \quad (6)$$

โดยที่ $U_o = l m_r$

เมื่อ ϕ_o เป็นสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์โดยโอโซน

l เป็นปริมาณโอโซน (cm)

m_r เป็นมวลอากาศ

1.3 สัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ของพื้นผิวโลก (α_G)

สัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ของพื้นผิวโลก คือ อัตราส่วนของรังสีดวงอาทิตย์ที่กระทบต่อรังสีสะท้อนจากพื้นผิวโลก ขึ้นกับลักษณะของพื้นผิวโลก เช่น บริเวณที่เป็นทะเลและมหาสมุทรจะมีค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนต่ำกว่าทุ่งหญ้าและป่าไม้ เป็นต้น (Nunez, 1990) สำหรับในงานวิจัยนี้จะใช้ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ของพื้นผิวโลกเท่ากับ 0.15 (Nunez, 1993) โดยตั้งสมมติฐานว่าพื้นดินในบริเวณประเทศไทยเป็นแบบพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยพืช (Vegetation)

1.4 สัมประสิทธิ์การกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ (α_A)

ในการวิเคราะห์หาค่า α_A ใช้สมการ (Paltridge & Platt, 1976)

$$\alpha_A = \frac{0.219}{1 + 0.816 \cos \theta_z} \quad (7)$$

เมื่อ θ_z เป็นมุมเซนิทของดวงอาทิตย์

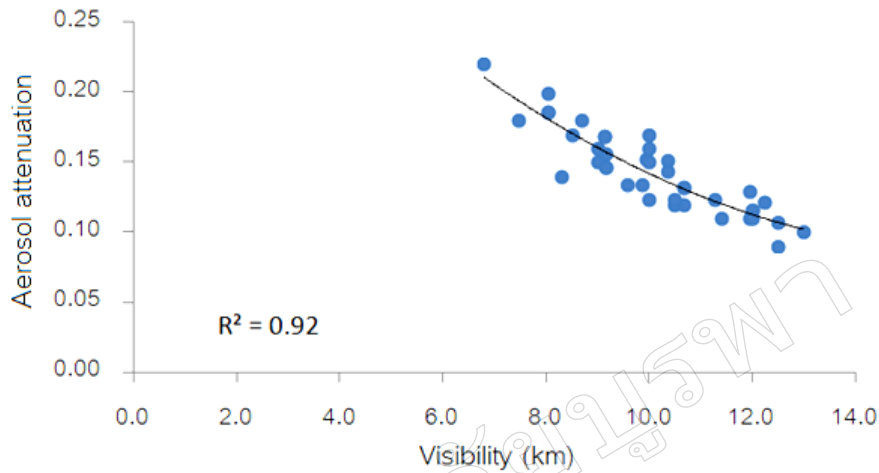
2. อัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอย

ในการหาการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอยเราจำเป็นต้องใช้ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆโดยใช้ข้อมูลเมฆรายวันร่วมกับข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งทำการตรวจวัดโดยกรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงานจำนวน 38 สถานี ระหว่างปีพ.ศ. 2552 – พ.ศ. 2554 ในการคัดเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆพิจารณาจากข้อมูลปริมาณเมฆในวันเดียวกันโดยเมฆในวันดังกล่าวจะต้องมีปริมาณน้อยกว่า 1 ส่วนจากท้องฟ้าทั้งหมด 10 ส่วน ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่คัดเลือกได้นี้จะนำไปใช้ในการหาการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอย (Nunez, 1993; Gueymard, 2001; Ineichen, 2006) โดยความแตกต่างระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่คำนวณได้จากแบบจำลองกับที่วัดได้จะเป็นผลมาจากละอองลอยในบรรยากาศ ซึ่งสามารถเขียนในรูปของอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอย (Aerosol attenuation; A_{att}) จากการหาค่าอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ทำได้เฉพาะจุดที่มีการวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งในประเทศไทยมีจำนวนจำกัด ดังนั้นจึงนำค่า A_{att} ที่ได้จากสถานีเดียวกันมาหาความสัมพันธ์กับข้อมูลทัศนวิสัย (Visibility) ซึ่งจะได้ความสัมพันธ์ในรูปสมการเอมไพริคัล (Empirical Equation) สำหรับคำนวณ A_{att} ของสถานีที่ไม่มีการตรวจวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์

