



การทดลองของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์โดยฝุ่นละอองภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจาก
ข้อมูลที่สถานีนครปฐมและลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองจากข้อมูลสถานีวัดในประเทศไทย



โดย
นางสาววิจิตรา กังวานวิทย์

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโทมหาบัณฑิต

ภาควิชาฟิสิกส์

มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2565

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยศิลปากร

การทดลองของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์โดยฝุ่นละอองภายใต้สภาพท้องฟ้า
ปราศจากเมฆจากข้อมูลที่สถานีนครปฐมและลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองจากข้อมูล
สถานีวัดในประเทศไทย



วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาามหาบัณฑิต
ภาควิชาฟิสิกส์
มหาวิทยาลัยศิลปากร
ปีการศึกษา 2565
ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยศิลปากร

DEPLETION OF SOLAR ULTRAVIOLET RADIATION BY AEROSOLS DURING CLEAR
SKY CONDITIONS FROM DATA COLLECTED AT NAKHON PATHOM STATION
AND STATISTICAL CHARACTERISTICS OF AEROSOLS FROM MEASURING
STATIONS IN THAILAND



A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements
for Master of Science PHYSICS
Department of PHYSICS
Silpakorn University
Academic Year 2022
Copyright of Silpakorn University

หัวข้อ การทดลองของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์โดยผู้ทดลอง
ภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจากข้อมูลที่สถานีนครปฐมและ
ลักษณะทางสถิติของผู้ทดลองจากข้อมูลสถานีวัดในประเทศไทย
โดย นางสาววิจิตรา กังวานวิทย์
สาขาวิชา ฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโท
อาจารย์ที่ปรึกษาหลัก ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สุมาลย์ บรรเท็ง
อาจารย์ที่ปรึกษาร่วม ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย

คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ได้รับพิจารณาอนุมัติให้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา
ตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

.....คณบดีคณะวิทยาศาสตร์
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. นรงค์ นิรมพาลี)

พิจารณาเห็นชอบโดย

.....ประธานกรรมการ
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. ประนมกร ชูศรี)

.....อาจารย์ที่ปรึกษาหลัก
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สุมาลย์ บรรเท็ง)

.....อาจารย์ที่ปรึกษาร่วม
(ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย)

.....ผู้ทรงคุณวุฒิภายใน
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. อิศระ มะศิริ)

640720029 : ฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโท

นางสาว วิจิตรา กังวานวิทย์: การลดลงของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์โดยฝุ่นละอองภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจากข้อมูลที่สถานีนครปฐมและลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองจากข้อมูลสถานีวัดในประเทศไทย อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก : ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สุมาลย์ บรรเท็ง

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยทำการวิเคราะห์การลดลงของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่น 260–400 นาโนเมตร ภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจากข้อมูลที่สถานีนครปฐม (13.82 °N, 100.04 °E) โดยผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่น 260-400 นาโนเมตร ที่ได้จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (ผลิตโดยบริษัท Bentham Instruments Ltd. รุ่น DMc150) ร่วมกับข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ (ผลิตโดยบริษัท Cimel Electronique รุ่น CE-318) และข้อมูลปริมาณโอโซนในบรรยากาศที่ได้จากดาวเทียม OMI/AURA ระหว่างเดือนมกราคม ค.ศ. 2017 - ธันวาคม ค.ศ. 2018 ที่สถานีนครปฐม จากนั้นได้นำข้อมูลดังกล่าวในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆซึ่งบอกได้โดยภาพถ่ายท้องฟ้าที่ได้จากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (ผลิตโดยบริษัท PREDE รุ่น PSV-100) มาทำการวิเคราะห์โดยใช้เทคนิคพิเศษซึ่งจะดึงค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ไว้ที่ค่าเฉลี่ยของตำแหน่งเซนเซอร์ของดวงอาทิตย์และที่ปริมาณโอโซนเฉลี่ยโดยยอมให้ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเปลี่ยนแปลงตามวันและเวลานั้น ๆ โดยเทคนิคนี้จะใช้ UVSPEC ซึ่งเป็นแบบจำลองการถ่ายเทรังสีในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ผลการวิเคราะห์แสดงให้เห็นว่าค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองแปรผกผันแบบเชิงเส้นกับปริมาณรังสีอัลตราไวโอเล็ตหรือกล่าวได้ว่าเมื่อค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเพิ่มขึ้นจะส่งผลให้รังสีอัลตราไวโอเล็ตมีค่าลดลง นอกจากนี้ผู้วิจัยยังได้รวบรวมข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองและค่า single scattering albedo (SSA) จากการวัดภาคพื้นดินทั่วประเทศ จากนั้นทำการวิเคราะห์ลักษณะทางสถิติของข้อมูลดังกล่าว ผลจากการวิเคราะห์พบว่าค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลางมีค่าสูงในช่วงต้นปีและปลายปี โดยมีค่าสูงสุดในเดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม เมษายนและพฤษภาคม ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับสถานี และมีค่าต่ำสุดในช่วงกลางปี ส่วนในภาคใต้การแปรค่าของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองแตกต่างจากสถานีอื่น ๆ โดยค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีค่าต่ำและค่อนข้างคงที่ตลอดทั้งปี และจากการหาค่า SSA พบว่าที่สถานีเชียงใหม่ นครปฐม สงขลา อุบลราชธานี กรุงเทพมหานคร หนองคาย สระแก้ว และ ฉะเชิงเทรา มีค่า SSA ระหว่าง 0.80-0.87, 0.74-0.83, 0.87-0.90, 0.89-0.92, 0.83-0.87, 0.87-0.90, 0.90-0.92 และ 0.87-0.90 ตามลำดับ



640720029 : Major PHYSICS

MISS Wijitra KANGWANWIT : DEPLETION OF SOLAR ULTRAVIOLET RADIATION BY AEROSOLS DURING CLEAR SKY CONDITIONS FROM DATA COLLECTED AT NAKHON PATHOM STATION AND STATISTICAL CHARACTERISTICS OF AEROSOLS FROM MEASURING STATIONS IN THAILAND Thesis advisor : Assistant Professor Dr. Sumaman Buntoung

In this work, depletion of solar ultraviolet (UV) radiation in wavelength between 260 - 400 nm by aerosols under clear sky conditions at Nakhon Pathom station (13.82 °N, 100.04 °E), a solar monitoring station in Thailand, was investigated. Solar spectral UV radiation was measured by using a UV spectrometer (Bentham Instruments Ltd., model DMc150) in the wavelength range of 260-400 nm together with aerosol optical depth data measured by a sunphotometer (Cimel Electronique, model CE-318), and total column ozone retrieved from OMI/AURA satellite during January, 2017 – December, 2018 were gathered. The measured data under clear sky conditions as determined by a sky camera (PREDE, model PSV-100) were analyzed using a special technique which the measured UV is brought to a value at the average solar zenith angle and at the average ozone amount, and thus only AOD is allowed to be varied. In this technique, UVSPEC, a radiative transfer model, was used. The results show that aerosol optical depth is inversely linear correlated with the UV radiation. In the other word, when the aerosol optical depth increases, the UV radiation decreases linearly. In addition, aerosol optical depth data and single scattering albedo (SSA) from ground-based measurement stations all over Thailand have been gathered and then analyzed to investigate the statistical characteristics. The results indicate that in the north, northeast, and central regions of Thailand, aerosol optical depth are high at the beginning of the year and at the end of the year, with the highest value is in February, March, April, and May depending to the stations and low in the middle of the year. In the southern region, variation of aerosol optical depth is different from that of the other regions as aerosol optical depth is low and relatively constant throughout the year. The values of (SSA) at Chiang Mai, Nakhon Pathom, Songkhla, Ubon Ratchathani, Bangkok, Nong Khai, Sa Kaeo and Chachoengsao stations were

between 0.80-0.87, 0.74-0.83, 0.87-0.90, 0.89-0.92, 0.83-0.87, 0.87-0.90, 0.90-0.92 and 0.87-0.90, respectively.



กิตติกรรมประกาศ

ในการศึกษาระดับปริญญาโทระดับนี้ผู้วิจัยได้รับทุนผู้ช่วยวิจัยจากคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม ซึ่งผู้วิจัยขอขอบพระคุณไว้ ณ ที่นี้เป็นอย่างสูง

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สุมาลย์ บรรเท็ง ซึ่งเป็นที่ปรึกษา และ ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย ที่ให้ความรู้และคำแนะนำทางวิชาการ พร้อมทั้งจัดหาทุนวิจัย เครื่องมือ และข้อมูลที่เป็นสำเนาใช้ในการดำเนินงาน รวมทั้งได้ให้กำลังใจ และความช่วยเหลือเมื่อเกิดข้อบกพร่องในการทำงาน ทำให้งานวิจัยนี้บรรลุผลสำเร็จสมบูรณ์

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สมเจตน์ ภัทรพานิชชัย ที่ให้คำแนะนำการใช้ เครื่องมือ การวิเคราะห์ข้อมูล และแนวทางการแก้ปัญหา รวมถึงให้ความช่วยเหลือเมื่อเครื่องมือขัดข้อง ทำให้งานวิจัยนี้ผ่านพ้นอุปสรรคไปได้ด้วยดี

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. ประนมกร ชูศรี ที่ได้เสียสละเวลามาเป็น ประธานกรรมการสอบ และขอขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. อิศระ มะศิริ หัวหน้าภาควิชา ฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ได้กรุณาเสียเวลามาเป็นกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ใน ครั้งนี้เป็นอย่างสูง

นอกจากนี้ผู้วิจัยขอขอบคุณ อาจารย์ และนักวิจัยห้องปฏิบัติการวิจัยฟิสิกส์บรรยากาศเขตร้อน ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร รวมถึงเจ้าหน้าที่ของภาควิชาฟิสิกส์ทุกท่าน ที่ให้คำแนะนำและให้ความช่วยเหลือในการทำวิทยานิพนธ์ครั้งนี้

สุดท้ายนี้ คุณประโยชน์ที่เกิดขึ้นจากวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ผู้วิจัยขอมอบให้กับบิดาและมารดา รวมทั้งคณาจารย์ทุกท่าน เพื่อตอบแทนพระคุณที่ทำให้ผู้วิจัยประสบความสำเร็จในการศึกษา

นางสาว วิจิตรา กังวานวิทย์

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	ฉ
กิตติกรรมประกาศ.....	ช
สารบัญ.....	ฉ
สารบัญตาราง.....	ฉ
สารบัญรูป.....	ฉ
บทที่ 1	1
บทนำ.....	1
1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา.....	1
1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย.....	1
1.3 ขอบเขตของการวิจัย.....	2
บทที่ 2	3
ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	3
2.1 ทฤษฎี.....	3
2.1.1 สเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต.....	3
2.1.2 รังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ผ่านบรรยากาศโลก.....	4
2.1.3 องค์ประกอบทางบรรยากาศที่มีผลต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต.....	5
2.1.3.1 ผลของโอโซนต่อปริมาณรังสีอัลตราไวโอเล็ต.....	5
2.1.3.2 ผลของเมฆต่อปริมาณรังสีอัลตราไวโอเล็ต.....	7
2.1.3.2.1 เมฆชั้นสูง (High Clouds).....	7
2.1.3.2.2 เมฆชั้นกลาง (Middle Clouds).....	9

2.1.3.2.3 เมฆชั้นต่ำ (Low Clouds).....	11
2.1.3.3 ผลของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต	13
2.1.3.3.1 กระบวนการเกิดฝุ่นละออง (generation process)	14
2.1.3.3.3 ขนาดอนุภาค (particle size).....	15
2.1.4 เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ต	16
2.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	21
บทที่ 3	25
วิธีการ ผลและการอภิปรายผล	25
3.1 เครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัย.....	25
3.1.1 เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (spectroradiometer)	25
3.1.2 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (skyview).....	30
3.1.3 ข้อมูลปริมาณโอโซนจากดาวเทียม OMI/AURA.....	31
3.1.4 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer).....	32
3.2 การวิเคราะห์ข้อมูล ผลการศึกษาและอภิปรายผล.....	39
3.2.1 ผลของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ	39
3.2.2 ลักษณะทางสถิติของฝุ่นละออง.....	42
3.2.2.1 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง	43
3.2.2.2 ค่า Single Scattering Albedo.....	51
บทที่ 4	53
สรุปผล	53
ภาคผนวก 1.....	55
รายการอ้างอิง	65
ประวัติผู้เขียน	67

สารบัญตาราง

หน้า

ตารางที่ 3.1 สเปกตรัมที่มีการดูดกลืนสูงในช่วงของสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (Fraunhofer spectrum) (Wallner, 1869).....	29
ตารางที่ 3.2 ตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดที่ติดตั้งเครื่องชันโฟโตมิเตอร์ทั้ง 8 แห่งและช่วงข้อมูลที่ผู้วิจัยนำมาใช้งาน.....	33



สารบัญรูป

หน้า

รูปที่ 1 สเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ (ดัดแปลงภาพจาก Soehnge et al., 1997).....	3
รูปที่ 2 สเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ที่นอกบรรยากาศโลกและพื้นผิวโลก (ดัดแปลงภาพจาก Bozzetti et al., 2010).....	4
รูปที่ 3 ตัวอย่างสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่พื้นผิวโลกในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่จังหวัด นครปฐม ในวันที่ 1 เดือนกรกฎาคม ค.ศ. 2018 เวลา 12.00 น.	5
รูปที่ 4 โปรไฟล์ของชั้นโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์และโทรโพสเฟียร์ (ภาพจาก Scientific Assessment of Ozone Depletion, 1994).....	6
รูปที่ 5 เมฆเซอร์รัส (ภาพจาก Mike Kemp).....	8
รูปที่ 6 เมฆเซอร์โรคิวมูลัส (ภาพจาก Donald Ahrens).....	8
รูปที่ 7 เมฆเซอร์โรสเตรตัส (ภาพจาก Donald Ahrens).....	9
รูปที่ 8 เมฆอัลโตคิวมูลัส (ภาพจาก wyoflower).....	10
รูปที่ 9 เมฆอัลโตโรสเตรตัส (ภาพจาก Famartin).....	10
รูปที่ 10 เมฆนิมโบสเตรตัส (ภาพจาก Simon Eugster).....	11
รูปที่ 11 เมฆสเตรโตคิวมูลัส (ภาพจาก wallacal).....	12
รูปที่ 12 เมฆสเตรตัส (ภาพจาก PiccoloNamek).....	12
รูปที่ 13 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าการส่งผ่านรังสีอัลตราไวโอเล็ตและค่าความลึกเชิงแสงของเมฆ (ดัดแปลงภาพจาก Lubin et al., 1994).....	13
รูปที่ 14 แผนภูมิแสดงองค์ประกอบของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (ดัดแปลงภาพจาก Webb, 1998).....	17
รูปที่ 15 อุปกรณ์แยกรังสีแบบคู่ (ดัดแปลงภาพจาก Webb, 1998).....	18
รูปที่ 16 Full width at half maximum (Webb, 1998).....	18

รูปที่ 17 ตัวรับรังสีของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (input optics) รุ่น DMC150 ผลิตโดย บริษัท Bentham Instruments Ltd..... 19

รูปที่ 18 แผนภูมิแสดงส่วนประกอบของเครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงความยาวคลื่นกว้าง (ดัดแปลงภาพจาก Webb, 1998)..... 20

รูปที่ 19 เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่มีผลต่อผิวหน้ามนุษย์รุ่น 501A ที่ผลิตโดยบริษัท Solar Light 20

รูปที่ 20 เครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตแบบใช้แผ่นกรองรังสีหลายช่องสัญญาณรุ่น GUV-2511 ผลิตโดยบริษัท Biospherical Instruments Inc. 21

รูปที่ 21 แผนภูมิแสดงการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต..... 25

รูปที่ 22 ตัวรับรังสี (input optics) ของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ที่ติดตั้ง บนตาดฟ้าอาคารวิทยาศาสตร์ 1 มหาวิทยาลัยศิลปากร 26

รูปที่ 23 เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตของบริษัท Bentham Instruments Ltd. ที่ติดตั้งที่ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร..... 26

รูปที่ 24 หน้าจอของโปรแกรม BenWin+ 27

รูปที่ 25 ตัวอย่างสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่จังหวัด นครปฐม วันที่ 1 เดือนกันยายน ค.ศ. 2018 เวลา 12.00 น. 28

รูปที่ 26 การสอบเทียบเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตโดยใช้หลอดมาตรฐาน 30

รูปที่ 27 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าที่ติดตั้งอยู่ที่ตาดฟ้าอาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม..... 31

รูปที่ 28 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าที่ได้จากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า กรณีวันที่ (a) ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (clear sky) (b) ท้องฟ้ามีเมฆบางส่วน (partly sky) และ (c) ท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆทั้งหมด (overcast sky)..... 31

รูปที่ 29 อุปกรณ์ OMI บนดาวเทียม AURA (ดัดแปลงภาพจาก Schoeberl et al., 2006) 32

รูปที่ 30 เครื่องซันโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ 35

รูปที่ 31 เครื่องซันโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม..... 35

รูปที่ 32 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี.....	36
รูปที่ 33 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา	36
รูปที่ 34 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน กรุงเทพมหานคร	37
รูปที่ 35 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่สวนอุทกวิทยาหนองคาย จังหวัดหนองคาย.....	37
รูปที่ 36 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาสระแก้ว (อรัญประเทศ) จังหวัด สระแก้ว.....	38
รูปที่ 37 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาฉะเชิงเทรา จังหวัดฉะเชิงเทรา	38
รูปที่ 38 ความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ต ($UV_{Bentham}$) กับค่าความลึกเชิงแสงของ ฝุ่น ละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$).....	39
รูปที่ 39 แผนภาพการใช้งานแบบจำลองการถ่ายเทรังสี (Radiative transfer model).....	40
รูปที่ 40 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ต ($UV(z_{ave}, AOD_{O_{3ave}})$) และ ค่า ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$) ของปี ค.ศ. 2017.....	41
รูปที่ 41 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ต ($UV(z_{ave}, AOD_{O_{3ave}})$) และ ค่า ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$) ของปี ค.ศ. 2018.....	41
รูปที่ 42 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ต ($UV(z_{ave}, AOD_{O_{3ave}})$) และค่าความลึก เชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$) ปี ค.ศ. 2017 และ 2018	42
รูปที่ 43 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$) ที่สถานีจังหวัดเชียงใหม่	43
รูปที่ 44 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$) ที่สถานีจังหวัดนครปฐม	43
รูปที่ 45 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$) ที่สถานีจังหวัดอุบลราชธานี	44
รูปที่ 46 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$) ที่สถานีจังหวัดสงขลา.....	44

รูปที่ 47 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD _{340 nm}) ที่สถานีกรุงเทพมหานคร.....	45
รูปที่ 48 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD _{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดหนองคาย	45
รูปที่ 49 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD _{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดสระแก้ว	46
รูปที่ 50 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD _{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดฉะเชิงเทรา.....	46
รูปที่ 51 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD _{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดเชียงใหม่	47
รูปที่ 52 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD _{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดนครปฐม	47
รูปที่ 53 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD _{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดอุบลราชธานี	48
รูปที่ 54 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD _{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดสงขลา.....	48
รูปที่ 55 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD _{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดกรุงเทพมหานคร.....	49
รูปที่ 56 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD _{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดหนองคาย	49
รูปที่ 57 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD _{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดสระแก้ว	50
รูปที่ 58 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD _{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดฉะเชิงเทรา.....	50
รูปที่ 59 ค่า single scattering albedo ทั้ง 8 สถานี	51

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

รังสีอัลตราไวโอเล็ตเป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าหรือโฟตอนจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ที่มนุษย์ไม่สามารถมองเห็นได้ด้วยตาเปล่าและประสาทสัมผัสของมนุษย์ไม่สามารถรับรู้ได้ โดยมีช่วงความยาวคลื่น 100–400 นาโนเมตร ซึ่งสามารถแบ่งตามความยาวคลื่นออกเป็น 3 ช่วง ได้แก่ รังสีอัลตราไวโอเล็ตเอ (315-400 นาโนเมตร) รังสีอัลตราไวโอเล็ตบี (280-315 นาโนเมตร) และรังสีอัลตราไวโอเล็ตซี (100-280 นาโนเมตร) โดยรังสีอัลตราไวโอเล็ตซีจะถูกดูดกลืนในบรรยากาศเป็นส่วนใหญ่ดังนั้นจะมีเพียงรังสีอัลตราไวโอเล็ตเอเกือบทั้งหมดและรังสีอัลตราไวโอเล็ตบีบางส่วนเท่านั้นที่สามารถผ่านชั้นบรรยากาศลงมายังพื้นผิวโลกได้

รังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์มีทั้งประโยชน์และโทษต่อมนุษย์ โดยประโยชน์ของรังสีอัลตราไวโอเล็ตคือสามารถกระตุ้นให้ผิวหนังสังเคราะห์วิตามินดีช่วยในการเสริมสร้างความแข็งแรงของกระดูกและสามารถรักษาโรคสะเก็ดเงินซึ่งเป็นโรคผิวหนังชนิดหนึ่งได้ แต่หากได้รับรังสีอัลตราไวโอเล็ตมากเกินไปจะเป็นอันตรายต่อร่างกายอาจทำให้ผิวหนังแดงไหม้ (sunburn) และเพิ่มโอกาสการเกิดมะเร็งผิวหนัง นอกจากนี้ยังเป็นอันตรายต่อดวงตาซึ่งส่งผลให้เกิดต้อกระจกและระบบภูมิคุ้มกันลดลง โดยทั่วไปรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่พื้นผิวโลกขึ้นอยู่กับองค์ประกอบต่าง ๆ ในบรรยากาศ เช่น เมฆ ฝุ่นละออง โอโซน และลักษณะทางภูมิศาสตร์ของพื้นที่ เช่น ละติจูด ความสูงจากระดับน้ำทะเล โดยฝุ่นละอองเป็นองค์ประกอบทางบรรยากาศที่สำคัญที่สามารถลดทอนรังสีอาทิตย์ได้โดยกระบวนการดูดกลืนและการกระเจิง ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับชนิดของฝุ่นละออง

