



การศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่จังหวัดลพบุรี โดยใช้เครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ ซึ่งดัดแปลง
ให้วัดสเปกตรัมรังสีตรง



โดย
นางสาวลัดดาวรรณ บัวขาว

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโทมหาบัณฑิต

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2561

ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

การศึกษาศมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่จังหวัดลพบุรี โดยใช้เครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์
ซึ่งดัดแปลงให้วัดสเปกตรัมรังสีตรง



วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโทมหาบัณฑิต
ภาควิชาฟิสิกส์
บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร
ปีการศึกษา 2561
ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

A STUDY OF OPTICAL PROPERTIES OF AEROSOLS AT LOPBURI PROVINCE BY
USING A SPECTRORADIOMETER MODIFIED FOR MEASURING SPECTRAL DIRECT
RADIATION



A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements
for Master of Science (PHYSICS)
Department of PHYSICS
Graduate School, Silpakorn University
Academic Year 2018
Copyright of Graduate School, Silpakorn University

หัวข้อ การศึกษาสมบัติเชิงแสงของฟลูออโรโพลีเมอร์ที่ใช้เครื่อง
สเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ ซึ่งดัดแปลงให้วัดสเปกตรัมรังสีตรง
โดย ลัดดาวรรณ บัวขาว
สาขาวิชา ฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโท
อาจารย์ที่ปรึกษาหลัก ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร ได้รับพิจารณาอนุมัติให้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา
ตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

..... คณะบดีบัณฑิตวิทยาลัย
(รองศาสตราจารย์ ดร.จุไรรัตน์ นันทานิช)

พิจารณาเห็นชอบโดย

..... ประธานกรรมการ
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. อีสระ มะศิริ)

..... อาจารย์ที่ปรึกษาหลัก
(ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย)

..... อาจารย์ที่ปรึกษาร่วม
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สมเจตน์ ภัทรพานิชชัย)

..... ผู้ทรงคุณวุฒิภายนอก
(รองศาสตราจารย์ ดร. วิลาวรรณ คำหาญ)

59306204 : ฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโทบัณฑิต

คำสำคัญ : ฝุ่นละออง, ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง, สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศ, ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม, ลพบุรี

นางสาว ลัดดาวรรณ บัวขาว: การศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่จังหวัดลพบุรี โดยใช้เครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ ซึ่งดัดแปลงให้วัดสเปกตรัมรังสีตรง อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ : ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการดัดแปลงเครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ (spectroradiometer) สำหรับวัดสเปกตรัมรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ (spectral global solar radiation) โดยทำการครอบโดมแก้วด้วยกระบอกบังคับลำแสง (collimator) เพื่อให้รังสีตรงของดวงอาทิตย์เข้ามาตกกระทบบนเซนเซอร์ (sensor) ของเครื่องวัดนี้ ผู้วิจัยได้นำเครื่องมือดังกล่าวไปติดตั้งบนเครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ (sun tracker) เพื่อวัดสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ (spectral direct solar radiation) อย่างต่อเนื่อง ผู้วิจัยได้นำข้อมูลสเปกตรัมที่ความยาวคลื่นซึ่งไม่ถูกดูดกลืนด้วย ก๊าซต่างๆ และไอน้ำในบรรยากาศไปหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานี นครปฐม (13.82°N, 100.04°E) แล้วนำผลที่ได้เปรียบเทียบกับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) ที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer) ของนาซา ที่ติดตั้งที่สถานีเดียวกัน ผลที่ได้พบว่า ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ได้จากอุปกรณ์ทั้งสองสอดคล้องกันค่อนข้างดี จากนั้นผู้วิจัยได้นำสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ดังกล่าวไปติดตั้งที่สถานีลพบุรี (15.26°N, 101.18°E) และทำการวัดสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ในช่วงเวลาตั้งแต่ เดือนมกราคม 2017 ถึง เดือนธันวาคม 2018 และนำข้อมูลมาหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม และค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม ผลที่ได้พบว่า ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองแปรค่าในรอบปีค่อนข้างสูง โดยมีค่าเฉลี่ยสูงสุดที่เดือนมีนาคมและต่ำสุดที่เดือนสิงหาคม ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม แปรค่าอยู่ระหว่าง 0.05 ถึง 0.20 และค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมแปรค่าอยู่ระหว่าง 1.02 ถึง 1.50

59306204 : Major (PHYSICS)

Keyword : aerosols, aerosol optical depth, turbidity coefficient, Angstrom's wavelength exponent, Lopburi

MISS LADDAWAN BUAKHAO : A STUDY OF OPTICAL PROPERTIES OF AEROSOLS AT LOPBURI PROVINCE BY USING A SPECTRORADIOMETER MODIFIED FOR MEASURING SPECTRAL DIRECT RADIATION THESIS ADVISOR : PROFESSOR SERM JANJAI, Ph.D.