3. ผลการวิจัยและวิจารณ์ผล

เมื่อคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดยใช้สมการที่ (1) แล้วหาความแตกต่างระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่วัดได้กับที่คำนวณได้ โดยใช้ข้อมูลในวันและเวลาเดียวกันคำนวณอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆเนื่องจากการหาค่า A_{att} โดยวิธีดังกล่าวข้างต้นทำได้เฉพาะจุดที่มีการวัดความเข้ม

รังสีดวงอาทิตย์ซึ่งในประเทศไทยมีจำนวนจำกัด ในการหาค่า A_{att} ที่ตำแหน่งอื่นในประเทศไทยผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลทัศนวิสัย โดยการนำค่า A_{att} และทัศนวิสัยที่ได้จากสถานีเดียวกัน มาหาความสัมพันธ์ผลที่ได้แสดงดังภาพที่ 1



ภาพที่ 1 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอย (A_{att}) กับข้อมูลทัศนวิสัยในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ

จากภาพที่ 1 แสดงให้เห็นว่าการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอยมีค่าลดลงเมื่อทัศนวิสัยมากขึ้น ซึ่งมีความสัมพันธ์ที่เชื่อถือได้ค่อนข้างสูงโดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (R^2) เท่ากับ 0.92 สามารถเขียนความสัมพันธ์ในรูปสมการได้ดังนี้

$$A_{att} = 0.0021(vis)^2 - 0.058(vis) + 0.513 \quad (8)$$

เมื่อ A_{att} เป็นอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอย

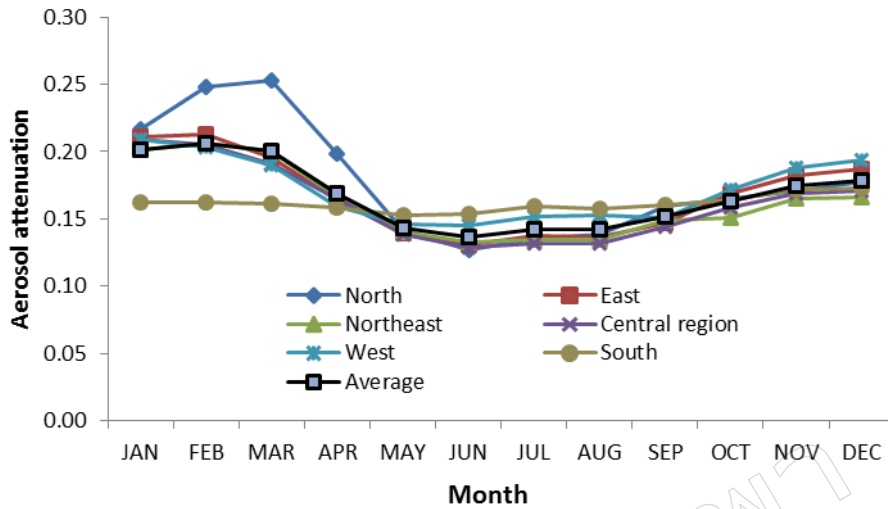
vis เป็นค่าทัศนวิสัยในช่วงเวลากลางวัน (km)

โดยทั่วไปค่าการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยจะขึ้นกับปริมาณ ขนาด และชนิดของละอองลอยในบรรยากาศ ซึ่งมักมีอิทธิพลมาจากสภาพทางอุตุนิยมของบรรยากาศในแต่ละภูมิภาค จากตารางที่ 1 แสดงข้อมูลทัศนวิสัยและอัตราการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอย ซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยต่อปีในแต่ละภูมิภาคของประเทศไทยในช่วงปี พ.ศ. 2535-พ.ศ. 2554