สำหรับกรณีของประเทศไทยเป็นประเทศที่มีปริมาณฝุ่นละอองค่อนข้างสูงและผลกระทบของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่จังหวัดนครปฐมยังไม่มีการศึกษา ดังนั้นในงานวิจัยนี้จึงมีวัตถุประสงค์เพื่อทำการวิเคราะห์ผลกระทบของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆและศึกษาลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองจากข้อมูลที่สถานีวัดต่าง ๆ ในประเทศไทย

1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย

- 1) เพื่อวิเคราะห์ผลกระทบของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ
- 2) เพื่อศึกษาลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองจากข้อมูลที่สถานีวัดต่าง ๆ ในประเทศไทย

1.3 ขอบเขตของการวิจัย

ในงานวิจัยนี้ใช้ข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่สถานีนครปฐม ตั้งอยู่ที่ตาดฟ้าชั้น 11 อาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร เพื่อศึกษาผลของฝุ่นละอองต่อความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ และศึกษาลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองในประเทศไทยโดยใช้ข้อมูลจากเครื่องวัดฝุ่นละออง (sunphotometer) ที่เป็นสมาชิกของ AERONET ที่สถานีต่าง ๆ 8 แห่ง ได้แก่ ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน กรุงเทพมหานคร ส่วนอุทกวิทยาหนองคาย (กรมทรัพยากรน้ำ) จังหวัดหนองคาย สถานีอุตุนิยมวิทยาสระแก้ว (อรัญประเทศ) จังหวัดสระแก้ว และสถานีอุตุนิยมวิทยาฉะเชิงเทรา จังหวัดฉะเชิงเทรา



บทที่ 2

ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

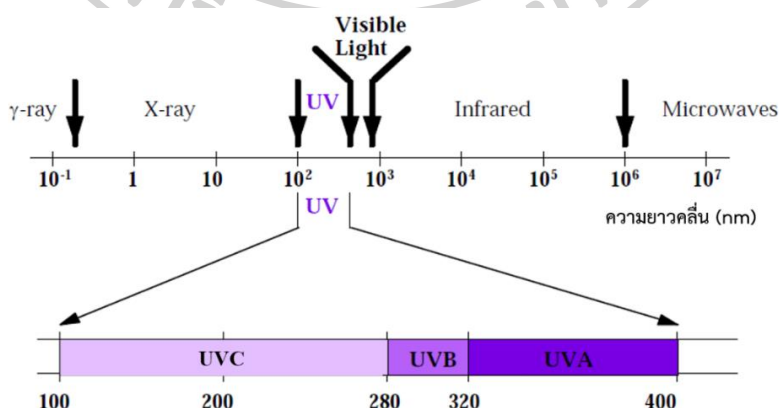
บทนี้กล่าวถึงทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับรังสีอัลตราไวโอเล็ตและผลของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตทั้งในและต่างประเทศ ตามหัวข้อต่าง ๆ ดังนี้

2.1 ทฤษฎี

2.1.1 สเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต

รังสีอัลตราไวโอเล็ต (ultraviolet radiation, UV) เป็นส่วนหนึ่งของสเปกตรัมของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าหรือรังสีที่แผ่ออกมาจากดวงอาทิตย์ โดยสเปกตรัมส่วนที่เหลือได้แก่ รังสีแกมมา (γ rays) รังสีเอกซ์ (X rays) แสงในช่วงที่ตามองเห็น (visible light) รังสีอินฟราเรด (infrared radiation) คลื่นไมโครเวฟ (microwaves) และคลื่นวิทยุ (radiowaves) รังสีอัลตราไวโอเล็ตเป็นรังสีคลื่นสั้นที่มีพลังงานสูงมีช่วงความยาวคลื่นครอบคลุมตั้งแต่ 100 นาโนเมตร ถึง 400 นาโนเมตร สามารถแบ่งสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตออกเป็น 3 ช่วงความยาวคลื่นแสดงดังรูปที่ 1 ดังนี้

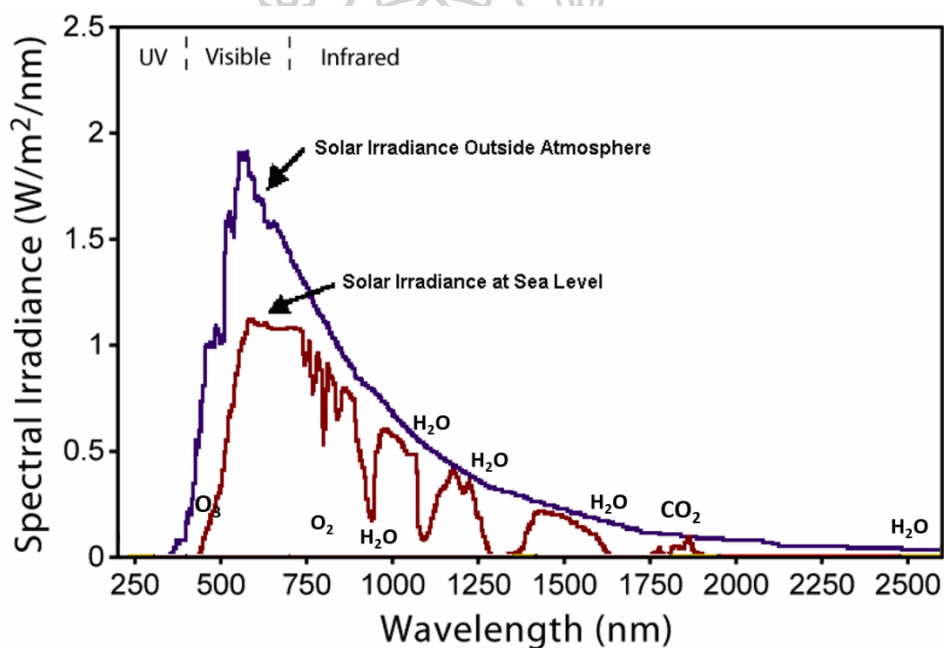
- 1) รังสีอัลตราไวโอเล็ตเอ (UV-A) มีช่วงความยาวคลื่น 320–400 นาโนเมตร
- 2) รังสีอัลตราไวโอเล็ตบี (UV-B) มีช่วงความยาวคลื่น 280–320 นาโนเมตร
- 3) รังสีอัลตราไวโอเล็ตซี (UV-C) มีช่วงความยาวคลื่น 100–280 นาโนเมตร



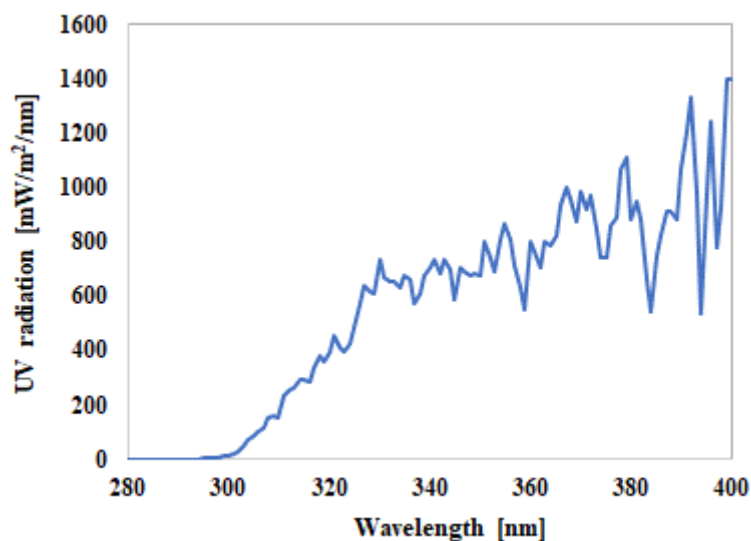
รูปที่ 1 สเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ (ดัดแปลงภาพจาก Soehnge et al., 1997)

2.1.2 รังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ผ่านบรรยากาศโลก

เมื่อรังสีเคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศโลก รังสีอัลตราไวโอเล็ตที่เป็นส่วนหนึ่งของรังสีดวงอาทิตย์ จะถูกลดทอนโดยกระบวนการดูดกลืนและกระเจิง (รูปที่ 2) โดยรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงความยาวคลื่นที่น้อยกว่า 280 นาโนเมตร จะถูกดูดกลืนโดยบรรยากาศเกือบทั้งหมดโดยเฉพาะการถูกดูดกลืนโดยโอโซนในแถบความยาวคลื่นฮาร์ทลีย์ (Hartley band) ซึ่งมีความยาวคลื่นระหว่าง 220-295 นาโนเมตร (Orphal et al., 2003) และออกซิเจนในช่วงสเปกตรัมต่อเนื่องของชูมานน์ (Schumann continuum) มีความยาวคลื่นระหว่าง 145.0-175.9 นาโนเมตร (Huffman et al., 1992) ดังนั้นจะเหลือเพียงรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงความยาวคลื่น 280-400 นาโนเมตร ที่สามารถผ่านเข้ามายังพื้นโลกได้บางส่วนดังตัวอย่างที่แสดงในรูปที่ 3



รูปที่ 2 สเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ที่นอกบรรยากาศโลกและพื้นผิวโลก (ดัดแปลงภาพจาก Bozzetti et al., 2010)



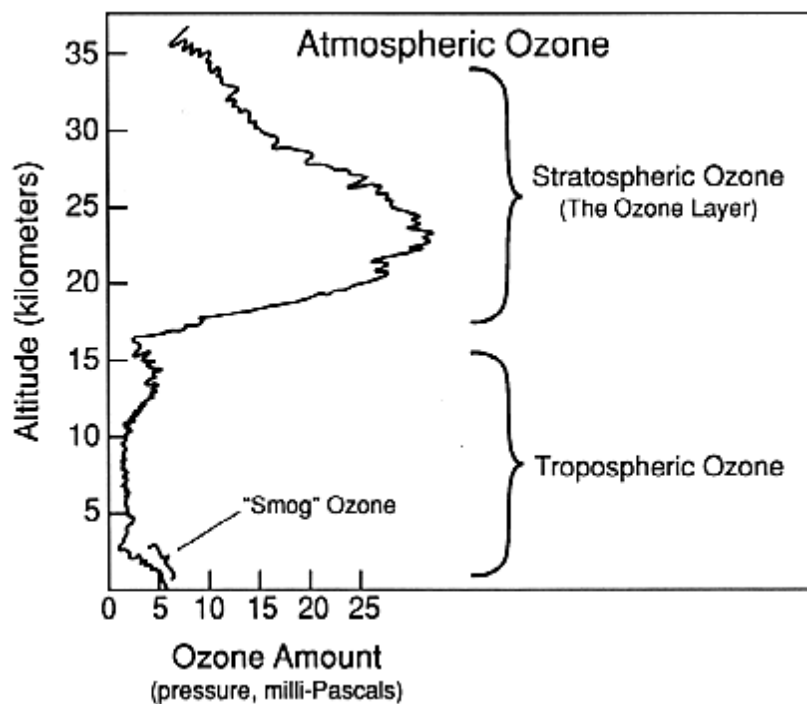
รูปที่ 3 ตัวอย่างสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่พื้นผิวโลกในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่จังหวัดนครปฐม ในวันที่ 1 เดือนกรกฎาคม ค.ศ. 2018 เวลา 12.00 น.

2.1.3 องค์ประกอบทางบรรยากาศที่มีผลต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต

รังสีอัลตราไวโอเล็ตที่แผ่มายังพื้นโลกจะมีปริมาณมากหรือน้อยนั้นขึ้นอยู่กับเวลาและลักษณะทางภูมิศาสตร์ของพื้นที่ รวมไปถึงกระบวนการดูดกลืนและกระเจิงโดยองค์ประกอบต่าง ๆ ในบรรยากาศ เช่น โอโซน เมฆ และฝุ่นละออง ดังรายละเอียดต่อไปนี้

2.1.3.1 ผลของโอโซนต่อปริมาณรังสีอัลตราไวโอเล็ต

โอโซนในบรรยากาศเป็นปัจจัยสำคัญสำหรับการลดทอนของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ที่แผ่มายังพื้นผิวโลก (Fioletov et al., 2010) ประมาณ 90% ของโอโซนในบรรยากาศพบได้ในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ที่ระดับความสูง 15-50 กิโลเมตร โดยมีโอโซนหนาแน่นที่ระดับความสูง 15-35 กิโลเมตร ส่วนอีก 10% จะพบที่ระดับล่างลงมาคือชั้นโทรโปสเฟียร์ แสดงดังรูปที่ 4



รูปที่ 4 โปรไฟล์ของชั้นโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์และโทรโพสเฟียร์ (ภาพจาก Scientific Assessment of Ozone Depletion, 1994)

โอโซนในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ส่วนใหญ่เกิดจากกระบวนการผลิตในแหล่งอุตสาหกรรม เช่น อุตสาหกรรมน้ำดื่มที่ใช้โอโซนในการฆ่าเชื้อโรคและเกิดจากธรรมชาติจากปรากฏการณ์ฟ้าผ่า ส่วนโอโซนในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์เกิดจากรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่มีความยาวคลื่นน้อยกว่า 240 นาโนเมตร รั้งเข้าชนโมเลกุลออกซิเจนในบรรยากาศทำให้โมเลกุลออกซิเจนแตกตัวออกเป็นอะตอมออกซิเจนดั่งสมการ (2.1)



จากนั้นออกซิเจนอะตอมจะไปรวมตัวกับโมเลกุลออกซิเจนในบรรยากาศตัวอื่น ๆ เกิดเป็นโมเลกุลโอโซน เรียกว่าปฏิกิริยาการเกิดโอโซน ดังสมการ (2.2)



เนื่องจากโอโซนเป็นโมเลกุลที่ไม่เสถียร เมื่อโมเลกุลโอโซนถูกรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงความยาวคลื่น 240-320 นาโนเมตร ตกกระทบจะสลายตัวได้โมเลกุลออกซิเจนและออกซิเจนอะตอม เรียกว่าปฏิกิริยาการสลายตัวของโอโซนดังสมการ (2.3) ซึ่งอะตอมหรือโมเลกุลของออกซิเจนนี้สามารถรวมตัวกับออกซิเจนตัวอื่นและเกิดเป็นโอโซนได้อีกครั้ง



จากที่ได้กล่าวไปข้างต้น โอโซนในชั้นบรรยากาศทำหน้าที่เป็นเกราะป้องกันรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ผ่านเข้ามาถึงพื้นโลกโดยกระบวนการดูดกลืน จากงานวิจัยของ Frederick et al. (1989) กล่าวว่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตที่พื้นผิวโลกจะแปรผันตามตำแหน่งของดวงอาทิตย์ ปริมาณโอโซนในชั้นบรรยากาศ และปริมาณองค์ประกอบต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศที่เกิดจากกระบวนการทางธรรมชาติและกระบวนการของมนุษย์ซึ่งมีคุณสมบัติในการกระเจิงและดูดกลืน

การลดลงของโอโซนในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์จะทำให้รังสีอัลตราไวโอเล็ตบีผ่านชั้นบรรยากาศมาถึงพื้นผิวโลกมากขึ้น โดยในปี ค.ศ. 1993 Kerr & McElroy (1993) ได้ทำการบันทึกระดับรังสีอัลตราไวโอเล็ตบี ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1989 - ค.ศ. 1993 ที่เมืองโทรอนโต ประเทศแคนาดา พบว่าระดับรังสีอัลตราไวโอเล็ตบีในฤดูหนาวเพิ่มขึ้นมากกว่า 5% ทุกปี ซึ่งการลดลงของโอโซนในบรรยากาศนี้จะนำไปสู่ความเสียหายต่อสิ่งมีชีวิตบนโลก รวมไปถึงเพิ่มโอกาสในการเกิดมะเร็งผิวหนังด้วย (Frederick, 1993)

2.1.3.2 ผลของเมฆต่อปริมาณรังสีอัลตราไวโอเล็ต

เมฆเป็นการรวมตัวของหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็งเล็ก ๆ ในบรรยากาศ บางชนิดพบได้บนที่สูงเท่านั้น ในขณะที่บางชนิดพบได้เกือบถึงพื้นดิน เมฆมีลักษณะ รูปร่าง และระดับความสูงที่หลากหลาย ในทางอุตุนิยมวิทยาสามารถแบ่งประเภทของเมฆตามระดับความสูงได้เป็น 3 กลุ่ม ดังนี้

2.1.3.2.1 เมฆชั้นสูง (High Clouds)

เมฆชั้นสูงเป็นเมฆที่มีความสูงจากพื้นดินประมาณ 6,000 เมตรขึ้นไป เนื่องจากความสูงระดับนี้ค่อนข้างแห้งและเย็น เมฆชั้นสูงจึงมีองค์ประกอบของเกล็ดน้ำแข็งและมีลักษณะค่อนข้างบาง เมฆชั้นสูงประกอบด้วยเมฆชนิดต่าง ๆ ดังนี้

- เมฆเซอร์รัส (Cirrus, Ci)

เมฆเซอร์รัสเป็นเมฆชั้นสูงที่สามารถพบได้มากที่สุด ซึ่งเป็นเมฆที่มีความบางและมีลักษณะเหมือนขนนก เมฆเซอร์รัสมักจะเคลื่อนผ่านท้องฟ้าจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก ซึ่งบ่งบอกถึงทิศทางของลมที่ระดับความสูงนี้



รูปที่ 5 เมฆเซอร์รัส (ภาพจาก Mike Kemp)

- เมฆเซอร์โรคิวมูลัส (Cirrocumulus, Cc)

เมฆเซอร์โรคิวมูลัสเป็นเมฆที่พบน้อยกว่าเมฆเซอร์รัส มีลักษณะเป็นก้อนกลมสีขาวขนาดเล็ก ซึ่งอาจเกิดขึ้นทีละก้อนหรือเป็นแถวยาว เมื่อเรียงกันเป็นแถวเมฆเซอร์โรคิวมูลัสจะมีลักษณะเป็นคลื่นซึ่งแตกต่างจากเมฆเซอร์รัสที่มีลักษณะอ่อนนุ่ม



รูปที่ 6 เมฆเซอร์โรคิวมูลัส (ภาพจาก Donald Ahrens)

- เมฆเซอร์โรสเตรตัส

เมฆเซอร์โรสเตรตัสเป็นเมฆชั้นสูงที่มีลักษณะบางเป็นแผ่นปกคลุมทั่วท้องฟ้า ซึ่งบางจนสามารถมองเห็นดวงอาทิตย์และดวงจันทร์ได้อย่างชัดเจน ผลึกน้ำแข็งในเมฆเหล่านี้จะหักเหแสงที่ผ่านเข้ามา ทำให้มองเห็นเป็นวงแหวนล้อมรอบดวงอาทิตย์หรือดวงจันทร์



รูปที่ 7 เมฆเซอร์โรสเตรตัส (ภาพจาก Donald Ahrens)

2.1.3.2.2 เมฆชั้นกลาง (Middle Clouds)

เมฆชั้นกลางมีความสูงของฐานเมฆระหว่าง 2,000-7,000 เมตร เมฆเหล่านี้ประกอบด้วยหยดน้ำและผลึกน้ำแข็งบางส่วน

- เมฆอัลโตคิวมูลัส (Alto cumulus, Ac)

เมฆอัลโตคิวมูลัส เป็นเมฆชั้นกลางที่ประกอบไปด้วยหยดน้ำเป็นส่วนใหญ่และมีความหนาไม่เกิน 1 กิโลเมตร มีลักษณะเป็นก้อน บางครั้งแผ่ออกเป็นคลื่นขนานหรือเป็นแถบ การเกิดเมฆอัลโตคิวมูลัสในช่วงฤดูร้อนที่มีอากาศร้อนขึ้นในช่วงเช้ามักจะทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองในช่วงบ่าย



รูปที่ 8 เมฆอัลโตคิวมูลัส (ภาพจาก wyoflower)

- เมฆอัลโตรสเตรตัส (Altostratus, As)

เมฆอัลโตรสเตรตัสเป็นเมฆที่มีลักษณะเป็นสีเทาหรือสีเทาอมฟ้า ประกอบไปด้วยเกล็ดน้ำแข็งและหยดน้ำปกคลุมทั่วท้องฟ้าเป็นบริเวณกว้างหลายร้อยตารางกิโลเมตร เมฆอัลโตรสเตรตัสมักจะก่อตัวก่อนการเกิดพายุที่มีฝนตกเป็นบริเวณกว้างและต่อเนื่อง



รูปที่ 9 เมฆอัลโตรสเตรตัส (ภาพจาก Famartin)

2.1.3.2.3 เมฆชั้นต่ำ (Low Clouds)

เมฆชั้นต่ำมีฐานเมฆอยู่ต่ำกว่า 2,000 เมตร ประกอบด้วยหยาดน้ำแต่ในสภาพอากาศหนาวเย็นอาจมีอนุภาคน้ำแข็งและหิมะปะปนอยู่

- เมฆนิมโบสเตรตัส (Nimbostratus, NS)

ฐานของเมฆนิมโบสเตรตัสจะเป็นสีเทาเข้มซึ่งเกี่ยวข้องกับฝนหรือหิมะที่ตกลงมา ระดับความรุนแรงของหยาดน้ำฟ้าขึ้นอยู่กับระดับเบากถึงปานกลาง



รูปที่ 10 เมฆนิมโบสเตรตัส (ภาพจาก Simon Eugster)

- เมฆสเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus, Sc)

เมฆสเตรโตคิวมูลัส เป็นเมฆก้อนที่มีลักษณะคล้ายกับเมฆอัลโตคิวมูลัสแต่จะมีลักษณะเป็นแถวชิดติดกัน หรือเป็นก้อนกลมสามารถมองเห็นสีของท้องฟ้าได้ ฝนหรือหิมะมักจะไม่ค่อยตกลงมาจากเมฆชนิดนี้



รูปที่ 11 เมฆสเตรโตคิวมูลัส (ภาพจาก wallacal)