In this work, a spectroradiometer for measuring spectral global solar radiation was modified by covering its glass dome with a collimator to allow direct radiation to be incident on the sensor of this instrument. Then this spectroradiometer equipped with the collimator was placed on a sun tracker to continuously measure direct solar radiation spectrum. The spectrum data at the wavelengths without absorption of atmospheric gases and water vapour were used to derive the aerosol optical depth (AOD) at Nakhon Pathom station (13.82°N , 100.04°E) and the results were compared with those obtained from a sunphotometer of NASA. It is found that both AOD results were in reasonable agreement. After this validation, the spectroradiometer - equipped with the collimator and the sun tracker was installed at Lopburi station (15.26°N , 101.18°E) to measure direct solar radiation spectrum during the period: January 2017 - December 2018. Afterward, the obtained data were used to derive aerosol optical depth, Angstrom's turbidity coefficient, and Angstrom's wavelength exponent. It is found that the aerosol optical depth varies greatly with the time of year, with the monthly average maximum in March and minimum in August. In addition, the Angstrom's turbidity coefficient varies between 0.05 and 0.20 and the corresponding wavelength exponent varies between 1.02 to 1.50.

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยนี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาระดับปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต ซึ่งผู้วิจัยได้รับทุนสนับสนุนผู้ช่วยวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์จากห้องปฏิบัติการวิจัยฟิสิกส์บรรยากาศ ภาควิชาฟิสิกส์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ผู้วิจัยขอขอบพระคุณไว้ ณ ที่นี้เป็นอย่างสูง รวมถึงขอขอบคุณสถานี่อุดหนุนทุนวิจัย จังหวัดลพบุรี และคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ให้ความอนุเคราะห์สถานที่ติดตั้งเครื่องมือต่างๆ ที่จำเป็นต้องใช้ในการวิจัย

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณศาสตราจารย์ ดร.เสริม จันทรฉาย ซึ่งเป็นอาจารย์ที่ปรึกษาหลักผู้ให้คำแนะนำด้านวิชาการ และช่วยหาทุนวิจัย เครื่องมือ อุปกรณ์ และข้อมูล สำหรับใช้ในการดำเนินการวิจัย อีกทั้งขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สมเจตน์ ภัทรพานิชชัย ซึ่งเป็นอาจารย์ที่ปรึกษาร่วมผู้ให้คำปรึกษาและแนวคิดในการวิเคราะห์ข้อมูลของงานวิจัยนี้จนสำเร็จลุล่วงไปด้วยดี

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ รองศาสตราจารย์ ดร.วิลาวัณย์ คำหาญ และ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. อิศระ มะศิริ ที่ได้กรุณาสละเวลามาเป็นกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ในครั้งนี้เป็นอย่างสูง

นอกจากนี้ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สุมาลย์ บรรเทิง ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.กรทิพย์ ไตะสิงห์ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.รุ่งรัตน์ วัฒนา อาจารย์ ดร.อรุณรัตน์ อัมพร ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ประสาน ปานแก้ว และนักวิจัยของห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ห้องปฏิบัติการวิจัยฟิสิกส์บรรยากาศ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ช่วยเหลือและให้คำแนะนำต่างๆ เกี่ยวกับงานวิจัย และขอขอบพระคุณเจ้าหน้าที่ในภาควิชาฟิสิกส์ทุกท่านที่ช่วยอำนวยความสะดวกในการทำวิทยานิพนธ์ในครั้งนี้

สุดท้ายนี้ คุณประโยชน์ที่เกิดจากวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ ผู้วิจัยขอมอบให้กับบิดาและมารดา รวมทั้งคณะจารย์ทุกท่าน เพื่อตอบแทนพระคุณที่ได้ช่วยเหลือให้ผู้วิจัยประสบความสำเร็จในการศึกษา