ตารางที่ 1 แสดงค่าทัศนวิสัยและอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยเฉลี่ยต่อปีในช่วงปี พ.ศ. 2535- พ.ศ. 2554

ภูมิภาคของประเทศไทย	ทัศนวิสัย			อัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอยในบรรยากาศ		
	สูงสุด	เฉลี่ย	ต่ำสุด	สูงสุด	เฉลี่ย	ต่ำสุด
ภาคเหนือ	11.91	8.52±0.21	4.65	0.2886	0.1787±0.0046	0.12
ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ	11.36	8.88±0.14	6.27	0.2317	0.1677±0.0029	0.1251
ภาคกลาง	11.28	9.12±0.15	6.40	0.2277	0.1623±0.0031	0.1258
ภาคตะวันออก	11.44	9.16±0.14	6.21	0.2335	0.1620±0.0028	0.1242
ภาคตะวันตก	10.35	8.61±0.11	6.58	0.222	0.1717±0.0025	0.1375
ภาคใต้	9.82	8.99±0.09	7.77	0.1888	0.1614±0.0020	0.1458
เฉลี่ยทั่วประเทศ	10.88	8.88±0.11	6.77	0.2183	0.1673±0.0022	0.1314

จากตารางที่ 1 แสดงค่าเฉลี่ยต่อปีของข้อมูลทัศนวิสัยและอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยในบรรยากาศของประเทศไทย ซึ่งคำนวณโดยใช้ความสัมพันธ์ตามสมการที่ (8) โดยแบ่งข้อมูลออกเป็น 6 ภูมิภาค ตามหลักการแบ่งภูมิภาคทางภูมิศาสตร์ของคณะกรรมการภูมิศาสตร์แห่งชาติ ภายใต้การกำกับดูแลของสำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ ซึ่งอาศัยเกณฑ์ในด้านลักษณะภูมิประเทศเป็นสำคัญ และได้นำลักษณะทางด้านภูมิอากาศมาเป็นส่วนประกอบด้วย โดยมีสถานีอุตุนิยมวิทยาที่ตรวจวัดข้อมูลทัศนวิสัยทั่วประเทศ 85 สถานี แบ่งเป็นภาคเหนือ 12 สถานี ภาคกลาง 14 สถานี ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ 17 สถานี ภาคตะวันออก 11 สถานี ภาคตะวันตก 10 สถานี และภาคใต้ 21 สถานี จะได้ค่าอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอย ซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยในแต่ละภูมิภาค โดยในภาคเหนือจะมีค่ามากที่สุดเท่ากับ 0.1787 ± 0.0046 ส่วนภาคใต้จะมีค่าน้อยที่สุดเท่ากับ 0.1614 ± 0.0020 เมื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปีในแต่ละภูมิภาคแสดงได้ดังภาพที่ 2



ภาพที่ 2 การแปรค่าตามเวลาในรอบปีของอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอยคำนวณจากข้อมูลทัศนวิสัยซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยต่อเดือนในช่วงปี พ.ศ. 2535-พ.ศ. 2554