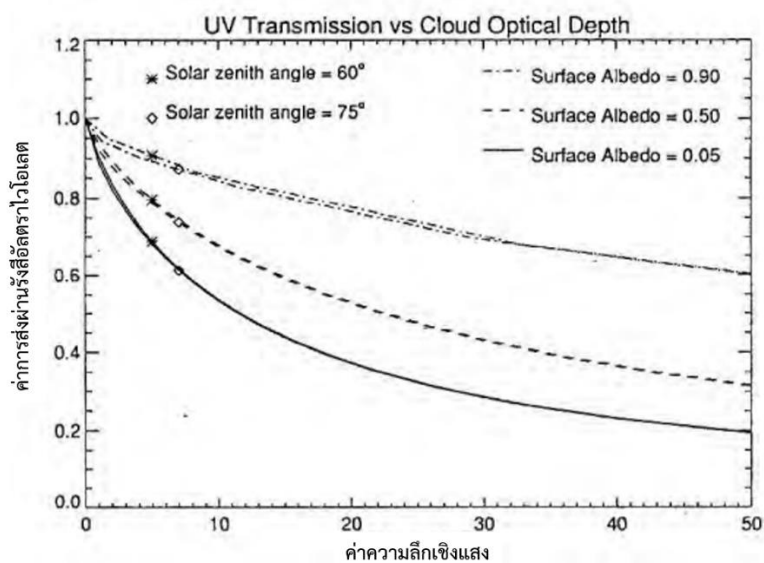
- เมฆสเตรตัส (Stratus, St)

สีของเมฆสเตรตัสเป็นสีเทาสม่ำเสมอปกคลุมทั่วท้องฟ้าคล้ายหมอกแต่ไม่ได้อยู่ที่ระดับพื้นดิน โดยปกติจะไม่มีฝนตกลงมาจากเมฆสเตรตัส



รูปที่ 12 เมฆสเตรตัส (ภาพจาก PiccoloNamek)

สำหรับผลของเมฆที่มีต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต เนื่องจากเมฆสามารถดูดกลืนและสะท้อนรังสีอัลตราไวโอเล็ตได้ (Paltridge & Platt, 1976) โดยการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวจะแปรค่าตามชนิดและลักษณะของเมฆ ซึ่งจากการจำแนกชนิดของเมฆตามระดับความสูงจะเห็นได้ว่าเมฆมีองค์ประกอบที่แตกต่างกันโดยเมฆที่มีองค์ประกอบเป็นผลึกน้ำแข็งจะสะท้อนรังสีอาทิตย์ได้ดีที่สุด นอกจากนี้การลดลงหรือเพิ่มขึ้นของรังสีอัลตราไวโอเล็ตยังขึ้นกับลักษณะของท้องฟ้า โดยในสภาพท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆทั้งหมดจะสามารถลดทอนรังสีอัลตราไวโอเล็ตได้มากที่สุด อย่างไรก็ตาม ข้อมูลเมฆเกี่ยวกับองค์ประกอบเชิงแสงของเมฆเป็นตัวแปรที่ไม่สามารถวัดได้ทั่วไปทำให้การศึกษาผลกระทบของเมฆที่มีต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตนั้นเป็นไปได้ยาก ดังนั้นปริมาณที่ใช้บอกการลดทอนของเมฆจะเป็นค่าความลึกเชิงแสงของเมฆ (cloud optical depth) ซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของเมฆกับค่าการส่งผ่านของรังสีอัลตราไวโอเล็ตแสดงดังรูปที่ 13



รูปที่ 13 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าการส่งผ่านรังสีอัลตราไวโอเล็ตและค่าความลึกเชิงแสงของเมฆ (ดัดแปลงภาพจาก Lubin et al., 1994)

2.1.3.3 ผลของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต

ฝุ่นละออง (aerosol) หมายถึงอนุภาคที่มีสถานะเป็นของแข็งหรือของเหลวขนาดเล็กที่แขวนลอยในบรรยากาศ มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางได้ตั้งแต่ 0.01–100 ไมครอน โดยทั่วไปฝุ่นละอองสามารถพบได้ในชั้นโทรโพสเฟียร์ซึ่งมักจะมีปริมาณหนาแน่นที่บริเวณใกล้พื้นโลก ฝุ่นละอองส่วนใหญ่ไม่สามารถมองเห็นได้ด้วยตาเปล่าเนื่องจากมีขนาดเล็กมาก แต่จะสามารถมองเห็นได้หาก

ในชั้นบรรยากาศมีอนุภาคฝุ่นละอองปะปนอยู่มากจนเกิดความขุ่นมัว (turbid) เช่น หมอกควันที่ลดทัศนวิสัยในชั้นบรรยากาศทำให้มองเห็นท้องฟ้าเป็นสีขาว หรือฝุ่นจากทะเลทรายและฝุ่นจากพื้นดิน นอกจากนี้ฝุ่นละอองยังมีความสามารถบดบังการส่งผ่านของรังสีจากการดูดกลืนหรือกระเจิงแสงได้ดี เช่น อนุภาคฝุ่นขนาดเล็กที่เกิดจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงไม่สมบูรณ์ การสันดาปของเครื่องยนต์ทำให้ท้องฟ้ามืดลง โดยทั่วไปฝุ่นละอองจะเกิดจากสาเหตุ 2 ประการ คือ ฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติ (natural aerosol) เช่น ฝุ่นละอองที่เกิดจากการพัดพาของลมบนภาคพื้นทวีป (dust particle) หรือเกลือผิวมหาสมุทร (sea-salt aerosol) ฝุ่นละอองจากไฟป่า (biomass burning) หรือถ้าผ่านการปะทุของภูเขาไฟ (volcanic aerosol) และฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมต่าง ๆ ของมนุษย์ (anthropogenic aerosol) เช่น ฝุ่นจากการก่อสร้าง ฝุ่นละอองจากการคมนาคมขนส่งและจรวด ส่วนมากพบในเขตชุมชนเมือง หรือเขตอุตสาหกรรม และหากพิจารณาการแบ่งชนิดของฝุ่นละอองจะสามารถจำแนกชนิดของฝุ่นละอองออกเป็นประเภทต่าง ๆ ได้หลายแบบ เช่น แบ่งตามกระบวนการเกิด แบ่งตามแหล่งกำเนิดและแบ่งตามขนาดเป็นต้น

2.1.3.3.1 กระบวนการเกิดฝุ่นละออง (generation process)

ฝุ่นละอองเมื่อถูกปล่อยออกจากแหล่งกำเนิดแล้วอาจลอยอยู่ในบรรยากาศหรือถูกพัดพาไปตามกระแสลม กระบวนการเกิดของฝุ่นละอองสามารถแบ่งออกเป็น 2 ประเภทคือ

- **ฝุ่นละอองปฐมภูมิ (primary aerosol)** เป็นฝุ่นละอองที่ถูกปล่อยจากแหล่งกำเนิดออกสู่ชั้นบรรยากาศโดยตรง ซึ่งเกิดจากกระบวนการทางฟิสิกส์ เช่น การพัดพาของลม การเผาไหม้ต่าง ๆ และละอองเกลือที่เกิดจากผิวน้ำทะเล
- **ฝุ่นละอองทุติยภูมิ (secondary aerosol)** เป็นฝุ่นละอองที่เกิดจากกระบวนการทางเคมีหรือการเปลี่ยนสถานะจากก๊าซไปเป็นอนุภาค (Gas-to-particle conversion process)

2.1.3.3.2 แหล่งที่อยู่ในชั้นบรรยากาศ (atmospheric Location)

ฝุ่นละอองที่ลอยอยู่ในบรรยากาศมีช่วงเวลาที่ลอยอยู่ในอากาศและลอยในระดับความสูงที่แตกต่างกันขึ้นอยู่กับขนาดและองค์ประกอบทางฟิสิกส์และเคมี ซึ่งสามารถแบ่งออกเป็น 2 ระดับชั้นในบรรยากาศดังนี้

- **ฝุ่นละอองสตราโตสเฟียร์ (stratospheric aerosol)** เป็นฝุ่นละอองที่อยู่ในชั้นบรรยากาศระดับสูง ส่วนใหญ่เป็นฝุ่นละอองที่มีขนาดเล็กมาก ๆ เรียกว่า Aiken particle (0.01 ไมครอน - 0.1 ไมครอน)

- **ฝุ่นละอองโทรโพสเฟียร์ (tropospheric aerosol)** เป็นฝุ่นละอองที่พบได้ในระดับชั้นโทรโพสเฟียร์หรือที่บริเวณใกล้พื้นผิวโลก ส่วนใหญ่เป็นฝุ่นละอองที่เกิดจากการทำกิจกรรมต่าง ๆ ของมนุษย์

2.1.3.3 ขนาดอนุภาค (particle size)

โดยทั่วไปมักอนุมาณว่าฝุ่นละอองทุกอนุภาคมีลักษณะเป็นทรงกลมและกำหนดขนาดของอนุภาคตามความยาวของเส้นผ่านศูนย์กลางทรงกลมในหน่วยไมครอน ในการกำหนดมาตรฐานฝุ่นละอองในบรรยากาศโดยสำนักงานปกป้องสิ่งแวดล้อมสหรัฐอเมริกา (U.S. Environmental Protection Agency : EPA) ได้มีการกำหนดค่ามาตรฐานของฝุ่นรวม (total suspended particulate) และฝุ่นละอองขนาดเล็กกว่า 10 ไมครอน (PM10) แต่เนื่องจากมีการศึกษาวิจัยที่แสดงให้เห็นว่าฝุ่นขนาดเล็กสามารถผ่านเข้าไปสะสมในระบบทางเดินหายใจส่วนล่างได้ (Ward & Ayres, 2004) ซึ่งเป็นอันตรายต่อสุขภาพมากกว่าฝุ่นรวม ดังนั้น EPA จึงยกเลิกค่ามาตรฐานฝุ่นรวมและกำหนดค่าฝุ่นขนาดเล็กเป็น 2 ชนิด คือ ฝุ่นละอองขนาดเล็กกว่า 10 ไมครอน (PM10) และฝุ่นละอองที่มีขนาดเล็กกว่า 2.5 ไมครอน (PM2.5) โดยมีคำจำกัดความดังนี้

PM10 ตามคำจำกัดความของ EPA หมายถึงฝุ่นหยาบ (course particle) เป็นอนุภาคที่มีเส้นผ่านศูนย์กลาง 2.5-10 ไมครอน (PM10) มีแหล่งกำเนิดมาจากโรงงานอุตสาหกรรมที่ทำการบดย่อยหิน หรือการคมนาคมบนถนนที่ไม่ได้ลาดยาง

PM2.5 ตามคำจำกัดความของ EPA หมายถึงฝุ่นละเอียด (fine particle) เป็นอนุภาคที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางเล็กกว่า 2.5 ไมครอน (PM2.5) มีแหล่งกำเนิดมาจากการเผาไหม้ของเครื่องยนต์ คิว้นจากโรงงานอุตสาหกรรมและคิว้นจากการเผาไหม้พืชผลทางการเกษตร (นพภาพร และคณะ, 2004) นอกจากนี้ฝุ่นละเอียดยังสามารถเกิดจากกระบวนการเปลี่ยนจากก๊าซไปเป็นอนุภาคในบรรยากาศ โดยส่วนใหญ่เป็นองค์ประกอบที่เกิดจากการออกซิเดชันของกำมะถันเป็นสารตั้งต้น ได้แก่ ก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ ก๊าซไฮโดรเจนซัลไฟด์ ก๊าซคาร์บอนไดซัลไฟด์ ก๊าซคาร์บอนิลซัลไฟด์ ก๊าซไดเมทิลไดซัลไฟด์ และก๊าซเมทิลมีเทน (วิลาวรรณ คำหาญ, 2017)

ฝุ่นละอองเป็นหนึ่งในตัวแปรทางบรรยากาศที่สำคัญที่มีผลต่อการลดทอนรังสีดวงอาทิตย์ โดยเฉพาะรังสีอัลตราไวโอเล็ต เมื่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตตกกระทบกับโมเลกุลของฝุ่นละอองในบรรยากาศจะเกิดการดูดกลืนและกระเจิง สัดส่วนของการดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเล็ตนั้นจะขึ้นกับคุณสมบัติของฝุ่นละอองในบรรยากาศ โดยทั่วไปนิยมบอกในรูปของปริมาณและขนาดของฝุ่นละอองด้วยตัวแปร 2 ตัวแปร คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม (β) และเลขยกกำลังอังสตรอม (α) ซึ่งเป็นไปตามความสัมพันธ์ของ Angstrom's turbidity ดังสมการ

$$AOD_{\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (2.4)$$

เมื่อ	AOD_{λ}	คือ ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (-)
	β	คือ ความขุ่นมัวของบรรยากาศ (turbidity) ของอังกษตรอม (-)
	α	คือ เลขยกกำลังของอังกษตรอม (-)
	λ	คือ ความยาวคลื่น (nm)

สำหรับตัวแปรที่ใช้บ่งบอกถึงความสามารถในการกระเจิงรังสีของฝุ่นละออง หรือกล่าวได้ว่า เป็นอัตราส่วนระหว่างปริมาณรังสีที่ถูกกระเจิงไปต่อรังสีทั้งหมดที่ถูกลดทอนเมื่อเดินทางผ่าน ชั้นบรรยากาศจะเรียกว่า Single Scattering Albedo (SSA) โดยอัตราส่วนดังกล่าวสามารถหาได้จาก อัตราส่วนของสัมประสิทธิ์การกระเจิงต่อสัมประสิทธิ์ของการลดทอน ซึ่งเขียนได้ดังสมการ

$$SSA = \frac{\alpha_s}{(\alpha_s + \alpha_a)} \quad (2.5)$$

เมื่อ	SSA	คือ single scattering albedo (-)
	α_s	คือ สัมประสิทธิ์การกระเจิง (-)
	α_a	คือ สัมประสิทธิ์การดูดกลืน (-)

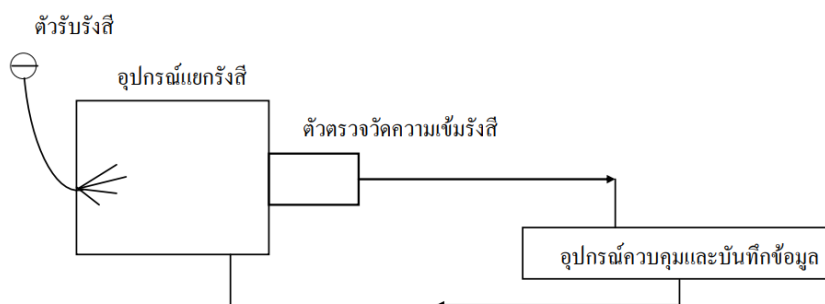
ค่า SSA ขึ้นกับความยาวคลื่นแสงที่ตกกระทบโดยที่ความยาวคลื่นสั้นจะสามารถกระเจิงแสง ได้ดีกว่าที่ความยาวคลื่นยาว นอกจากนี้ค่า SSA ยังขึ้นกับชนิดของฝุ่นละออง เช่นฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาไหม้จะมีค่า SSA ต่ำ กล่าวคือฝุ่นละอองดังกล่าวจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้มาก ในทางกลับกัน ฝุ่นละอองที่เป็นละอองเกลือจากทะเลหรือฝุ่นละอองจากทะเลทรายจะมีค่า SSA สูง ทำให้สามารถกระเจิงรังสีอาทิตย์ได้มาก และดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้น้อย (Dubovik et al., 2000)

2.1.4 เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ต

เครื่องมือที่ใช้ในการวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ตสามารถแบ่งออกเป็น 3 ประเภท ได้แก่ เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (UV spectroradiometer) เครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ต ในช่วงความยาวคลื่นกว้าง (broadband UV radiometer) และเครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตแบบใช้แผ่นกรองรังสีหลายช่องสัญญาณ (multi-channel filter UV radiometer) โดยเครื่องวัดทั้ง 3 ประเภท มีรายละเอียดดังนี้

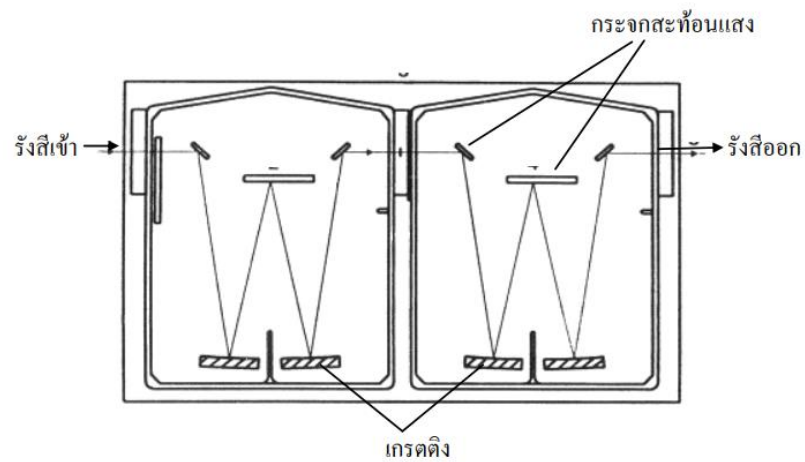
1) เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต

เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจะวัดพลังงานของรังสีอัลตราไวโอเล็ต จากนั้นจะทำการแยกสเปกตรัมรังสีและให้สัญญาณออกมาที่แต่ละความยาวคลื่น โดยส่วนประกอบของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตแสดงดังรูปที่ 14 ซึ่งมีรายละเอียดดังนี้

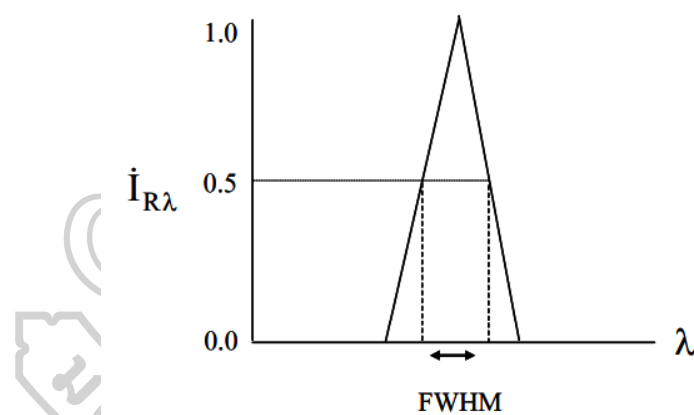


รูปที่ 14 แผนภูมิแสดงองค์ประกอบของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (ดัดแปลงภาพจาก Webb, 1998)

- ตัวรับรังสี ทำหน้าที่รับรังสีที่เข้ามาตกกระทบ โดยการตอบสนองต่อมุมตกกระทบของตัวรับรังสีจะมีการแปรค่าลักษณะเดียวกับการแปรค่าของโคไซน์ของมุมตกกระทบ
- อุปกรณ์แยกรังสี ทำหน้าที่แยกสเปกตรัมรังสีออกเป็นแต่ละความยาวคลื่น ภายในอุปกรณ์แยกรังสีจะมีกระจกและเกรตติง ซึ่งเกรตติงมีทั้งแบบเดี่ยวและแบบคู่ทำหน้าที่ในการแยกสเปกตรัมรังสี ตัวอย่างอุปกรณ์แยกรังสีแบบคู่แสดงดังรูปที่ 15 เนื่องจากอุปกรณ์แยกรังสีสเปกตรัมรังสีไม่สามารถแยกรังสีออกเป็นความยาวคลื่นเดี่ยว ๆ ได้ ความสามารถในการแยกสเปกตรัมรังสีของอุปกรณ์แยกรังสีแสดงได้ดังรูปที่ 16 ซึ่ง $I_{R\lambda}$ คือความเข้มรังสีที่แยกได้เมื่อเทียบกับค่าสูงสุด และ λ คือความยาวคลื่น ซึ่งเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ดีควรมีค่า Full width at half maximum (FWHM) น้อยกว่าหรือเท่ากับ 1 นาโนเมตร



รูปที่ 15 อุปกรณ์แยกรังสีแบบคู่ (ดัดแปลงภาพจาก Webb, 1998)



รูปที่ 16 Full width at half maximum (Webb, 1998)

- ตัวตรวจวัดความเข้มรังสี ทำหน้าที่รับค่าพลังงานรังสีและแปลงให้เป็นพลังงานไฟฟ้าซึ่งโดยทั่วไปตัวตรวจวัดรังสีจะเป็นโฟโตไดโอดหรืออิเล็กทรอนิกส์อนัลล็อก
- อุปกรณ์ควบคุมและบันทึกข้อมูล ทำหน้าที่รับสัญญาณไฟฟ้าและทำการบันทึกข้อมูล จากนั้นจะทำการแปลงสัญญาณไฟฟ้าเป็นความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ต

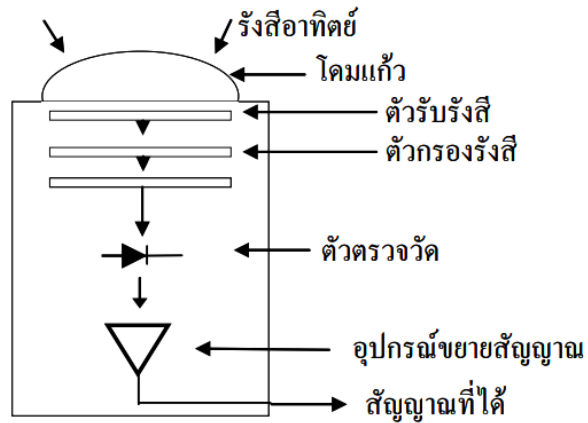
สำหรับตัวอย่างเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตแสดงดังรูปที่ 17



รูปที่ 17 ตัวรับรังสีของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (input optics) รุ่น DMc150 ผลิตโดย บริษัท Bentham Instruments Ltd.

2) เครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงความยาวคลื่นกว้าง

เครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงความยาวคลื่นกว้างจะทำการวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ตครอบคลุมช่วงความยาวคลื่นของรังสีอัลตราไวโอเล็ตช่วงใดช่วงหนึ่ง เช่น ช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ตเอและช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ตบี หรือช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่มีผลต่อผิวหนังมนุษย์ (solar erythema ultraviolet radiation, EUV) ซึ่งส่วนประกอบของเครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงความยาวคลื่นกว้าง ได้แก่ โดมแก้วรับรังสี ตัวรับรังสี ตัวกรองรังสี ตัวตรวจวัดรังสี และอุปกรณ์ขยายสัญญาณ ซึ่งส่วนประกอบต่าง ๆ แสดงดังรูปที่ 18



รูปที่ 18 แผนภูมิแสดงส่วนประกอบของเครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงความยาวคลื่นกว้าง
(ดัดแปลงภาพจาก Webb, 1998)



รูปที่ 19 เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่มีผลต่อผิวหนังมนุษย์รุ่น 501A ที่ผลิตโดยบริษัท
Solar Light

3) เครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตแบบใช้แผ่นกรองรังสีหลายช่องสัญญาณ
เครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตแบบใช้แผ่นกรองรังสีหลายช่องสัญญาณจะทำการวัดเฉพาะบางความยาวคลื่นของรังสีอัลตราไวโอเล็ต เช่น เครื่องวัดรุ่น GUV-2511 ของบริษัท Biospherical Instruments Inc. ที่วัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ความยาวคลื่น 305, 313, 320,

340, 380 และ 395 นาโนเมตร โดยที่แต่ละความยาวคลื่นจะมีค่า FWHM ประมาณ 10 นาโนเมตร ซึ่งสามารถนำข้อมูลที่ได้ไปหาปริมาณโอโซนได้ เนื่องจากบางความยาวคลื่นมีผลต่อการดูดกลืนของโอโซนและบางความยาวคลื่นไม่มีผลต่อการดูดกลืนของโอโซน ตัวอย่างเครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตแบบใช้แผ่นกรองรังสีหลายช่องสัญญาณแสดงดังรูปที่ 20



รูปที่ 20 เครื่องวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตแบบใช้แผ่นกรองรังสีหลายช่องสัญญาณรุ่น GUV-2511 ผลิตโดยบริษัท Biospherical Instruments Inc.

2.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

สำหรับงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับผลของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตมีตัวอย่างดังนี้

Kalashnikova et al. (2007) ทำการประยุกต์ใช้ข้อมูลภาคพื้นดินเพื่อตรวจสอบผลกระทบของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองในประเทศออสเตรเลีย โดยใช้ข้อมูลในพื้นที่ที่มีการวัดค่ารังสียูวีบี (UV-B) และโอโซนภาคพื้นดินในช่วงที่มีฝุ่นละอองค่อนข้างสูง ตั้งแต่เดือนมิถุนายน ค.ศ. 2003 - ธันวาคม ค.ศ. 2004 ข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ช่วงความยาวคลื่น 285-450 นาโนเมตร ได้จากสถานีวัดที่เมืองดาร์วิน (Darwin) และอลิซสปริงส์ (Alice Springs) ประเทศออสเตรเลีย โดยสำนักอุตุนิยมวิทยาออสเตรเลีย (BoM) และใช้ข้อมูลฝุ่นละอองจากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ซึ่งติดตั้งที่สถานีเดียวกัน โดยทำการวิเคราะห์หึ่งค์ประกอบของฝุ่นละอองในอากาศจาก

พารามิเตอร์ของอังสตรอมจากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ จุดเผาจากดาวเทียม MODIS และคุณสมบัติของฝุ่นละอองจากอุปกรณ์ MISR บนดาวเทียม Terra ในส่วนของการประเมินผลกระทบของฝุ่นละอองจะทำการเปรียบเทียบรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ได้จากการวัดในวันที่มีฝุ่นละอองและสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ กับรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ได้จากแบบจำลองการถ่ายเทรังสี LibRadtran กรณีที่ไม่มีฝุ่นละอองพบว่าที่สภาวะบรรยากาศที่คล้ายคลึงกัน ฝุ่นควัน ณ บริเวณที่มีการเผาไหม้ (ปริมาณฝุ่นละอองสูง)เหนือเมืองดาร์วินลดทอนรังสีอัลตราไวโอเล็ตได้มากถึง 40-50 เปอร์เซ็นต์ ที่ความยาวคลื่น 290-300 นาโนเมตร และ 20-25 เปอร์เซ็นต์ ที่ความยาวคลื่น 320-400 นาโนเมตร (AOD ที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร) นอกจากนี้ฝุ่นละอองจากควันไฟที่ลอยตามทิศทางลม (ปริมาณฝุ่นละอองต่ำ)เหนือเมืองดาร์วินยังสามารถลดทอนรังสีอัลตราไวโอเล็ตได้ 15-25 เปอร์เซ็นต์ ที่ความยาวคลื่น 290-300 นาโนเมตร และ 10 เปอร์เซ็นต์ ที่ความยาวคลื่น 320-350 นาโนเมตร ส่วนที่เมืองอลิซสปริงส์ฝุ่นละอองมีค่าต่ำมากในช่วงปี ค.ศ. 2004 ดังนั้นจึงไม่สามารถวิเคราะห์ผลของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงที่มีฝุ่นละอองสูงได้

Deng et al. (2012) ได้ทำการศึกษาการลดทอนรังสีอัลตราไวโอเล็ตเนื่องจากฝุ่นละอองในบรรยากาศ ที่มณฑลกว่างโจว ประเทศจีน โดยใช้ข้อมูลรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่วัดจากอุปกรณ์ภาคพื้นดินในช่วงความยาวคลื่น 295-385 นาโนเมตร ร่วมกับเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์และแบบจำลองการส่งผ่านรังสี จากการศึกษาแสดงให้เห็นว่าค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเฉลี่ยที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร มีค่าเท่ากับ 1.19 ซึ่งจะลดทอนรังสีตรงในช่วงความยาวคลื่นนี้ถึง 68 เปอร์เซ็นต์ นอกจากนี้พบว่าในช่วงฤดูแล้ง (ตุลาคม พฤศจิกายน ธันวาคม และมกราคม) รังสีอัลตราไวโอเล็ตจะถูกลดทอนถึง 72 เปอร์เซ็นต์ โดยบรรยากาศ และ 62 เปอร์เซ็นต์ จากฝุ่นละออง เป็นข้อบ่งชี้ได้ว่าฝุ่นละอองในบรรยากาศมีผลต่อการลดลงของรังสีอัลตราไวโอเล็ตอย่างมีนัยสำคัญ ซึ่งจะส่งผลกระทบต่อระบบนิเวศและวัฏจักรทางเคมีโดยเฉพาะกระบวนการใช้แสงของพืช (photochemical reaction processes)

Kim et al. (2013) ทำการศึกษาปริมาณโอโซน (O_3) และค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) ที่ความยาวคลื่น 320 นาโนเมตร ด้วยเครื่อง Dobson และ Brewer spectrophotometers ตามลำดับ ที่มหาวิทยาลัยยอนเซ (Yonsei) ในกรุงโซล ประเทศเกาหลีใต้ ในปี ค.ศ. 2004 - ค.ศ. 2010 ชุดข้อมูลที่ได้อยู่ในรูปข้อมูลรายวันและนำมาวิเคราะห์เพื่อแสดงการตอบสนองของรังสี UV ต่อการเปลี่ยนแปลงของ O_3 AOD และเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้า (CC) ร่วมกับรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ (GS) รวมถึงการแปรค่าระยะยาวของ O_3 และรังสี UV ที่พื้นผิวโลกในกรุงโซล โดยการตอบสนองของรังสี UV แสดงให้เห็นว่า O_3 และ AOD เพิ่มขึ้น 1% เมื่อเทียบกับค่าอ้างอิงภายใต้สภาวะท้องฟ้าแจ่มใสทั้งหมด ซึ่งแสดงให้เห็นถึงการลดลงของรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่มีผลต่อผิวหนังมนุษย์ (EUV) รายวัน และรังสีอัลตราไวโอเล็ตรวม (TUV) ที่ระดับพื้นผิวที่ 1-1.2% และ 0.2% ตามลำดับ ส่วนการ

ตอบสนองของ TUV ต่อ O_3 ที่มีอยู่ประมาณ 0.3% สำหรับการตอบสนองของรังสี UV ต่อการเปลี่ยนแปลงของ CC และ GS พบว่ามีค่าลดลง 0.12% และเพิ่มขึ้น 0.7% ตามลำดับ นอกจากนี้ผลจากการศึกษาการแปรค่าระยะยาวของ O_3 และรังสี UV แสดงให้เห็นว่าการเพิ่มขึ้นของ O_3 (+7.2% ต่อทศวรรษ) ส่งผลให้ EUV และ TUV มีแนวโน้มลดลง -8.4% ต่อทศวรรษ และ -2.5% ต่อทศวรรษ ตามลำดับ นอกจากนี้ AOD ที่เพิ่มขึ้น (+22.4% ต่อทศวรรษ) ส่งผลให้ทั้ง EUV และ TUV มีแนวโน้มลดลง (-4.7% ต่อทศวรรษ) และการเพิ่มขึ้นของ CC (+52.4% ต่อทศวรรษ) ส่งผลให้ EUV และ TUV มีแนวโน้มลดลง -6.3% ต่อทศวรรษ และ -6.8% ต่อทศวรรษ ตามลำดับ ซึ่งการวิเคราะห์การถดถอยเชิงเส้นแบบพหุคูณ พบว่า การตอบสนองของรังสี UV ต่อ O_3 นั้นค่อนข้างสูง

Buntoung et al. (2014) ได้ทำการศึกษาปัจจัยที่มีผลต่ออัตราส่วนของรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่มีผลต่อผิวหนังมนุษย์ (UVER) ต่อรังสีช่วงความยาวคลื่นกว้าง (G) งานวิจัยนี้ใช้ข้อมูลตรวจวัดรังสีอาทิตย์จาก 4 สถานีในประเทศไทย ได้แก่ สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีนครปฐม และสถานีวัดสงขลา ข้อมูลดังกล่าวถูกนำมาใช้เพื่อวิเคราะห์อัตราส่วน UVER/G และดูการตอบสนองต่อพารามิเตอร์ทางบรรยากาศซึ่งประกอบไปด้วย มุมเซนติของดวงอาทิตย์ ฝุ่นละออง โอโซน ปริมาณไอน้ำ และดัชนีความใสของบรรยากาศ ผลการศึกษาพบว่าพารามิเตอร์ทั้งหมด ยกเว้นมุมเซนติของดวงอาทิตย์และดัชนีความใสของบรรยากาศ จะมีอิทธิพลต่ออัตราส่วนในลักษณะเชิงเส้น และพารามิเตอร์ดังกล่าวยังใช้ในการพัฒนาแบบจำลองแบบ semi-empirical สำหรับการประมาณค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตที่มีผลต่อผิวหนังมนุษย์รายชั่วโมง โดยข้อมูลปี ค.ศ. 2009 ถึง ค.ศ. 2010 ถูกนำมาใช้เพื่อสร้างแบบจำลอง และข้อมูลในปี ค.ศ. 2011 ถูกใช้ในการตรวจสอบแบบจำลอง ผลการทดสอบแบบจำลองพบว่า ให้ค่า root mean square difference (RMSD) เท่ากับ 13.5% และ mean bias difference (MBD) เท่ากับ -0.5% ภายใต้สภาพท้องฟ้าทั้งหมด และ 10.9% และ -0.3% ตามลำดับ ภายใต้สภาวะที่ไม่มีเมฆ

Kumharn et al. (2015) ได้ทำการศึกษาการแปรค่าของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) ที่ได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer โดยการประยุกต์ใช้กฎของเบียร์ (Beer's law) และใช้ข้อมูลปี ค.ศ. 1997- ค.ศ. 2011 ที่สถานีวัด 2 แห่ง ในประเทศไทย ได้แก่ กรุงเทพมหานคร และสงขลา ผลที่ได้พบว่าค่า AOD ที่กรุงเทพมหานครมีค่าสูงกว่าที่สงขลา นอกจากนี้ค่า AOD ที่กรุงเทพมหานครยังสูงขึ้นในช่วงเช้าและช่วงเย็นซึ่งตรงข้ามกับที่สงขลาที่ค่า AOD ลดลงเล็กน้อยในช่วงเช้าและช่วงบ่าย สำหรับการแปรค่า AOD ตามฤดูกาลพบว่าที่กรุงเทพมหานคร AOD มีค่าสูงขึ้นในฤดูร้อน (ตั้งแต่ช่วงกลางเดือนกุมภาพันธ์ถึงกลางเดือนพฤษภาคม) เมื่อเทียบกับฤดูฝน (กลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม) ในขณะที่สงขลาพบว่ามีรูปแบบการแปรค่าที่ไม่แน่นอน

Du Preez et al. (2021) ทำการศึกษารังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ในพริทอเรีย ประเทศแอฟริกาใต้ และความสัมพันธ์ระหว่างฝุ่นละอองกับโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ในช่วงฤดูการเผาไหม้ชีวมวล โดยโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์และรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินและจากแบบจำลอง ในเดือนสิงหาคม กันยายน และตุลาคม พบว่าค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองและโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์มีค่าสูงสุดในช่วงเดือนกันยายนถึงตุลาคมของทุกปี และในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆค่าความแตกต่างสัมพัทธ์เฉลี่ยระหว่างดัชนีรังสีอัลตราไวโอเล็ต (UVI) จากแบบจำลองและจากการวัด ณ เวลาเที่ยงวันเท่ากับ 7 เปอร์เซ็นต์ สำหรับการใช่แบบจำลองรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่รวมและไม่รวมผลกระทบของฝุ่นละอองและโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์จากการเผาไหม้ชีวมวล พบว่าฝุ่นละอองมีผลต่อรังสีดวงอาทิตย์มากกว่าเมื่อเทียบกับโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ต่อระดับดัชนีรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงฤดูการเผาไหม้ของชีวมวล

Reis et al. (2022) ได้ทำการวิเคราะห์ความแปรปรวนของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ในเมืองอมซอนของประเทศบราซิล ระยะเวลา 2 ปี โดยใช้ข้อมูลการวัดภาคพื้นดินที่ช่วงความยาวคลื่น 250-400 นาโนเมตร จากการวิเคราะห์โดยการเปรียบเทียบในช่วงสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆและในทุกสภาพท้องฟ้า พบว่าค่าเฉลี่ยมีการเปลี่ยนแปลงเล็กน้อย โดยในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆและทุกสภาพท้องฟ้าในฤดูแล้งมีค่าเฉลี่ยสูงกว่าฤดูฝน

จากการศึกษาวิจัยที่ผ่านมาจะเห็นว่าในประเทศไทยยังไม่มีการศึกษาวิจัยเกี่ยวกับผลของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต ดังนั้นในงานวิจัยนี้จึงได้ทำการวิเคราะห์ผลของรังสีอัลตราไวโอเล็ตและศึกษาลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองในประเทศไทยดังรายละเอียดของงานวิจัยที่จะกล่าวในบทถัดไป

บทที่ 3

วิธีการ ผลและการอภิปรายผล

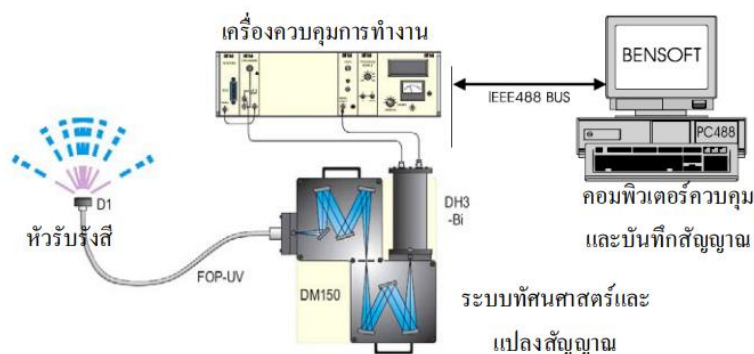
รังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ที่แผ่มายังพื้นผิวโลกมีการเปลี่ยนแปลงขึ้นอยู่กับองค์ประกอบทางบรรยากาศ เช่น เมฆ ฝุ่นละออง โอโซน และลักษณะทางภูมิศาสตร์ของแต่ละพื้นที่ ซึ่งมีฝุ่นละอองเป็นองค์ประกอบสำคัญที่สามารถลดทอนรังสีอาทิตย์ได้โดยกระบวนการดูดกลืนและกระเจิง ดังนั้นในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยจึงได้ทำการศึกษาผลของฝุ่นละอองที่มีรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่จังหวัดนครปฐม และศึกษาลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองในประเทศไทย โดยมีรายละเอียดตามหัวข้อต่าง ๆ ดังนี้

3.1 เครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัย

3.1.1 เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (spectroradiometer)

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต รุ่น DMc150 ผลิตโดยบริษัท Bentham Instruments Ltd.

ในการทำงานของเครื่องวัด เมื่อรังสีตกกระทบตัวรับรังสีจะถูกส่งไปยังอุปกรณ์แยกรังสี (monochromator) โดยจะเดินทางไปตามเส้นใยแก้วนำแสง รังสีที่ถูกแยกความยาวคลื่นแล้วจะไปตกกระทบกับ detector เพื่อทำการเปลี่ยนเป็นค่ากระแสไฟฟ้า จากนั้นข้อมูลจะถูกบันทึกไว้ที่คอมพิวเตอร์ โดยใช้โปรแกรม Benwin+ ที่พัฒนาโปรแกรมโดยบริษัท Bentham เป็นตัวประมวลผลและเก็บข้อมูล แผนภาพการทำงานของเครื่องวัดแสดงดังรูปที่ 21

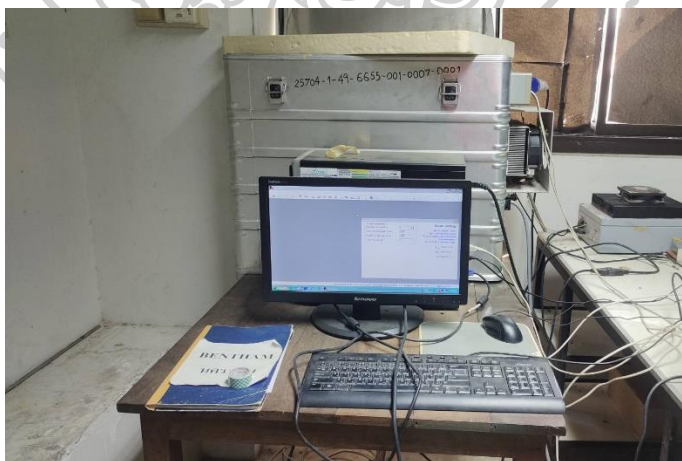


รูปที่ 21 แผนภูมิแสดงการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต

เครื่องมือดังกล่าวถูกติดตั้งที่ตาดฟ้าอาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82 °N, 100.04 °E) แสดงดังรูปที่ 22-24



รูปที่ 22 ตัวรับรังสี (input optics) ของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ที่ติดตั้งบนตาดฟ้าอาคารวิทยาศาสตร์ 1 มหาวิทยาลัยศิลปากร



รูปที่ 23 เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตของบริษัท Bentham Instruments Ltd. ที่ติดตั้งที่คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร



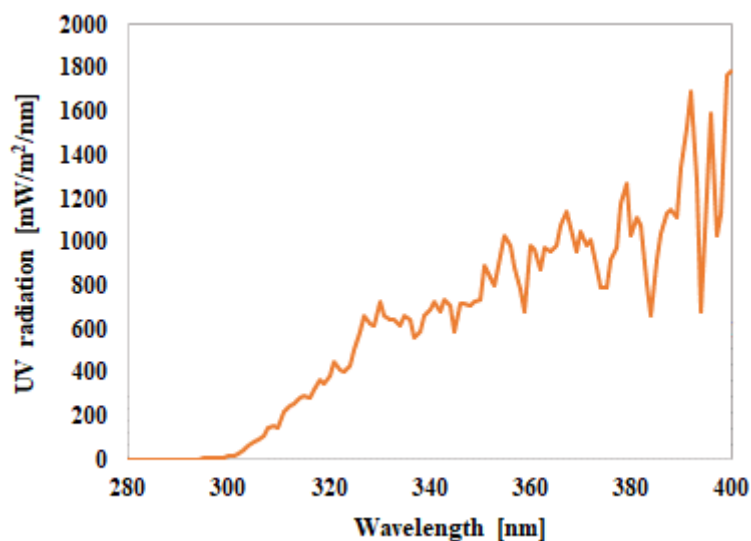
รูปที่ 24 หน้าจอของโปรแกรม BenWin+

เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจะทำการวัดรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น 260-400 นาโนเมตร ทุก ๆ 10 นาที่ โดยในแต่ละครั้งที่ทำการวัดจะใช้เวลาประมาณ 2 นาที ข้อมูลที่ได้จะเป็นค่ากระแสไฟฟ้าในหน่วย nA ในแต่ละความยาวคลื่นซึ่งจะยังไม่สามารถนำค่านั้นมาใช้ได้โดยตรง จึงต้องทำการแปลงค่าให้อยู่ในรูปของความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่สามารถนำไปใช้งานได้โดยใช้สมการ

$$I_{\lambda} = \frac{V_{\lambda}}{s_{\lambda}} \quad (3.1)$$

เมื่อ I_{λ} คือ ความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตในแต่ละความยาวคลื่น [mW/m² - nm]
 V_{λ} คือ ค่าสัญญาณไฟฟ้าที่ได้จากการวัดในแต่ละความยาวคลื่น [nA]
 s_{λ} คือ ค่า sensitivity ของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต
 [(nA/(mW/m² - nm))]

ในงานนี้ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากเครื่องมือดังกล่าวระหว่างเดือนมกราคม ค.ศ. 2017 - ธันวาคม ค.ศ. 2018 จากนั้นทำการอินทิเกรตค่าสเปกตรัมทุกความยาวคลื่นและเฉลี่ยข้อมูลให้เป็นรายชั่วโมงเพื่อใช้ในการวิเคราะห์ผลของฝุ่นละอองต่อไป ตัวอย่างของสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่วัดได้แสดงดังรูปที่ 25



รูปที่ 25 ตัวอย่างสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่
จังหวัดนครปฐม วันที่ 1 เดือนกันยายน ค.ศ. 2018 เวลา 12.00 น.