ลัดดาวรรณ บัวขาว

สารบัญ

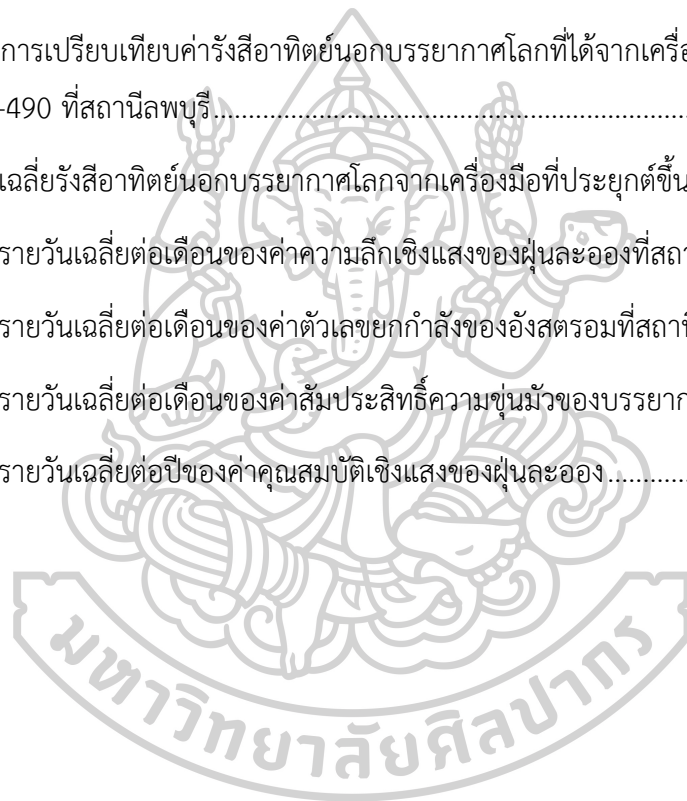
	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	จ
กิตติกรรมประกาศ.....	ฉ
สารบัญ.....	ช
ตาราง.....	ฌ
รูป.....	ญ
บทที่ 1 บทนำ.....	1
1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา.....	1
1.2 ความมุ่งหมายและวัตถุประสงค์ของการศึกษา.....	2
1.3 ขอบเขตของงานวิจัย.....	2
บทที่ 2 หลักทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	3
2.1 ความรู้พื้นฐานเกี่ยวกับรังสีอาทิตย์.....	3
2.1.1 ความหมายของรังสีอาทิตย์.....	3
2.1.2 การบอกตำแหน่งดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า.....	4
2.1.3 สเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก.....	11
2.1.4 ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ (solar constant).....	12
2.1.5 สเปกตรัมของรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก.....	12
2.2 การศึกษาเกี่ยวกับฝุ่นละออง.....	19
2.2.1 ทฤษฎีเกี่ยวกับฝุ่นละอองในบรรยากาศ.....	19
2.2.2 การจำแนกประเภทของฝุ่นละออง.....	22
2.2.3 ผลกระทบของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีอาทิตย์.....	30

2.2.4 การศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง.....	31
2.3 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	36
บทที่ 3 วิธีการดำเนินงานวิจัยและผล.....	38
3.1 เครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัย.....	38
3.1.1 เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (spectroradiometer).....	38
3.1.2 เครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ (sun tracker)	44
3.1.3 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky camera).....	46
3.1.4 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer).....	47
3.2 การประยุกต์เครื่องมือเพื่อวัดสเปกตรัมรังสีตรง.....	49
3.2.1 วิธีการประยุกต์เครื่องมือเพื่อวัดสเปกตรัมรังสีตรง.....	49
3.2.2 การศึกษาปริมาณฝุ่นละอองจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้น.....	50
3.2.3 การศึกษาการทดสอบเครื่องมือ.....	53
3.3 ศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่จังหวัดลพบุรี.....	57
3.3.1 การทดสอบเครื่องมือที่สถานีลพบุรี.....	58
3.3.2 การศึกษาการสอบเทียบเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้น.....	63
3.3.3 การศึกษาความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี.....	65
3.7.4 การศึกษาการแปรค่าพารามิเตอร์ของอังสตรอม (Angstrom 's parameter).....	69
บทที่ 4 สรุป.....	77
รายการอ้างอิง.....	79
ประวัติผู้เขียน.....	82

ตาราง

หน้า

ตารางที่ 1 ผลการเปรียบเทียบค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นและจากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ปี 2015 – 2016	57
ตารางที่ 2 ผลการเปรียบเทียบค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นและจากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี	62
ตารางที่ 3 ผลการเปรียบเทียบค่ารังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นและจาก ASTM E-490 ที่สถานีลพบุรี.....	63
ตารางที่ 4 ค่าเฉลี่ยรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้น.....	64
ตารางที่ 5 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี.....	68
ตารางที่ 6 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมที่สถานีลพบุรี.....	71
ตารางที่ 7 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม	75
ตารางที่ 8 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อปีของค่าคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง.....	76