จากภาพที่ 2 เป็นกราฟความสัมพันธ์ของอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอยซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยกับเวลาในรอบปี พบว่าในภาคเหนือจะมีค่าสูงกว่าทุกภาคในช่วงเดือนมกราคมถึง เดือนเมษายน โดยมีค่ามากในเดือนมีนาคม ซึ่งสอดคล้องกับ Chantraket *et al.*, (2013) ที่พบว่าในช่วงเดือนมีนาคมมีการเผาไหม้เศษวัสดุทางการเกษตรเพื่อเตรียมพื้นที่เพาะปลูกรวมทั้งหมอกและไฟป่าซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดที่สำคัญของละอองลอย ส่วนภาคใต้มีค่าต่ำกว่าทุกภาคในช่วงเดือนมกราคมถึงเดือนมีนาคมและมีค่าค่อนข้างคงที่ตลอดทั้งปี ละอองลอยส่วนใหญ่มีแหล่งกำเนิดมาจากทะเล ในภาพรวมของประเทศมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปีโดยในช่วงเดือนมกราคมถึงเดือนมีนาคมจะมีค่ามากจากนั้นจะค่อยๆ ลดลงจนมีค่าต่ำสุดในเดือนมิถุนายนและมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น นั่นคืออัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอยมีค่ามากในช่วงฤดูแล้ง (ธันวาคม-เมษายน) ซึ่งมีค่าเฉลี่ยมากที่สุดในเดือนกุมภาพันธ์เท่ากับ 0.2183 ± 0.0042 และมีค่าน้อยในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม) ค่าเฉลี่ยน้อยที่สุดในเดือนมิถุนายนเท่ากับ 0.1314 ± 0.0007 โดยมีค่าเฉลี่ยตลอดปีเท่ากับ 0.1673 ± 0.0022 ความคลาดเคลื่อนมาตรฐานของค่าเฉลี่ย (Standard error of the mean) เท่ากับ 0.00114 สอดคล้องกับ Esposito *et al.*, (2004) และ Utrillas *et al.*, (2000) ที่พบว่า การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอยจะมีค่าน้อยในช่วงฤดูฝนและจะมีค่ามากในช่วงฤดูแล้งโดยมีค่าเฉลี่ยในช่วง 0.02-0.6 ซึ่งจะมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลและภูมิประเทศ

4. สรุปผลการวิจัย

การหาค่าการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอยในงานวิจัยนี้ใช้ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ร่วมกับข้อมูลภาคพื้นดินในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดยใช้แบบจำลองหาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ระดับพื้นดินแล้วเปรียบเทียบกับความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากการวัด จากการศึกษาพบว่า การลดลงของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ มีความสัมพันธ์กับข้อมูล

ทัศนวิสัย นั่นคือเมื่อทัศนวิสัยมีค่ามากอัตราส่วนการลดลงจะมีค่าน้อย เมื่อศึกษาการแปรค่าตามเวลาในรอบปีพบว่าอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากละอองลอยจะมีค่ามากในช่วงเดือนธันวาคมถึงเดือนเมษายนและจะมีค่าน้อยในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนพฤศจิกายน ซึ่งมีค่าเฉลี่ยสูงสุดในเดือนกุมภาพันธ์และเฉลี่ยต่ำสุดเดือนมิถุนายน โดยมีค่าเฉลี่ยตลอดทั้งปีเท่ากับ 0.1673 ± 0.0022

5. กิตติกรรมประกาศ

ผู้วิจัยขอขอบคุณคณาจารย์สาขาวิชาฟิสิกส์ประยุกต์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลธัญบุรี ที่ให้คำแนะนำข้อเสนอแนะการทำวิจัย ขอขอบคุณกรมอุตุนิยมวิทยาที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลตรวจอากาศชั้นบนและข้อมูลผิวพื้น ขอขอบคุณกรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงานที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์สำหรับการวิจัยในครั้งนี้

6. เอกสารอ้างอิง

- Belcher, B.N., & DeGaetano, A.T. (2007). A revised empirical model to estimate solar radiation using automated surface wather observations. *Solar Energy*, 81, 329-345.
- Boland, J., McArthur, L.C., & Luther, M. (2001). Modelling the diffuse fraction of global solar radiation on a horizontal surface. *Environmetrics*, 12, 103-116.
- Brine, D.T., & Iqbal, M. (1983). Diffuse and Global solar spectral irradiance under cloudless skies. *Solar Energy*, 30, 447-456.
- Chantraket, P., Tantiplubthong, N., & Chanyatham, T. (2013). Aersol and cloud condensation nuclei distribution during summer season over Northern region of Thailand. *J. Environ. Res*, 35(1), 87-120.
- Esposito, F., Leone, L., Pavese, G., Resteiri, R., & Serio, C. (2004). Seasonal variation of aerosols properties in South Italy: a study on aerosol optical depths, Angstrom turbidity parameters and aerosol size distributions. *Atmospheric Environment*, 38, 1605-1614.
- Garrison, J.D. (1992). Estimation of precipitable water over Australia for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Solar Energy*, 48(2), 89-96.
- Gueymard, C.A., & Garrison, J.D. (1998). Critical evaluation of precipitable water and atmospheric turbidity in Canada using measured hourly solar irradiance. *Solar Energy*, 62, 291-307.
- Gueymard, C.A. (2001). Parametrized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance. *Solar Energy*, 71, 325-346.