ในด้านการสอบเทียบเครื่องมือวัดซึ่งประกอบด้วย การสอบเทียบความแม่นยำในการวัด
ความยาวคลื่น (wavelength alignment) และการสอบเทียบความถูกต้องในการวัดสัญญาณ
(spectral responsivity calibration) จะต้องดำเนินการดังนี้

ในส่วนของการสอบเทียบความแม่นยำในการวัดความยาวคลื่นมี 2 อย่างคือ อย่างแรกเป็น
การสอบเทียบความแม่นยำของหัววัดโดยใช้หลอดมาตรฐานสำหรับสอบเทียบที่ให้สเปกตรัมที่แน่นอน
มาทำการปรับสัญญาณสเปกตรัมที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องวัดให้มีความยาวคลื่นตรงกับสเปกตรัมของ
หลอดปรอท และอย่างี่ 2 คือการดูความแม่นยำของความยาวคลื่นคือนำสเปกตรัมรังสี
อัลตราไวโอเล็ตที่วัดได้ไปเทียบกับสเปกตรัมฟรอนโฮเฟอร์จากรังสีอาทิตย์ (Sun's Fraunhofer
spectrum) ซึ่งเป็นเส้นสเปกตรัมที่ทราบการดูดกลืนที่แน่นอนดังตารางที่ 3.1 การสอบเทียบสามารถ
ทำได้โดยทำการปรับค่าสเปกตรัมที่วัดได้ให้ตรงกับสเปกตรัมการดูดกลืนของสเปกตรัมฟรอนโฮเฟอร์

ตารางที่ 3.1 สเปกตรัมที่มีการดูดกลืนสูงในช่วงของสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (Fraunhofer spectrum) (Wallner, 1869)

Wavelength (nm)	Designation	Element
430.79	G	Fe
430.774	G	Ca
410.175	H	H δ
396.847	H	Ca+
393.368	K	Ca+
382.044	L	Fe
358.121	N	Fe
336.112	P	Ti+

สำหรับการสอบเทียบความแม่นยำในการวัดสัญญาณของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต ผู้วิจัยทำการสอบเทียบโดยใช้หลอดมาตรฐานมาเป็นแหล่งกำเนิดแสงคงที่และทำการวัดปริมาณแสงของหลอดสอบเทียบดังกล่าวด้วยเครื่องวัดสเปกตรัม จากนั้นนำค่าที่วัดได้จากเครื่องวัดสเปกตรัม (V_λ) ซึ่งเป็นสัญญาณไฟฟ้าที่ยังไม่สามารถนำไปใช้ได้มาทำการแปลงให้เป็น sensitivity (S_λ) ด้วยสเปกตรัมมาตรฐานของหลอดสอบเทียบที่ได้มาจากบริษัทผู้ผลิต โดยใช้สมการ (3.2)

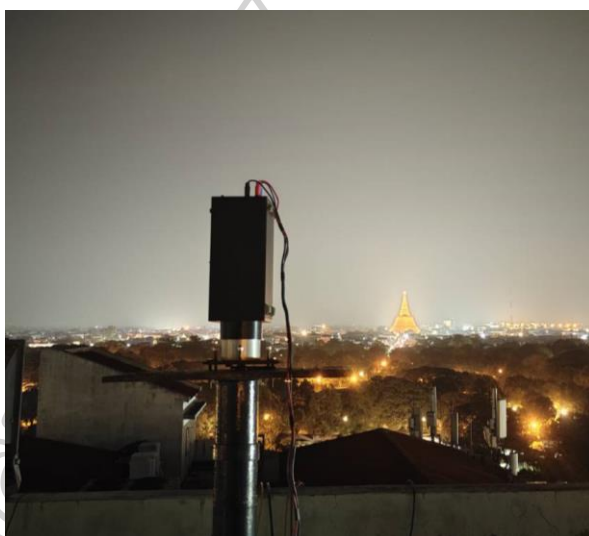
$$S_\lambda = \frac{V_\lambda}{E_\lambda} \quad (3.2)$$

- เมื่อ S_λ คือ ค่า sensitivity ของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต
 [(nA/mW/m² - nm)]
- V_λ คือ ค่าสัญญาณไฟฟ้าที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องวัดสเปกตรัม [nA]
- E_λ คือ ค่าสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตมาตรฐานของหลอดสอบเทียบ
 [mW/m² - nm]

ผู้วิจัยจะนำค่า sensitivity ที่ได้มาใช้เป็นค่ามาตรฐานสำหรับแปลงสัญญาณไฟฟ้าที่ได้จากเครื่องวัดให้เป็นค่าสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตโดยใช้วิธีการดังสมการ (3.3)

$$I_\lambda = \frac{V_\lambda}{S_\lambda} \quad (3.3)$$

เมื่อ	I_λ	คือ ค่าสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ได้จากการวัด [mW/m ² - nm]
	V_λ	คือ ค่าสัญญาณไฟฟ้าที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องวัดสเปกตรัม [nA]
	S_λ	คือ ค่า sensitivity ของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต [(nA/mW/m ² - nm)]



รูปที่ 26 การสอบเทียบเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตโดยใช้หลอดมาตรฐาน

3.1.2 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (skyview)

สำหรับการวิเคราะห์ผลของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ผู้วิจัยได้ทำการคัดเลือกข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตเฉพาะวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดยการสังเกตจากภาพถ่ายท้องฟ้าที่ได้จากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า ยี่ห้อ PREDE รุ่น PSV-100 ซึ่งติดตั้งอยู่ที่สถานีเดียวกันกับเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต เครื่องมือดังกล่าวเป็นกล้องดิจิทัลที่ถ่ายภาพในลักษณะมุมกว้าง ซึ่งจะถ่ายภาพท้องฟ้าทุก ๆ 10 นาที ตัวอย่างเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าและสภาพท้องฟ้าแสดงดังรูปที่ 27-28

ผู้วิจัยได้นำภาพถ่ายท้องฟ้าที่บ้านที่ระหว่างเดือนมกราคม ค.ศ. 2017 - ธันวาคม ค.ศ. 2018 มาทำการเลือกสภาพท้องฟ้าในช่วงเวลาที่ไม่มีเมฆบดบังรังสีตรงของดวงอาทิตย์ จากนั้นนำข้อมูลวันและเวลาที่ได้จากการสังเกตนี้มาเป็นเกณฑ์ในการคัดเลือก



รูปที่ 27 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าที่ติดตั้งอยู่ที่ตาดฟ้าอาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม

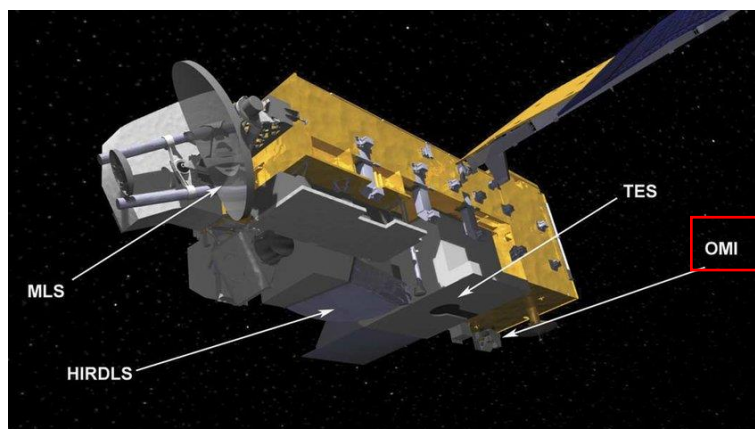


รูปที่ 28 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าที่ได้จากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า กรณีวันที่ (a) ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (clear sky) (b) ท้องฟ้ามีเมฆบางส่วน (partly sky) และ (c) ท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆทั้งหมด (overcast sky)

3.1.3 ข้อมูลปริมาณโอโซนจากดาวเทียม OMI/AURA

สำหรับข้อมูลโอโซนในคอลัมน์บรรยากาศผิววิจัยเลือกใช้ข้อมูลจากอุปกรณ์ Ozone Monitoring Instrument (OMI) ที่ติดตั้งอยู่บนดาวเทียม AURA ของ NASA โดยดาวเทียม OMI/AURA มีวงโคจรแบบ Sun-synchronous satellite กล่าวคือ จะอาศัยตำแหน่งของดวงอาทิตย์เป็นจุดอ้างอิงในการโคจร ดังนั้นในระหว่างที่โลกหมุนรอบตัวเอง ดาวเทียมจะโคจรเป็นวงกลมรอบ

โลกโดยมีระนาบเอียงของวงโคจร (orbit inclination) เป็นมุมคงที่ค่าหนึ่งเสมอเมื่อเทียบกับตำแหน่งของดวงอาทิตย์ ส่งผลให้ดาวเทียมสามารถตรวจวัดพื้นที่เป้าหมายได้เพียง 1-2 ครั้งต่อวัน โดยวงโคจรจะอยู่ในแนวเหนือ-ใต้ผ่านแถบขั้วโลก (polar orbit)



รูปที่ 29 อุปกรณ์ OMI บนดาวเทียม AURA (ดัดแปลงภาพจาก Schoeberl et al., 2006)

ในงานนี้ ผู้วิจัยทำการรวบรวมข้อมูลปริมาณโอโซนในคอลัมน์บรรยากาศจากดาวเทียม OMI/AURA โดยดาวน์โหลดจากเว็บไซต์ <https://aura.gsfc.nasa.gov/omi.html> ซึ่งเป็นข้อมูลรายวันครอบคลุมทั่วโลก ซึ่งผู้วิจัยจะทำการเลือกข้อมูลโอโซน ณ ตำแหน่งสถานีนครปฐมมาใช้

3.1.4 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer)

ผู้วิจัยศึกษาลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองในประเทศไทยโดยทำการรวบรวมข้อมูลความถี่เชิงแสงของฝุ่นละอองจากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ผลิตโดยบริษัท Cimel Electronique โดยเครื่องจะทำการวัดสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร 380 นาโนเมตร 440 นาโนเมตร 500 นาโนเมตร 670 นาโนเมตร 870 นาโนเมตร 940 นาโนเมตร และ 1020 นาโนเมตร ข้อมูลที่ได้จากการวัดในแต่ละความยาวคลื่นจะเป็นค่าในหน่วยจำนวนนับต่อเวลา (count/s) เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์จะทำการวัดรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ทุก ๆ 15 นาที และทำการวัดรังสีกระจายโดยกวาดพร้อมกับวัดค่า 2 รูปแบบ คือแบบมุมเงยคงที่ตามดวงอาทิตย์โดยกวาดไปทางซ้ายและขวาของดวงอาทิตย์ (almucantar scan) และแบบกวาดตามแนวตั้ง (principal plane) เพื่อวัดสมบัติการกระเจิง เช่น single scattering albedo โดยในแต่ละวันเครื่องมือจะทำการวัดค่าตั้งแต่ดวงอาทิตย์ขึ้นจนถึงดวงอาทิตย์ตก หน่วยงานวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์เขตร้อน ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ได้ทำการติดตั้งเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่จังหวัดเชียงใหม่

นครปฐม อุบลราชธานี สงขลา กรุงเทพมหานคร หนองคาย สระแก้ว และฉะเชิงเทรา รายละเอียดของสถานีวัดที่ติดตั้งเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์และช่วงข้อมูลที่ทำกรรวบรวมแสดงไว้ดังตารางที่ 3.2 และรูปที่ 30-37 (เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ทั้งหมดเป็นสมาชิกของ AERONET)

สัญญาณจากอุปกรณ์วัดของเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์จะถูกส่งไปยัง AERONET ที่ประเทศสหรัฐอเมริกา จากนั้น AERONET จะทำการประมวลผล (process) และอัปโหลดข้อมูลไปที่เว็บไซต์ของ AERONET ข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ได้เป็นข้อมูลรายวินาที โดยในงานนี้ผู้วิจัยจะนำข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ได้มาเฉลี่ยให้เป็นข้อมูลรายชั่วโมง และรายวัน สำหรับข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองสามารถดาวน์โหลดได้ทางเว็บไซต์ <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/> (ผู้ที่สนใจสามารถดาวน์โหลดข้อมูลฝุ่นละอองได้จากเว็บไซต์ดังกล่าว) ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร จะใช้ในการวิเคราะห์ผลของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต

ตารางที่ 3.2 ตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดที่ติดตั้งเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ทั้ง 8 แห่งและช่วงข้อมูลที่ผู้วิจัยนำมาใช้งาน

สถานีที่	ชื่อสถานี	สถานที่ตั้ง	ตำแหน่ง (ละติจูดและลองจิจูด)	ช่วงข้อมูลที่ใช้ ในงานวิจัยนี้
1	เชียงใหม่ (CM)	ศูนย์อุตุนิยมวิทยา ภาคเหนือ หรือสถานี เชียงใหม่	18.78 °N, 98.98 °E	มกราคม ค.ศ. 2018-ธันวาคม ค.ศ. 2022
2	นครปฐม (NP)	คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร หรือสถานีนครปฐม	13.82 °N, 100.04 °E	มกราคม ค.ศ. 2018-ธันวาคม ค.ศ. 2022
3	อุบลราชธานี (UB)	ศูนย์อุตุนิยมวิทยา ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ตอนล่าง จังหวัด อุบลราชธานี หรือสถานี อุบลราชธานี	15.25 °N, 104.87 °E	มกราคม ค.ศ. 2018-ธันวาคม ค.ศ. 2022

สถานี ที่	ชื่อสถานี	สถานที่ตั้ง	ตำแหน่ง (ละติจูดและลองจิจูด)	ช่วงข้อมูลที่ใช้ ในงานวิจัยนี้
4	สงขลา (SK)	ศูนย์อุตุนิยมวิทยา ภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา หรือ สถานีสงขลา	7.19 °N, 100.61 °E	มกราคม ค.ศ. 2018-ธันวาคม ค.ศ. 2022
5	กรุงเทพมหานคร (BKK)	กรมพัฒนาพลังงาน ทดแทนและ อนุรักษ์พลังงาน หรือ สถานีกรุงเทพมหานคร	13.75 °N, 100.52 °E	มกราคม ค.ศ. 2019-ธันวาคม ค.ศ. 2022
6	หนองคาย (NK)	ส่วนอุทกวิทยาหนองคาย กรมทรัพยากรน้ำ หรือ สถานีหนองคาย	17.87 °N, 102.71 °E	มกราคม ค.ศ. 2018-ธันวาคม ค.ศ. 2022
7	สระแก้ว (SRK)	สถานีอุตุนิยมวิทยา สระแก้ว (อรัญประเทศ) หรือสถานีสระแก้ว	13.68 °N, 102.50 °E	มกราคม ค.ศ. 2019-ธันวาคม ค.ศ. 2022
8	ฉะเชิงเทรา (CS)	สถานีอุตุนิยมวิทยา ฉะเชิงเทรา หรือสถานี ฉะเชิงเทรา	13.57 °N, 101.45 °E	มกราคม ค.ศ. 2021-ธันวาคม ค.ศ. 2022



รูปที่ 30 เครื่องชันโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่ศูนย์อุดุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 31 เครื่องชันโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 32 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง
จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 33 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 34 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน กรุงเทพมหานคร



รูปที่ 35 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่สวนอุทกวิทยาหนองคาย จังหวัดหนองคาย



รูปที่ 36 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาสระแก้ว (อรัญประเทศ) จังหวัดสระแก้ว

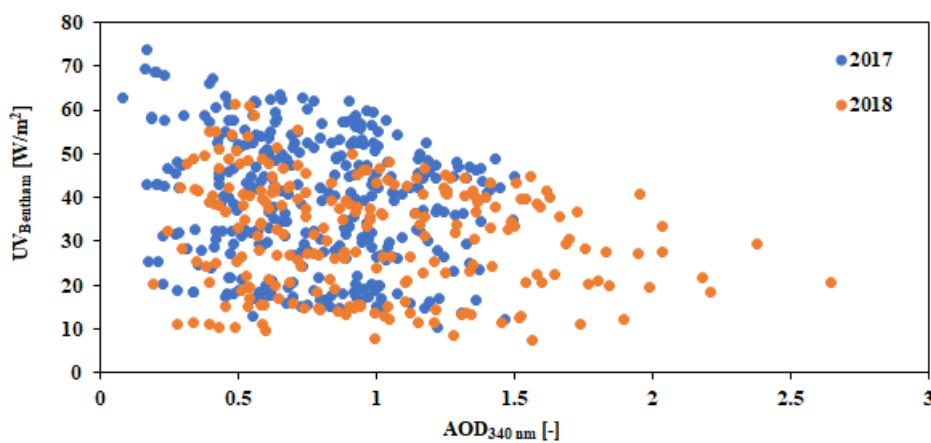


รูปที่ 37 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาฉะเชิงเทรา จังหวัดฉะเชิงเทรา

3.2 การวิเคราะห์ข้อมูล ผลการศึกษาและอภิปรายผล

3.2.1 ผลของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีอัลตราไวโอเลตภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

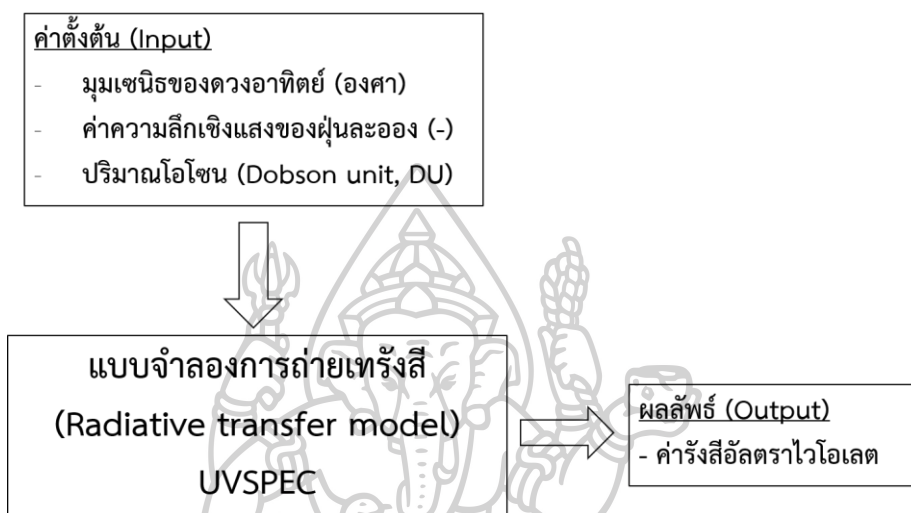
ผู้วิจัยทำการรวบรวมข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตจากดวงอาทิตย์ที่วัดด้วยเครื่องสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตร่วมกับข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ โดยใช้ข้อมูลรายชั่วโมงระหว่างเดือนมกราคม ค.ศ. 2017 - ธันวาคม ค.ศ. 2018 จากนั้นนำข้อมูลดังกล่าวในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆมาทำการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของรังสีอัลตราไวโอเลตในช่วงความยาวคลื่น 260-400 นาโนเมตร เนื่องจากฝุ่นละอองที่มีความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร โดยในเบื้องต้นนำมาเขียนกราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเลตกับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 38



รูปที่ 38 ความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเลต ($UV_{Bentham}$) กับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่มีความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$)

จากกราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเลตที่ได้จากการวัดกับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองจะเห็นว่าในปี ค.ศ. 2017 และ ค.ศ. 2018 ค่ารังสีอัลตราไวโอเลตมีแนวโน้มลดลงเมื่อค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีค่าเพิ่มขึ้น แต่เนื่องจากโดยทั่วไปภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆปริมาณรังสีอัลตราไวโอเลตที่พื้นผิวโลกจะขึ้นกับโอโซน ฝุ่นละออง และตำแหน่งของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าทำให้ข้อมูลที่ได้จากการวัดมีการกระจายเพราะมีผลจากองค์ประกอบดังกล่าวรวมอยู่ด้วย ดังนั้นในการศึกษาเฉพาะผลของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีอัลตราไวโอเลตจำเป็นต้องตัดผลของตัวแปรอื่น ๆ ออก โดยใช้แบบจำลองการถ่ายเทรังสี (Radiative transfer model) ที่ชื่อว่า UVSPEC (Mayer et al., 1997) มาร่วมด้วย ในส่วนของหลักการการทำงานของแบบจำลองการถ่ายเทรังสีผู้วิจัยจะ

ใส่อินพุตให้กับแบบจำลองซึ่งในงานนี้อินพุตที่สำคัญได้แก่ มุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (z) ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) และปริมาณโอโซน (O_3) แบบจำลองจะคำนวณความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ ออกมา (รูปที่ 39) ซึ่งสามารถอินทิเกรตความยาวคลื่นในช่วงที่ต้องการได้



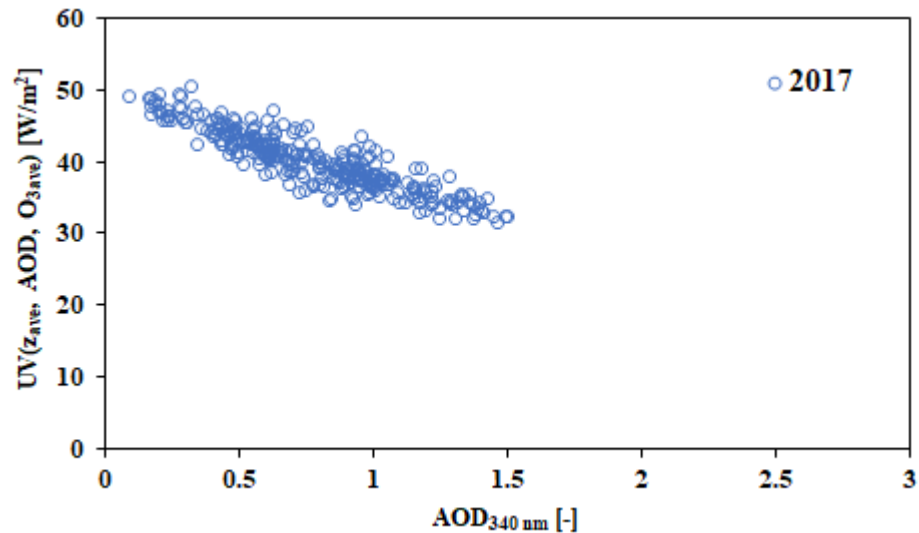
รูปที่ 39 แผนภาพการใช้งานแบบจำลองการถ่ายเทรังสี (Radiative transfer model)

สำหรับความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่เปลี่ยนแปลงไปตามการเปลี่ยนแปลงของฝุ่นละอองหรือความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเท่านั้นจะสามารถหาได้จากสมการ

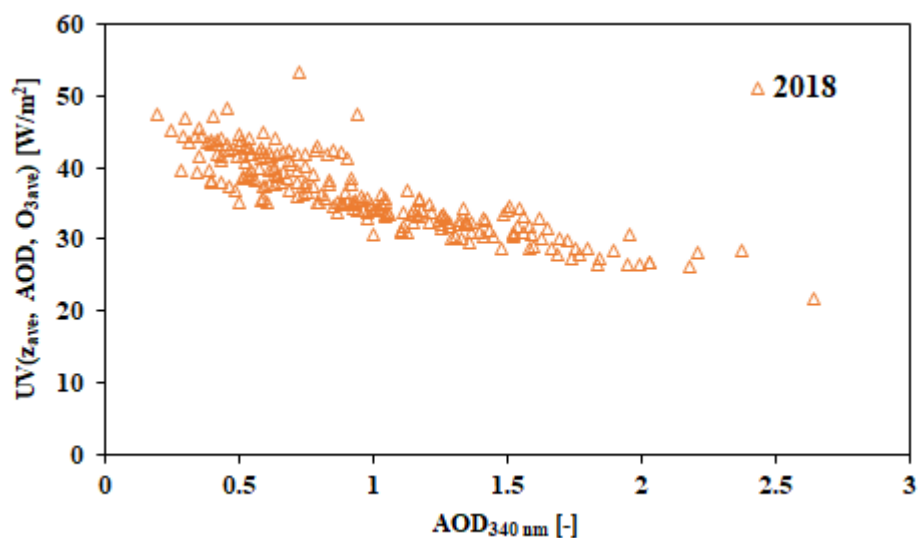
$$UV(z_{ave}, AOD, O_{3_{ave}}) = UV_{Meas}(z, AOD, O_3) \times \left(\frac{UV_{Model}(z_{ave}, AOD, O_{3_{ave}})}{UV_{Model}(z, AOD, O_3)} \right) \quad (3.4)$$

เมื่อ $UV_{Meas}(z, AOD, O_3)$ คือค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ได้จากการวัด $UV_{Model}(z, AOD, O_3)$ คือค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตที่มุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (z) ปริมาณโอโซน O_3 และค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร มีค่าตรงกับวันและเวลานั้น ๆ ที่ได้จากแบบจำลอง และ $UV_{Model}(z_{ave}, AOD, O_{3_{ave}})$ คือค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตที่กำหนดให้มุมเซนนิธเฉลี่ยเท่ากับ 43 องศา ปริมาณโอโซนเฉลี่ยเท่ากับ 261 DU และค่าความลึกเชิงแสงมีค่าตามวันและเวลานั้น ๆ ค่าแฟกเตอร์ $\left(\frac{UV_{Model}(z_{ave}, AOD, O_{3_{ave}})}{UV_{Model}(z, AOD, O_3)} \right)$ ที่ได้จาก UVSPEC จะดึงให้ค่า $UV_{Meas}(z, AOD, O_3)$ จากการวัดมาอยู่ที่ค่าของมุมเซนนิธเฉลี่ย (z_{ave}) และปริมาณโอโซนเฉลี่ย $O_{3_{ave}}$

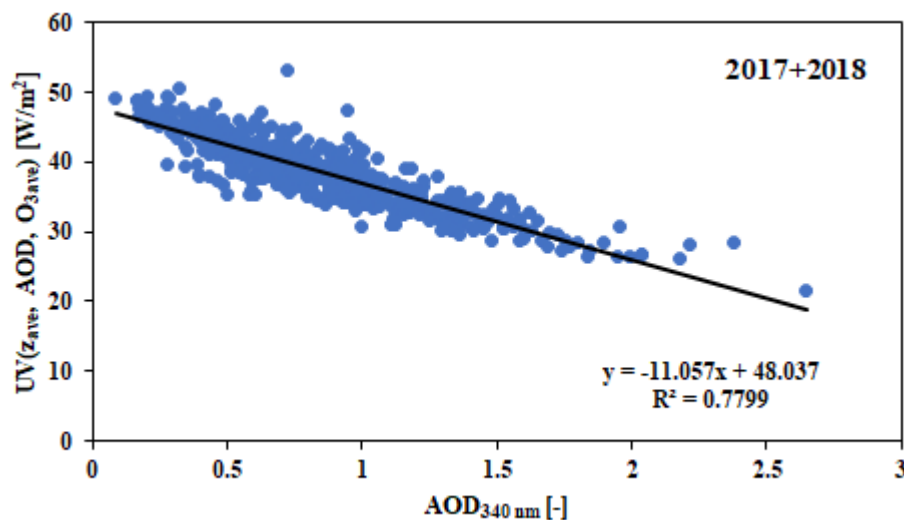
จากสมการจะเห็นว่า $UV(z_{ave}, AOD, O_{3_{ave}})$ จะมีค่าขึ้นอยู่กับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเท่านั้น ผู้วิจัยจึงนำค่า $UV(z_{ave}, AOD, O_{3_{ave}})$ ไปเขียนกราฟความสัมพันธ์กับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเพื่อวิเคราะห์ผลของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต ผลที่ได้แสดงดังกราฟรูปที่ 40-42



รูปที่ 40 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ต ($UV(z_{ave}, AOD, O_{3_{ave}})$) และค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340 \text{ nm}}$) ของปี ค.ศ. 2017



รูปที่ 41 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ต ($UV(z_{ave}, AOD, O_{3_{ave}})$) และค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340 \text{ nm}}$) ของปี ค.ศ. 2018



รูปที่ 42 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ต ($UV(z_{ave}, AOD, O_{3ave})$) และค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ($AOD_{340\text{ nm}}$) ปี ค.ศ. 2017 และ 2018

จากการเขียนกราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตและค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร ของปี ค.ศ. 2017 และ ค.ศ. 2018 จะเห็นว่า เมื่อค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีค่าเพิ่มขึ้นจะส่งผลให้ค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตมีค่าลดลงในลักษณะแปรผกผันเชิงเส้น และจากการทดสอบการ แสดงให้เห็นว่าค่า R-square เท่ากับ 0.7799 ผลดังกล่าวสอดคล้องกับงานของ Deng et al. (2012)

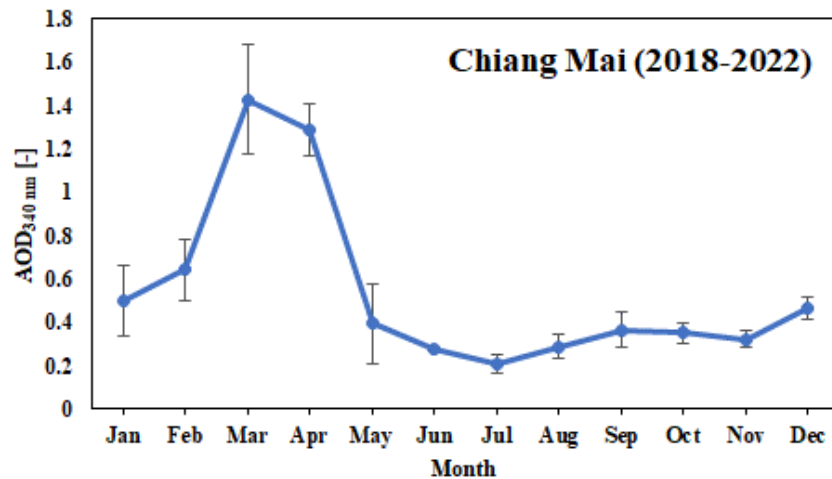
3.2.2 ลักษณะทางสถิติของฝุ่นละออง

ในการศึกษาเกี่ยวกับฝุ่นละอองนั้นจำเป็นต้องทราบชนิดและคุณสมบัติของฝุ่นละอองในแต่ละพื้นที่โดยการพิจารณาตัวแปรที่คำนวณจากข้อมูลความเข้มรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ เช่น ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง การแจกแจงขนาดของฝุ่นละออง (aerosol size distribution) และพารามิเตอร์ของอังสตรอม (Ångstrom parameter) เป็นต้น

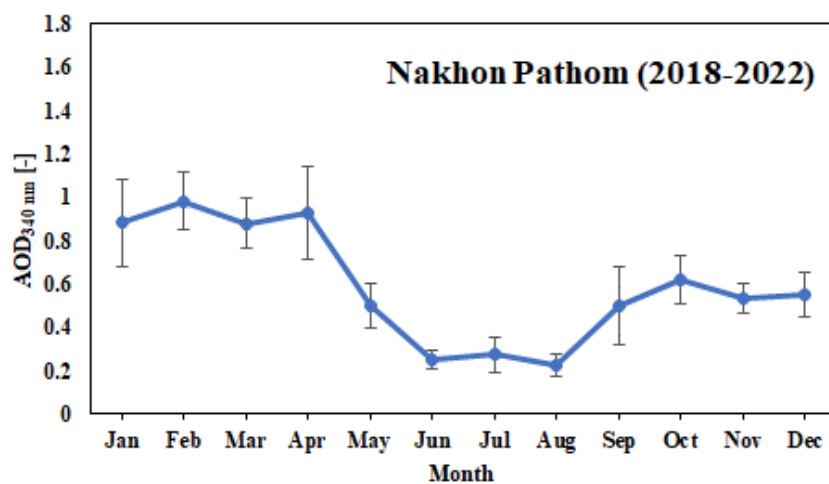
ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาลักษณะทางสถิติของฝุ่นละอองโดยทำการศึกษาการแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth, AOD) และค่า single scattering albedo (SSA) โดยใช้ข้อมูลจากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งไว้ ณ สถานีวัดทั้ง 8 แห่ง ในประเทศไทย

3.2.2.1 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง

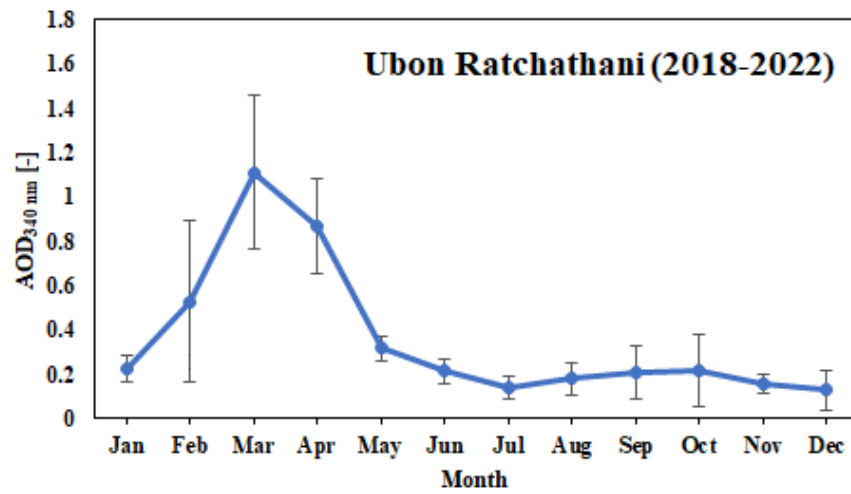
ผู้วิจัยทำการศึกษาการแปรค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาวของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่มีความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร และ 500 นาโนเมตร ทั้ง 8 สถานี เพื่อวิเคราะห์ว่าค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีการแปรค่ามากหรือน้อย ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 42-57 ดังนี้



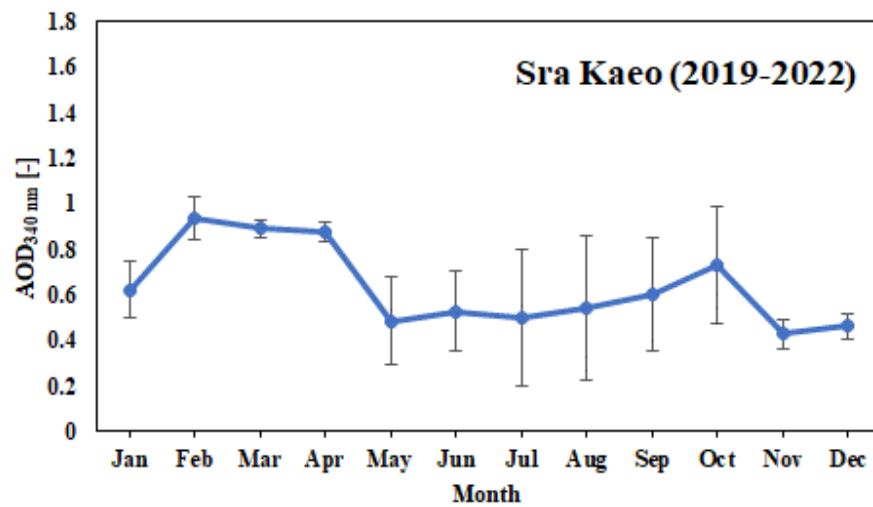
รูปที่ 43 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่มีความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD_{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดเชียงใหม่



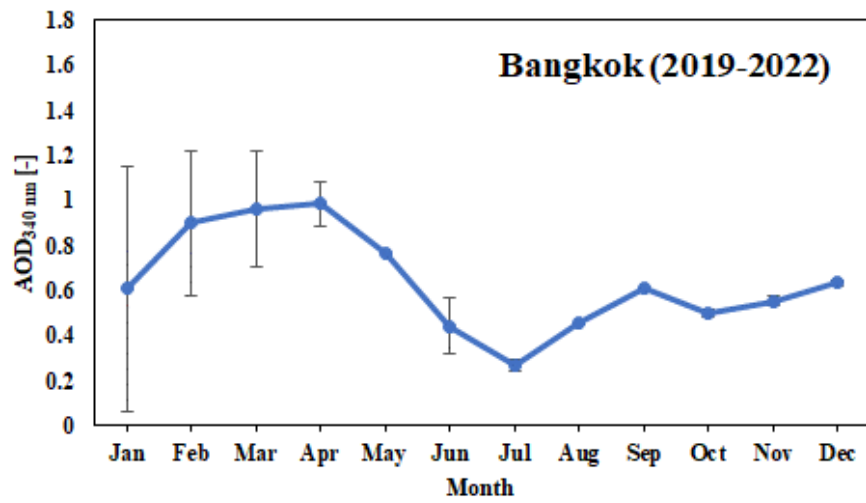
รูปที่ 44 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่มีความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD_{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดนครปฐม



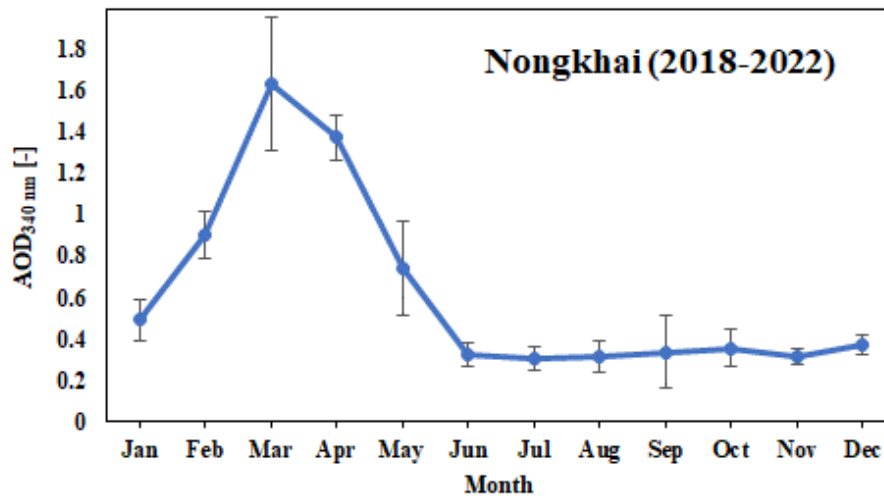
รูปที่ 45 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD_{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดอุบลราชธานี



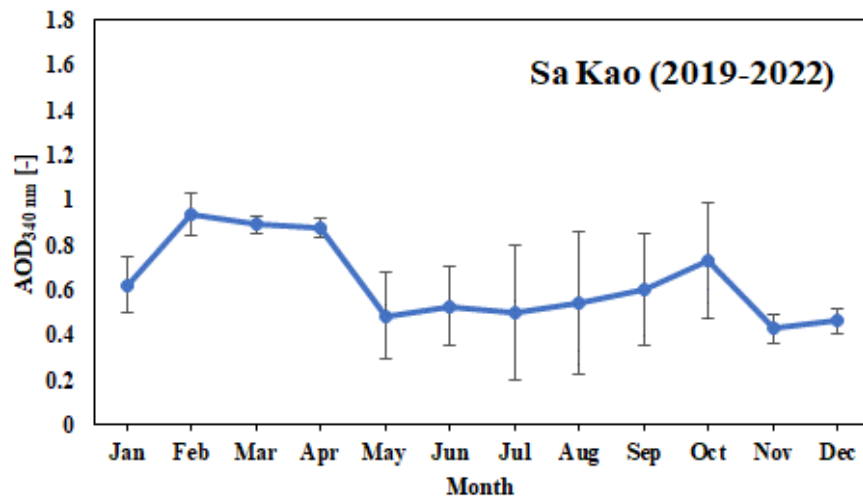
รูปที่ 46 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD_{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดสงขลา



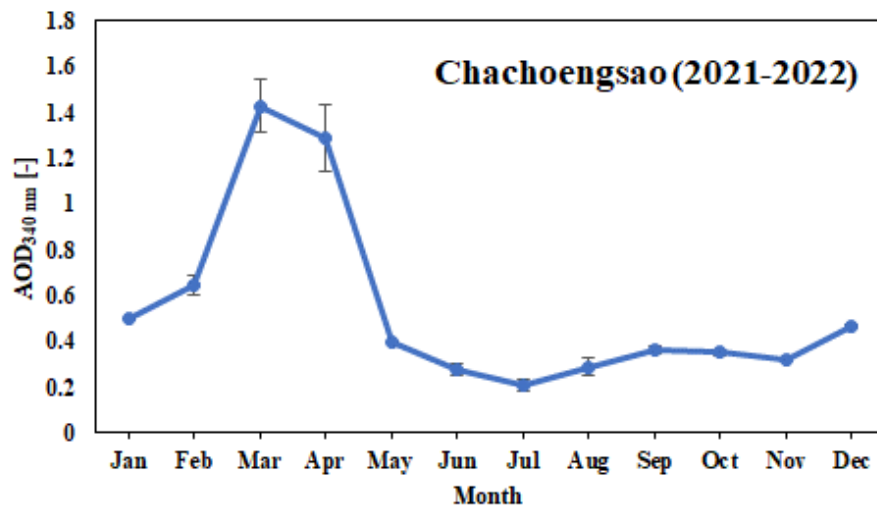
รูปที่ 47 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD_{340 nm}) ที่สถานีกรุงเทพมหานคร



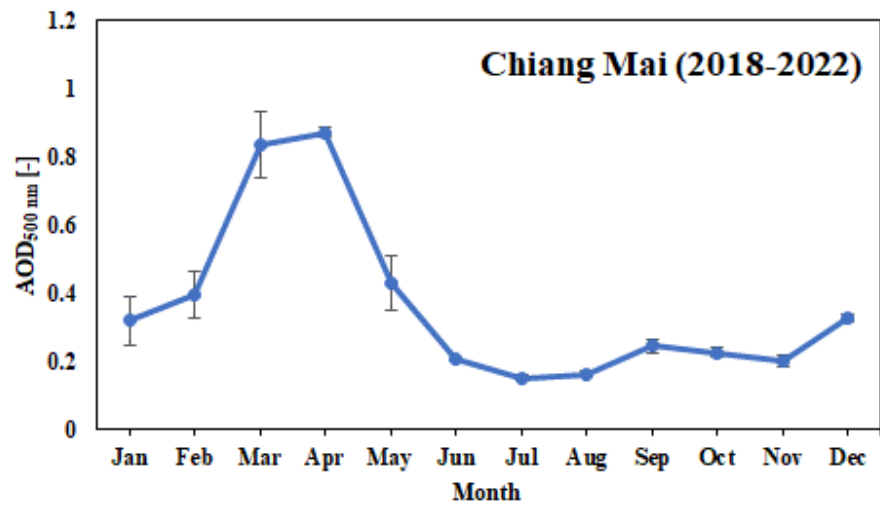
รูปที่ 48 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD_{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดหนองคาย



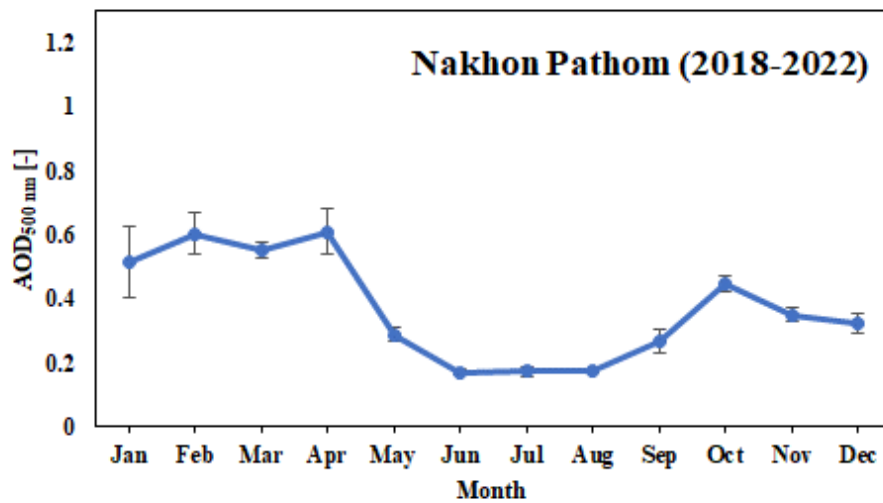
รูปที่ 49 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD_{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดสระแก้ว