- Hontoria, L., Aguilera, J. and Zufiria, P. (2005). An application of the multilayer perceptron: Solar radiation maps in Spain. *Solar Energy*, 79, 379-387.
- Iqbal, M. (1983). *An Introduction to Solar Radiation*. New York: Academic Press.
- Ineichen, P. (2006). Comparison of eight clear sky broadband models against 16 independent data banks. *Solar Energy*, 80, 468-478.
- Izquierdo, S., Rodrigues, M., & Fueyo, N. (2008). A method for estimating the geographical distribution of the available roof surface area for large-scale photovoltaic energy-potential evaluations. *Solar Energy*, 82, 929-39.
- Iziomon, M.G., & Mayer, H. (2002). Assessment of some global solar radiation parameterizations. *Solar Energy*, 64(2), 1631-1643.
- Janjai, S., & Keawprasert, T. (2006). Design and performance of a solar tunnel dryer with a polycarbonate cover. *International Energy Journal*, 7(3), 187-194.
- Janjai, S., Laksanaboonsong, J., & Thongsathiya, A. (2005). Development of a method for generating operational solar radiation maps from satellite data for a tropical environment. *Solar energy*, 78, 739-751.
- Lacis, A.A., & Hansen, J.E. (1974). Parameterization: for the absorption of solar radiation in the Earth's Atmosphere. *Journal Atmospheric Science*, 19, 118-132.
- Leckner, B. (1978), The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface elements of a model. *Solar Energy*, 20(2), 143-150.
- Martinez-Lozano, J.A., Utrillas, M.P., Tena, F., & Cachorro, V.E. (1998). The parameterization of the atmospheric aerosol optical depth using the angstrom power law. *Solar Energy*, 63, 303-311.
- Nunez, M. (1990). Solar energy statistics for Australian capital regions. *Solar Energy*, 44, 343-354.
- Nunez, M. (1993). The development of a satellite-based insulation model for the Tropical Pacific Ocean. *Journal of Climatology*, 13, 607-627.
- Paltridge, G.W., & Platt, C.M.R. (1976). *Radiative processes in meteorology and climatology*. Amstetdam: Elsevier Publishing Company.
- Phokate, S. (2012). Calculation of solar radiation absorption by ozone in the atmosphere of Thailand. *KKU Engineering Journal*, 39(4), 359-363. (in Thai).
- Phokate, S. (2011). Calculation of solar radiation absorption from precipitable water vapor in the atmosphere of Thailand. *Burapha science Journal*, 16(1), 77-83. (in Thai).

Robinson, N. (1966). *Solar radiation*. New York: Elsevier Publishing Company.

Utrillas, M.P., Martinaz-Lozano, J.A., Cachorro, V.E., & Tena, F. (2000). Comparison of aerosol optical thickness retrieval from spectroradiometer measurement and from two radiative transfer model. *Solar Energy*, 68, 197-205.

Wan Nik, W.B., Ibrahim, M.Z., Samo, K.B., & Muzathik, A M. (2012). Monthly mean hourly global solar radiation estimation. *Solar Energy*, 86, 379-387.

Wiginton, L.K., Nguyen, H.T., & Pearce, J. M. (2010). Quantifying rooftop solar photovoltaic potential for regional renewable energy policy, *Computers. Journal Environment and Urban Systems*, 34, 345-357.

มหาวิทยาลัยบูรพา
Burapha University