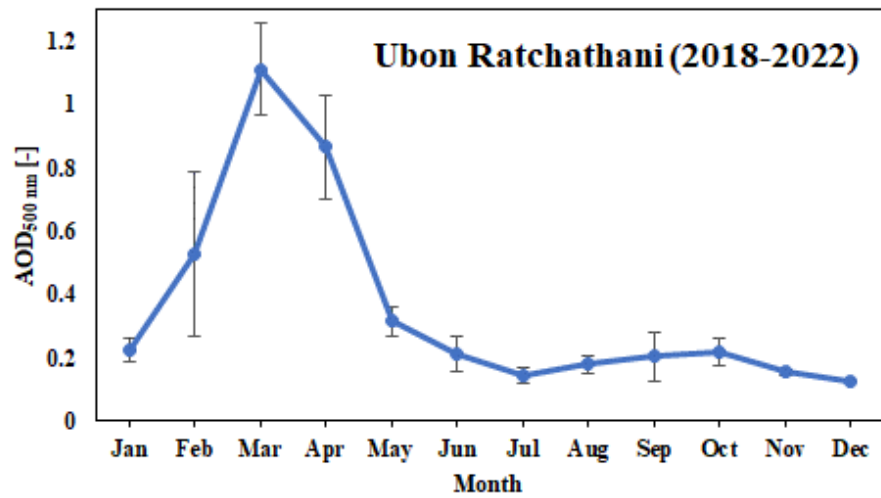
รูปที่ 50 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร (AOD_{340 nm}) ที่สถานีจังหวัดฉะเชิงเทรา



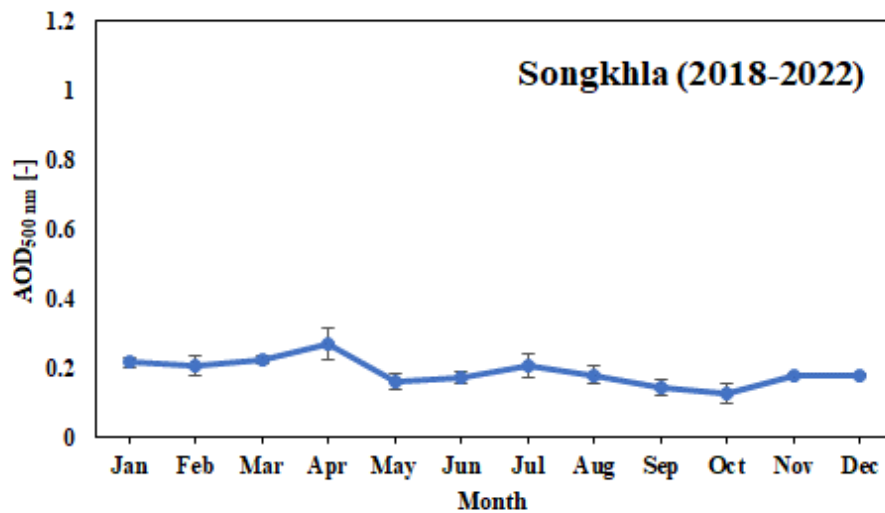
รูปที่ 51 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD_{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดเชียงใหม่



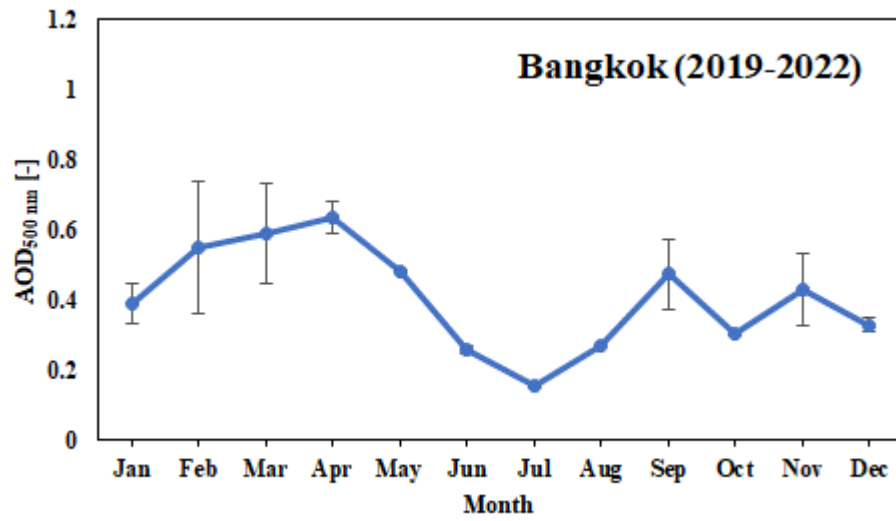
รูปที่ 52 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD_{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดนครปฐม



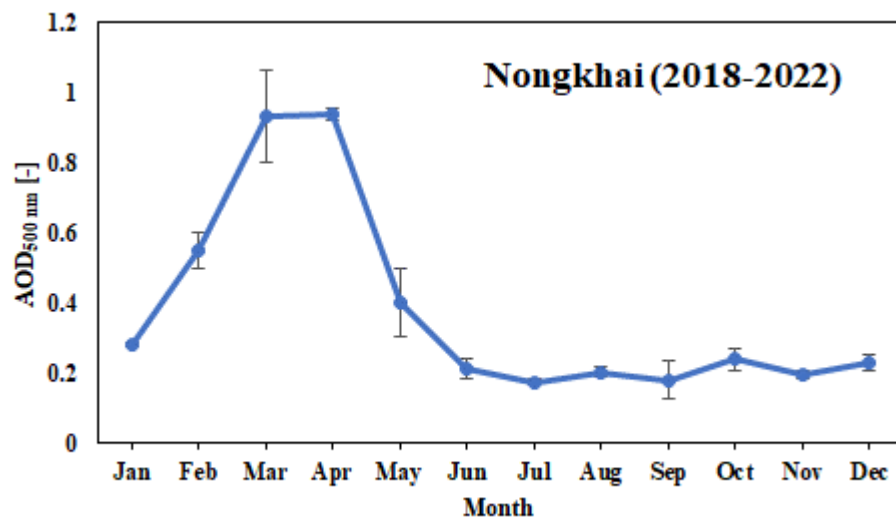
รูปที่ 53 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD_{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดอุบลราชธานี



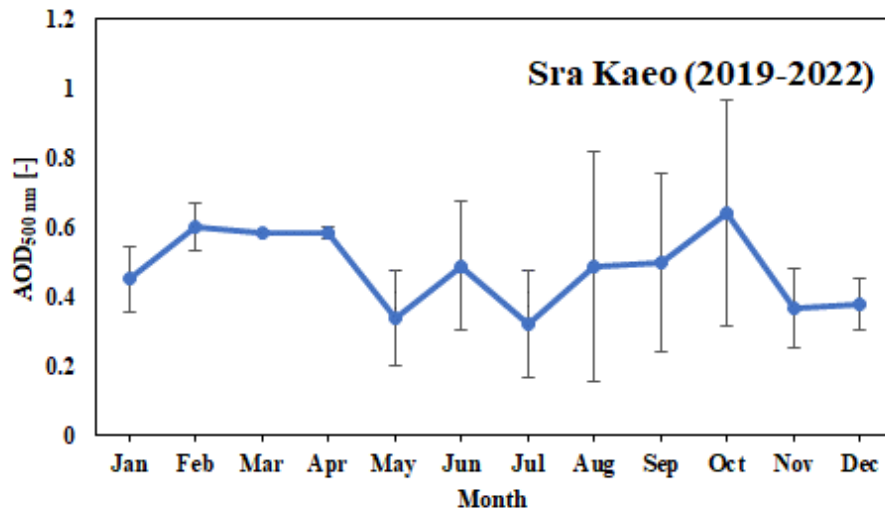
รูปที่ 54 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD_{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดสงขลา



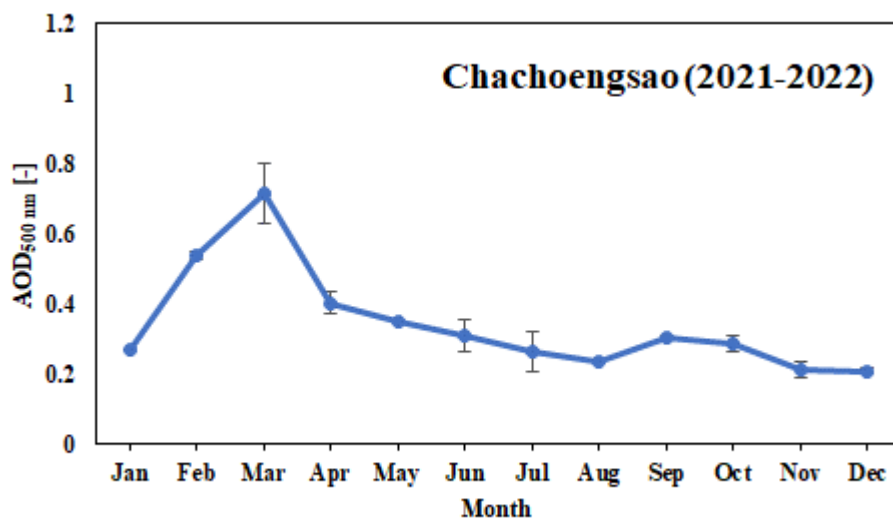
รูปที่ 55 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD_{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดกรุงเทพมหานคร



รูปที่ 56 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD_{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดหนองคาย



รูปที่ 57 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD_{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดสระแก้ว



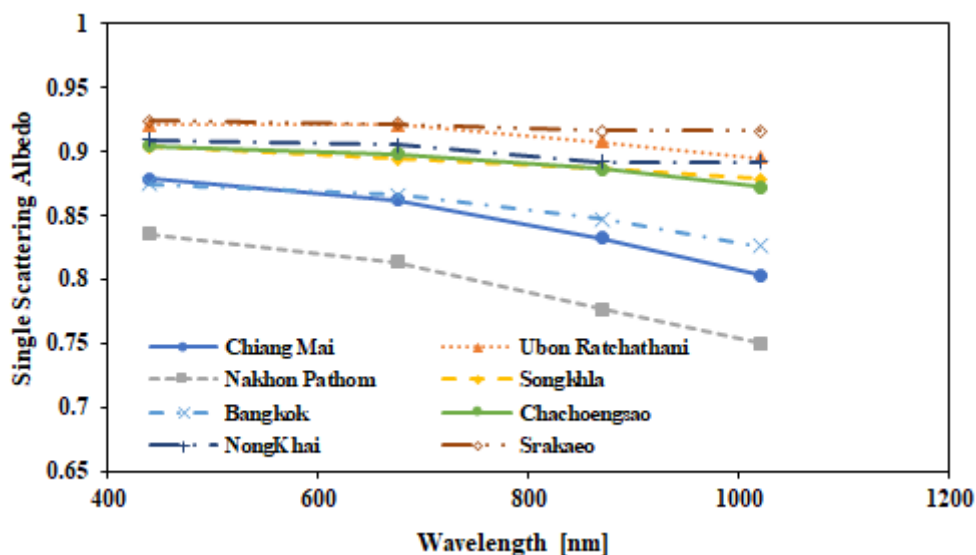
รูปที่ 58 การแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (AOD_{500 nm}) ที่สถานีจังหวัดฉะเชิงเทรา

จากกราฟการแปรค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร และ 500 นาโนเมตร ในรูปที่ 43-58 แสดงให้เห็นว่าการแปรค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองทั้งสองความยาวคลื่นมีลักษณะที่คล้ายคลึงกันแต่ที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร จะมีค่า

สูงกว่า โดยในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลาง ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีค่าค่อย ๆ เพิ่มขึ้นในช่วงต้นปีและปลายปีซึ่งส่วนใหญ่สูงสุดช่วงเดือนมีนาคมเนื่องจากเป็นช่วงฤดูการเก็บเกี่ยวพืชผลทางการเกษตร ฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นจึงมีแหล่งกำเนิดมาจากการเผาไหม้ชีวมวลและการพัดพาฝุ่นละอองจากพื้นดิน จากนั้นจะมีค่าลดลงในช่วงกลางปีเนื่องจากเป็นช่วงฤดูฝนส่งผลให้ฝนที่ตกลงมาชะล้างฝุ่นละออง ส่วนในภาคใต้การแปรค่าของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองแตกต่างจากภูมิภาคอื่นโดยค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีค่าต่ำและค่อนข้างคงที่ตลอดทั้งปีเนื่องจากลักษณะทางภูมิศาสตร์ของจังหวัดสงขลาซึ่งอยู่ใกล้กับทะเลทำให้ฝุ่นละอองส่วนใหญ่เป็นประเภทละอองเกลือ นอกจากนี้ทางภาคใต้ของประเทศไทยยังมีฤดูฝนที่ยาวนานถึงเดือนธันวาคม ดังนั้น ฝนจึงชะล้างฝุ่นละอองอย่างต่อเนื่องในช่วงฤดูฝน

3.2.2.2 ค่า Single Scattering Albedo

ผู้วิจัยทำการเขียนกราฟค่า single scattering albedo ที่ความยาวคลื่น 440, 675, 870 และ 1020 นาโนเมตร ทั้ง 8 สถานี จากข้อมูลในปี ค.ศ. 2018-2022 เพื่อวิเคราะห์ว่าแต่ละภูมิภาคเป็นฝุ่นละอองชนิดใด ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 59



รูปที่ 59 ค่า single scattering albedo ทั้ง 8 สถานี

จากกราฟ SSA ในรูปที่ 59 จะเห็นได้ว่าที่สถานีเชียงใหม่ นครปฐม สงขลา อุบลราชธานี กรุงเทพมหานคร หนองคาย สระแก้ว และฉะเชิงเทรา มีค่า SSA ระหว่าง 0.80-0.87, 0.74-0.83,

0.87-0.90, 0.89-0.92, 0.83-0.87, 0.87-0.90, 0.90-0.92 และ 0.87-0.90 ตามลำดับ โดยที่สถานี เชียงใหม่ นครปฐม และกรุงเทพมหานคร มีค่า SSA ต่ำกว่า 0.9 แสดงให้เห็นว่าฝุ่นละอองที่สถานี ดังกล่าวสามารถดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้ดีหรือกล่าวได้ว่าเป็นฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวล เป็นส่วนใหญ่ สำหรับสถานีสงขลา อุบลราชธานี หนองคาย สระแก้ว และฉะเชิงเทรา เป็นฝุ่นละอองที่เกิดจากละอองเกลือหรือฝุ่นละอองจากพื้นดินเนื่องจากมีค่า SSA สูงถึง 0.9 ซึ่งเป็นฝุ่นละอองที่สามารถกระเจิงแสงได้ดี



บทที่ 4

สรุปผล

ในงานวิจัยนี้ได้ทำการวิเคราะห์การลดลงของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ ในช่วงความยาวคลื่น 260-400 นาโนเมตร ภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจากข้อมูลที่สถานีนครปฐม (13.82 °N, 100.04 °E) โดยรวบรวมข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ระหว่างเดือนมกราคม ค.ศ. 2017 - ธันวาคม ค.ศ. 2018 ที่ได้จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเล็ต (รุ่น DMc150 ผลิตโดยบริษัท Bentham Instruments Ltd.) และศึกษาลักษณะทางสถิติของฝุ่นละออง จากข้อมูลสถานีวัดในประเทศไทยโดยใช้ข้อมูลจากเครื่องเซ็นโพโตมิเตอร์ ที่ความยาวคลื่น 340 และ 500 นาโนเมตร โดยทำการศึกษารายเดือนของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองและค่า single scattering albedo (SSA) ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน กรุงเทพมหานคร ส่วนอุทกวิทยาหนองคาย จังหวัดหนองคาย สถานีอุตุนิยมวิทยาสระแก้ว (อรัญประเทศ) จังหวัดสระแก้ว และสถานีอุตุนิยมวิทยาฉะเชิงเทรา จังหวัดฉะเชิงเทรา ซึ่งผลที่ได้สามารถสรุปได้ดังนี้

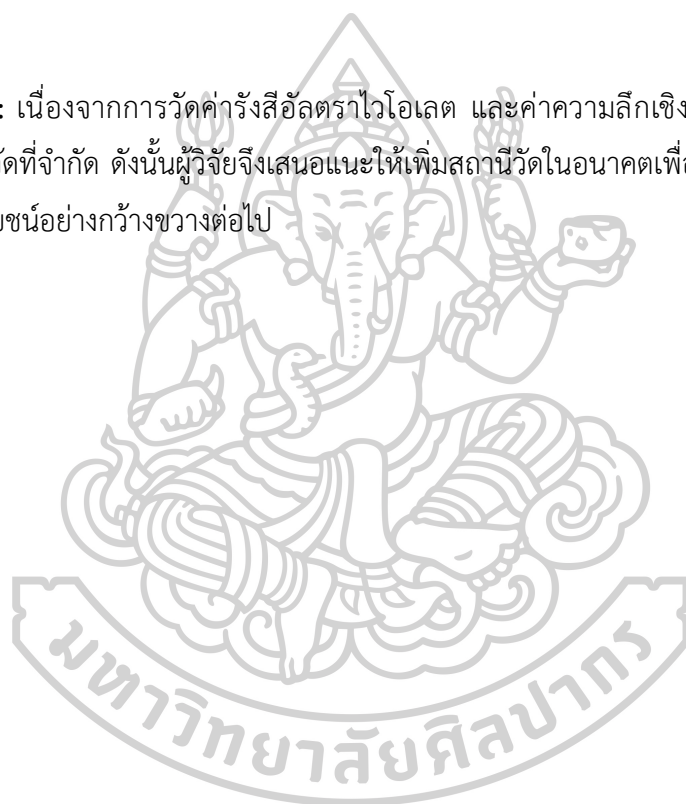
จากการวิเคราะห์ผลของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ต พบว่าค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ที่ได้จากการวัดกับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีความสัมพันธ์กันในลักษณะแปรผกผันเชิงเส้นต่อกัน นั่นคือเมื่อค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีค่าเพิ่มขึ้นจะส่งผลให้ค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ตมีค่าลดลง ซึ่งในปี ค.ศ.2017 และ ค.ศ. 2018 มีการลดลงในลักษณะที่คล้ายคลึงกัน

จากการแปรค่ารายเดือนของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 นาโนเมตร และ 500 นาโนเมตร พบว่าค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม กรุงเทพมหานคร หนองคาย สระแก้ว และฉะเชิงเทรา มีการแปรค่าที่คล้ายคลึงกันโดยมีค่าสูงในช่วงต้นปีและปลายปี ส่วนใหญ่มีค่าสูงสุดในช่วงเดือนมีนาคมซึ่งเป็นช่วงฤดูร้อนและช่วงฤดูการเก็บเกี่ยวพืชผลทางการเกษตรจึงทำให้มีการเผาไหม้ชีวมวลเป็นส่วนใหญ่ จากนั้นมีค่าลดลงในช่วงกลางปีซึ่งเป็นช่วงฤดูฝน ส่วนที่สถานีสงขลาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีค่าแตกต่างจากสถานีอื่น ๆ โดยมีค่าต่ำและค่อนข้างคงที่ตลอดทั้งปี ซึ่งค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองทั้ง 2 ความยาวคลื่นมีการแปรค่าในลักษณะที่คล้ายกัน

จากการวิเคราะห์ค่า single scattering albedo โดยทำการเขียนกราฟค่า single scattering albedo ที่ความยาวคลื่น 440, 675, 870 และ 1020 นาโนเมตร ทั้ง 8 สถานี พบว่าที่

สถานีเชียงใหม่ นครปฐม และกรุงเทพมหานคร มีค่า SSA อยู่ที่ 0.80-0.87, 0.74-0.83 และ 0.83-0.87 ตามลำดับ ซึ่งมีค่าต่ำกว่า 0.9 แสดงให้เห็นว่าฝุ่นละอองที่สถานีดังกล่าวสามารถดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้ดี ส่วนที่สถานีสงขลา อุบลราชธานี หนองคาย สระแก้ว และฉะเชิงเทรา ค่า SSA อยู่ระหว่าง 0.87-0.90, 0.89-0.92, 0.87-0.90, 0.90-0.92 และ 0.87-0.90 ตามลำดับ ซึ่งมีค่าสูงถึง 0.9 หรือกล่าวได้ว่าพบว่าที่สถานี เชียงใหม่ นครปฐม และกรุงเทพมหานคร ส่วนใหญ่เป็นฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวลเป็นส่วนใหญ่ ส่วนสถานีสงขลา อุบลราชธานี หนองคาย สระแก้ว และฉะเชิงเทรา เป็นฝุ่นละอองที่มาจากละอองเกลือจากทะเลและฝุ่นละอองจากพื้นดิน

ข้อเสนอแนะ: เนื่องจากการวัดค่ารังสีอัลตราไวโอเล็ต และค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองยังมีจำนวนสถานีวัดที่จำกัด ดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอแนะให้เพิ่มสถานีวัดในอนาคตเพื่อให้ได้ข้อมูลเพิ่มเติมและนำมาใช้ประโยชน์อย่างกว้างขวางต่อไป



ภาคผนวก 1

การศึกษาผลของฝุ่นละอองต่อรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่สถานีนครปฐม¹

Depletions of Solar Ultraviolet Radiation (260-400 nm) and Solar Ultraviolet of Vitamin D Weighted (DUV) by Aerosols Under Clear Sky Conditions: A Case Study from Data Collected at Nakhon Pathom Station in Thailand

Solar ultraviolet (UV) radiation is part of the solar spectrum reaching the earth's surface. It has both beneficial and harmful effects on human health. Excessive exposure to solar UV radiation is hazardous for humans. For instance, it can lead to skin cancer, cataracts, and immune system suppression [1]. On the other hand, exposure to solar UV radiation at a suitable level promotes vitamin D synthesis in the human skin [2] which strengthens human bones.

Solar UV radiation outside the earth's atmosphere can be divided into UVC (100–280 nm), UVB (280–320 nm), and UVA (320–400 nm) [3]. On entering the earth's atmosphere, UVC is completely absorbed by the earth's atmosphere. A small portion of the UVB and almost all of the UVA radiation reach the earth's surface. In general, clouds have a strong influence on the solar UV radiation reaching the earth's surface during cloudy conditions. However, during clear sky conditions, aerosols have a significant impact on the solar UV radiation reaching the earth's surface. Deng et al. [4] investigated solar UV radiation in Guangzhou, China, and found that an average of 62% of solar UV radiation at 340 nm was absorbed by aerosols before reaching the earth's surface. Kim et al. [5] studied the effects of aerosols on solar UV radiation under clear sky conditions in Seoul, Korea, and reported that the attenuation of erythemal UV (EUV) radiation by aerosol is very significant.

Most areas of Thailand have very high aerosol loads [6]. To the best of our knowledge, the effect of aerosols on surface UV radiation has not yet been reported.

¹ * Part of this work has been submitted to RMUTP Research Journal

Therefore, the objective of this work was to investigate the depletion of TUV and EUV by aerosols using data collected at Nakhon Pathom station (13.82°N, 100.04°E) from January 2017 to December 2018.

1. Material and method

1.1 material

This work is based on the analysis of four data sets. The first data set contains spectral UV irradiance data obtained from ground-based measurements using a spectroradiometer (Bentham Instrument Ltd., model DMc150) at Nakhon Pathom station (13.82°N, 100.04°E) (Fig. 1) in the wavelength range of 260–400 nm during January 2017 to December 2018. The spectral UV data were recorded every 10 min, which were then averaged to transform it to hourly data. The second data set is AOD, measured at a wavelength of 340 nm. These data were obtained from a sunphotometer installed at the station (Fig. 1) and downloaded from the website of AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). These data were similarly processed to be in the hourly form. The third data set is the data on O₃ obtained from the OMI/AURA satellite, downloaded from the website (<https://aura.gsfc.nasa.gov/omi.html>). These data contained relevant daily information for the entire world. The ozone data from the Nakhon Pathom station were used in this work. The fourth data set is the sky image data taken by a sky camera (PREDE, model PSV-100) installed at Nakhon Pathom station (Fig. 1). It was used to identify clear sky conditions.

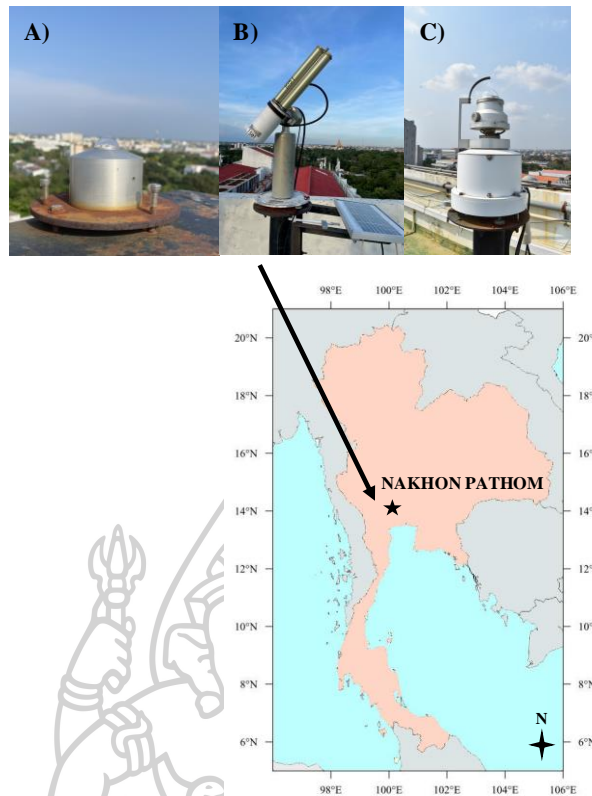


Fig. 1 The location of the station and the instruments installed at the station. A) input optics of the spectroradiometer, B) sunphotometer, and C) sky camera

1.2 Method

1.2.1 The effect of aerosol on TUV

In this work, TUV, the total solar radiation including UVA and UVB (260–400 nm), was calculated using the following equation.

$$\text{TUV} = \int_{260 \text{ nm}}^{400 \text{ nm}} \dot{i}_{\lambda} d\lambda \quad (1)$$

where

TUV = total solar ultraviolet radiation (W/m^2)

\dot{i}_{λ} = spectral UV irradiance ($\text{W}/\text{m}^2/\text{nm}$)

λ = wavelength (nm)

The method used for investigating the effect of aerosol on TUV can be summarized as follows. First, the data from the sky camera were used to identify the

clear sky conditions at the station for the TUV, AOD, and O_3 data to be analyzed during the clear sky period. Then, the spectral UV data for clear sky conditions were integrated over the wavelength range of 260 to 400 nm to obtain the hourly TUV data. A plot of these data against AOD is presented in Section 3. Finally, a special technique employing UVSPEC [7], a radiative transfer model, was used to extract the dependence of TUV on AOD. The calculation is done using the following expression.

$$UV(z_{ave}, AOD, O_{3,ave}) = UV_{Meas}(z, AOD, O_3) \frac{UV_{Model}(z_{ave}, AOD, O_{3,ave})}{UV_{Model}(z, AOD, O_3)} \quad (2)$$

$UV_{Meas}(z, AOD, O_3)$ is the TUV measured as a function of the actual solar zenith angle (z), aerosol optical depth (AOD), and the total ozone column (O_3). $UV_{Model}(z, AOD, O_3)$ is the TUV from the UVSPEC at the actual conditions of z , AOD, and O_3 . $UV_{Model}(z_{ave}, AOD, O_{3,ave})$ is the TUV from the UVSPEC, where AOD is the actual aerosol optical depth, and z and O_3 were set to constants equal to the average values of z and O_3 respectively ($z_{ave} = 43^\circ$) and ($O_{3,ave} = 261$ DU) from all the data sets used in this study. In Equation (2), the terms $UV_{model}(z, AOD, O_3)$ and $UV_{Meas}(z, AOD, O_3)$ cancel each other, leaving TUV as a function of AOD ($UV(z_{ave}, AOD, O_{3,ave})$). Then, $UV(z_{ave}, AOD, O_{3,ave})$ or in this case, TUV is plotted against AOD at 340 nm ($AOD_{340\text{ nm}}$) and presented in Section 2.

1.2.2 The effect of aerosol on EUV

EUV or erythemal weighted solar ultraviolet radiation, which is more closely related to the biological effects of solar UV radiation than UVB, was obtained from the convolution of the solar UV spectrum and the erythemal action spectrum, proposed by McKinlay and Diffey [3], as follows.

$$EUV = \int_{250 \text{ nm}}^{400 \text{ nm}} \dot{I}_{\lambda} R_{E\lambda} d\lambda \quad (3)$$

where

EUV = intensity of erythemal weighted solar ultraviolet radiation
(W/m^2)

\dot{I}_{λ} = spectral UV irradiance ($W/m^2/nm$)

$R_{E\lambda}$ = erythema response (-)

λ = wavelength (nm)

The method described in Section 1.2.1 was used to examine the effect of aerosol on EUV. The results are shown in Section 2.

2. Results and discussion

2.1 Effect of aerosol on TUV

The direct plot of total solar UV radiation against AOD under clear sky conditions is shown in Fig. 2. Significant scatter is observed in the data points for both years due to the effects of the solar zenith angle and ozone.

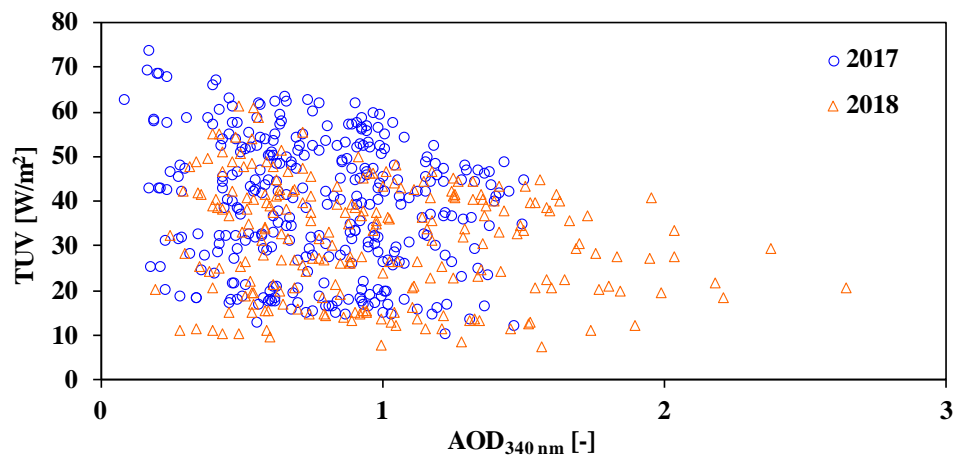


Fig. 2 Direct plot of the total solar ultraviolet radiation data from the Bentham spectroradiometer (TUV) against aerosol optical depth at 340 nm ($AOD_{340 \text{ nm}}$) for 2017 and 2018.

A plot of TUV, as a function of only AOD at 340 nm, a constant solar zenith angle (43°), and a constant total ozone column (261 DU), as calculated from equation (1), is shown in Fig. 3.

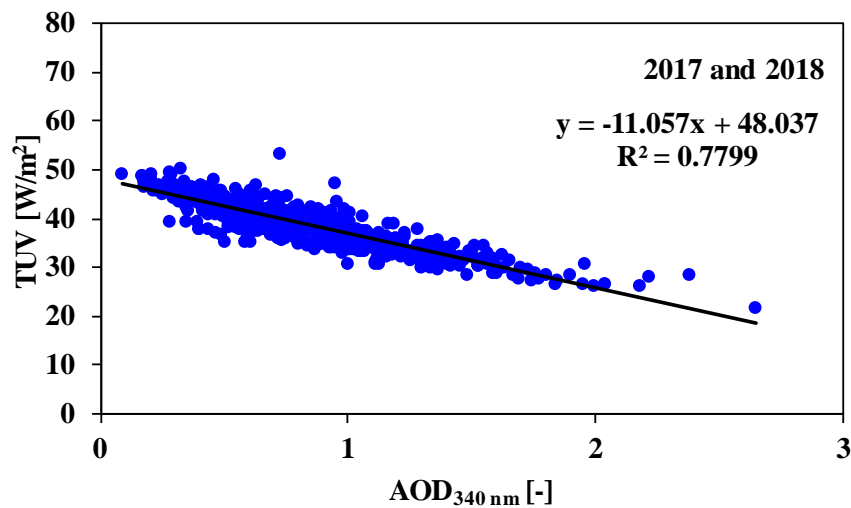


Fig. 3 Plot of TUV as a function of AOD against aerosol optical depth at 340 nm ($AOD_{340 \text{ nm}}$) with the solar zenith angle fixed at 43° and the ozone column fixed at 261 DU.

A linear equation was fitted to the graph in Fig. 3, giving us the following equation.

$$TUV = -11.057AOD_{340\text{nm}} + 48.037; R^2 = 0.7799 \quad (4)$$

where

- TUV = total solar ultraviolet radiation (W/m^2)
- $AOD_{340\text{nm}}$ = aerosol optical depth at wavelength 340 nm (-)
- R^2 = determination coefficient (-)

Relatively less scatter is observed in the data points for 2017 and 2018 (Fig. 3) because the values of z and O_3 are fixed, and only the effect of AOD on the total solar UV radiation is manifested. It is also observed from Fig. 3 that the TUV radiation

for 2017 and 2018 has a linear relationship with the AOD. In other words, the TUV decrease linearly with the increase of the AOD. This may be due to the fact that the increase in the AOD increases the depleting agents of the UV in the atmosphere, thus decreasing the surface UV. This result confirms the result of the research work of Deng et al. [4].

2.2 Effect of aerosol on EUV

Similarly, a direct plot of EUV against AOD is shown in Fig. 4. Although the values of EUV are lower than TUV, a significant degree of scatter is observed due to the effect of the solar zenith angle and ozone.

After filtering out the effects of the variation of the solar zenith angle and ozone column by using equation (1), the plot between EUV and AOD is shown in Fig. 5.

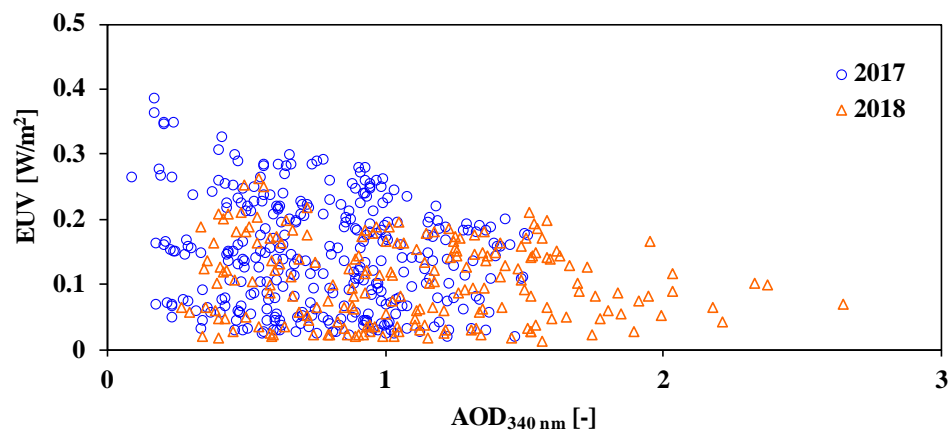


Fig. 4 Direct plot of the erythemal solar ultraviolet radiation data from the Bentham spectroradiometer (EUV) against aerosol optical depth at 340 nm (AOD_{340 nm}) for 2017 and 2018.

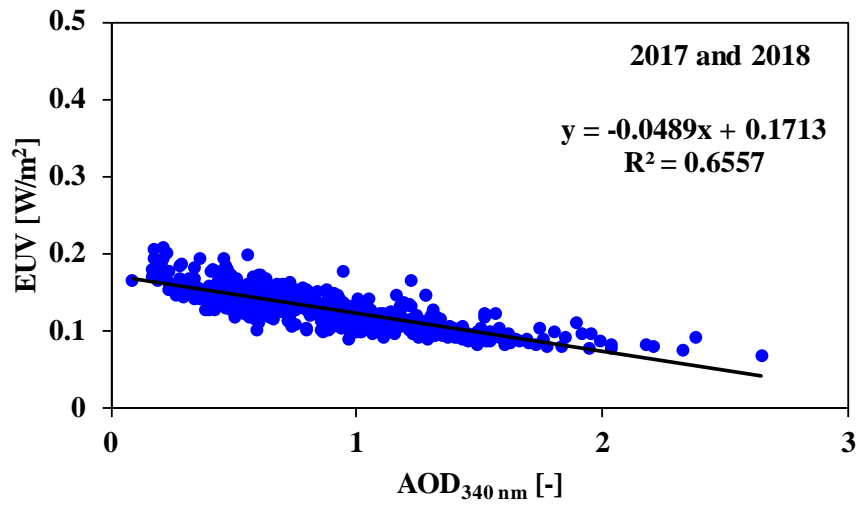


Fig. 5 Plot of EUV as a function of AOD against aerosol optical depth at 340 nm ($AOD_{340\text{ nm}}$) with the solar zenith angle fixed at 43° and the ozone column fixed at 261 DU.

A linear relationship between EUV and AOD was obtained from the graph plotted in Fig. 5 as shown below.

$$EUV = -0.0489AOD_{340\text{ nm}} + 0.1713; R^2 = 0.6557 \quad (5)$$

where

EUV = erythema-weighted solar ultraviolet radiation (W/m^2)

$AOD_{340\text{ nm}}$ = aerosol optical depth at wavelength 340 nm (-)

R^2 = determination coefficient (-)

This result helps to confirm the work of Kim et al. [5].

3. Conclusion

The depletion of TUV and EUV due to aerosol at Nakhon Pathom station in Thailand was investigated. TUV and EUV were found to decrease linearly with the increase of the AOD. The findings from this work corroborated previously reported work from other parts of the world.

Acknowledgements

The author and co-authors of this paper would like to thank the Faculty of Science, Silpakorn University for supporting the research work and for providing financial support to Ms. Wijittra Kangwanwit, a research assistant. We are also grateful to NASA, USA for aerosol optical depth data and ozone data.

References

- [1] R. P. Gallagher, and T. K. Lee, "Adverse effects of ultraviolet radiation: a brief review," *Progress in biophysics and molecular biology*, vol. 92, no. 1, pp. 119-131, 2006.
- [2] M. F. Holick, "Sunlight, UV radiation, vitamin D, and skin cancer: How much sunlight do we need?," *Advance Exp Med Biol*, vol. 1268, pp. 19-36, 2020.
- [3] A.F. McKinlay, and B.L. Diffey, "A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin" in *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: risks and regulations*, Amsterdam, pp. 83-86, 1987.
- [4] X. Deng, X. Zhou, X. Tie, D. Wu, F. Li, H. Tan, and T. Deng, "Attenuation of ultraviolet radiation reaching the surface due to atmospheric aerosols in Guangzhou," *Chinese Science Bulletin*, vol. 57, pp. 2759-2766, 2012.
- [5] W. Kim, J. Kim, S. S. Park, and H.-K. Cho, "UV sensitivity to changes in ozone, aerosols, and clouds in Seoul, South Korea," *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 53, no. 2, pp. 310-322, 2014.
- [6] S. Janjai, M. Nunez, I. Masiri, R. Wattan, S. Buntoung, T. Jantarach, and W. Promsen, "Aerosol optical properties at four sites in Thailand," *Atmospheric and Climate Sciences*, vol. 2, no. 4, pp. 441, 2012.

- [7] B. Mayer, G. Seckmeyer, and A. Kylling, "Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modeling results," *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 102, no. D7, pp. 8755-8767, 1997.



รายการอ้างอิง

- Bozzetti, M., De Candia, G., Gallo, M., Losito, O., Mescia, L., & Prudeniano, F. (2010). *Analysis and design of a solar rectenna*. Paper presented at the 2010 IEEE International Symposium on Industrial Electronics.
- Buntoung, S., Janjai, S., Nunez, M., Choosri, P., Pratummasoot, N., & Chiwpreecha, K. (2014). Sensitivity of erythemal UV/global irradiance ratios to atmospheric parameters: application for estimating erythemal radiation at four sites in Thailand. *Atmospheric research*, 149, 24-34.
- Deng, X., Zhou, X., Tie, X., Wu, D., Li, F., Tan, H., & Deng, T. (2012). Attenuation of ultraviolet radiation reaching the surface due to atmospheric aerosols in Guangzhou. *Chinese Science Bulletin*, 57, 2759-2766.
- Du Preez, D. J., Bencherif, H., Portafaix, T., Lamy, K., & Wright, C. Y. (2021). Solar ultraviolet radiation in pretoria and its relations to aerosols and tropospheric ozone during the biomass burning season. *Atmosphere*, 12(2), 132.
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B., King, M., Kaufman, Y., Eck, T., & Slutsker, I. (2000). Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D8), 9791-9806.
- Frederick, J., Snell, H., & Haywood, E. (1989). Solar ultraviolet radiation at the earth's surface. *Photochemistry and Photobiology*, 50(4), 443-450.
- Frederick, J. E. (1993). Ultraviolet sunlight reaching the earth's surface: a review of recent research. *Photochemistry and Photobiology*, 57(1), 175-178.
- Huffman, R. E. (1992). *Atmospheric ultraviolet remote sensing*: Academic Press.
- Kalashnikova, O. V., Mills, F. P., Eldering, A., & Anderson, D. (2007). Application of satellite and ground-based data to investigate the UV radiative effects of Australian aerosols. *Remote Sensing of Environment*, 107(1-2), 65-80.
- Kerr, J., & McElroy, C. (1993). Evidence for large upward trends of ultraviolet-B radiation linked to ozone depletion. *Science*, 262(5136), 1032-1034.

- Kim, W., Kim, J., Park, S. S., & Cho, H.-K. (2014). UV sensitivity to changes in ozone, aerosols, and clouds in Seoul, South Korea. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(2), 310-322.
- Kumharn, W., Sudhibrabha, S., & Hanprasert, K. (2015). Aerosol optical depth: a study using Thailand based Brewer spectrophotometers. *Advances in Space Research*, 56(11), 2384-2388.
- Orphal, J. (2003). A critical review of the absorption cross-sections of O₃ and NO₂ in the ultraviolet and visible. *Journal of Photochemistry and Photobiology A: Chemistry*, 157(2-3), 185-209.
- Paltridge, G. W., & Platt, C. M. R. (1976). *Radiative processes in meteorology and climatology*: Elsevier Scientific Pub. C.
- Reis, G., Souza, S., Neto, H., Branches, R., Silva, R., Peres, L., Pinheiro, D., Lamy, K., Bencherif, H., et al. (2022). Solar Ultraviolet Radiation Temporal Variability Analysis from 2-Year of Continuous Observation in an Amazonian City of Brazil. *Atmosphere*, 13(7), 1054.
- Schoeberl, M., Douglass, A., & Joiner, J. (2008). Introduction to special section on Aura Validation. In (Vol. 113): Wiley Online Library.
- Ward, D., & Ayres, J. G. (2004). Particulate air pollution and panel studies in children: a systematic review. *Occupational and environmental medicine*, 61(4), e13-e13.
- Webb, A. R. (1998). *UVB Instrumentation and Applications*: Gordon and Breach Science.

ประวัติผู้เขียน

ชื่อ-สกุล	วิจิตรา กังวานวิทย์
วัน เดือน ปี เกิด	8 กรกฎาคม พ.ศ. 2541
สถานที่เกิด	จังหวัดสุพรรณบุรี
วุฒิการศึกษา	พ.ศ. 2559 สำเร็จการศึกษามัธยมศึกษาปีที่ 6 โรงเรียนบรรหารแจ่มใสวิทยา 1
	พ.ศ. 2563 สำเร็จการศึกษาระดับปริญญาตรี สาขาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร
	พ.ศ. 2564 ศึกษาต่อระดับปริญญาโท สาขาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร
ที่อยู่ปัจจุบัน	บ้านเลขที่ 147/1 หมู่ 2 ตำบลไร่ไร่ อำเภอดอนเจดีย์ จังหวัดสุพรรณบุรี 72170
ผลงานตีพิมพ์	วิจิตรา กังวานวิทย์, สุมาลย์ บรรเทิง, และ เสริม จันทร์ฉาย (2565). "การลดลงของรังสีอัลตราไวโอเล็ตโดยฝุ่นละอองภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจากข้อมูลที่สถานีนครปฐม" ใน Proceeding งานประชุมวิชาการระดับชาติ วิทยาศาสตร์ เทคโนโลยี และนวัตกรรม ครั้งที่ 4 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยแม่โจ้ 27 มีนาคม 2566. เชียงใหม่.