รูป

หน้า

รูปที่ 1 องค์ประกอบของรังสีอาทิตย์	3
รูปที่ 2 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์.....	4
รูปที่ 3 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ระบบระนาบในแนวระดับอ้างอิง (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)	5
รูปที่ 4 การระบุตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในระบบระนาบศูนย์สูตรอ้างอิง (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)...	6
รูปที่ 5 การแปรค่าของเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์ตามเวลาในรอบปี (เสริม จันทร์ฉาย, 2560).....	7
รูปที่ 6 กราฟการแปรค่าของความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ยในรอบปี (E_t) (เสริม จันทร์ฉาย, 2560).....	9
รูปที่ 7 การแปรค่าแพคเตอร์สำหรับแก้ผลจากการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (E_0) ตามเวลาในรอบปี (เสริม จันทร์ฉาย, 2560).....	10
รูปที่ 8 สเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกของสมาคมการทดสอบและวัสดุของสหรัฐอเมริกา ตามมาตรฐาน ASTM E-490 (ASTM, 2000).....	12
รูปที่ 9 การลดลงของรังสีอาทิตย์เมื่อเดินทางผ่านบรรยากาศ โดยที่ $I_{0n\lambda}$ คือรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก $I_{n\lambda}$ คือรังสีตรงของดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก (เสริม จันทร์ฉาย, 2560).....	13
รูปที่ 10 คอลัมน์ของมวลอากาศที่รังสีอาทิตย์เดินทางผ่าน เมื่อดวงอาทิตย์อยู่ที่จุดเซนนิธ ($m_{act,v}$) และเมื่อดวงอาทิตย์อยู่ที่ตำแหน่งใดๆ ($m_{act,s}$) (เสริม จันทร์ฉาย, 2560).....	15
รูปที่ 11 ฝุ่นละอองที่เป็นควันซึ่งเกิดจากการเผาไหม้.....	20
รูปที่ 12 ฝุ่นละอองจากพื้นผิวโลก	21
รูปที่ 13 อนุภาคฝุ่นละอองได้ถ่ายได้จากกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอน อนุภาคเถ้าภูเขาไฟ (ก) อนุภาค เกสรดอกไม้ (ข) อนุภาคเขม่า (ค) อนุภาคเกลือทะเล (ง).....	21
รูปที่ 14 ตัวอย่างฝุ่นละอองตามแหล่งที่อยู่ในชั้นบรรยากาศ.....	23
รูปที่ 15 การระเบิดของภูเขาไฟปินาตุ ประเทศฟิลิปปินส์ เมื่อปี ค.ศ.1991.....	24
รูปที่ 16 ฝุ่นละอองที่มาจากน้ำทะเล (Marine aerosols).....	25
รูปที่ 17 ฝุ่นละอองที่มาจากพื้นดินและพื้นทราย (Desert Dust).....	26

รูปที่ 18	ฝุ่นละอองที่มาจากภูเขาไฟ (Volcanic aerosols).....	27
รูปที่ 19	ตัวอย่างอนุภาคไวรัสซึ่งเป็นฝุ่นละอองที่มาจากชีวภาพ (Biogenic Aerosols) ไวรัสแบบ Polyhedral (ก) ไวรัสที่มีหาง (ข) ไวรัสที่มีรูปร่างคล้ายห้ำเหลี่ยม (ค) ไวรัสที่รูปร่างค่อนข้างกลม (ง) และไวรัสที่มีรูปร่างไม่แน่นอน (จ) (Leck & Bigg, 2007).....	28
รูปที่ 20	ฝุ่นละอองที่มาจากการเผาไหม้ชีวมวล (Biomass Burning Aerosols).....	29
รูปที่ 21	ฝุ่นละอองที่มาจากการสันดาปเชื้อเพลิงฟอสซิล	29
รูปที่ 22	ฝุ่นละอองทำหน้าที่เป็นแกนกลางของการกลั่นตัวของไอน้ำให้เป็นเมฆ	30
รูปที่ 23	กราฟระหว่างค่า $\tau_{aer,\lambda}$ กับ λ	32
รูปที่ 24	การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ (เสริม จันทรฉาย, 2560).....	33
รูปที่ 25	กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง $\ln I_{m\lambda_1}$ กับมวลอากาศ (m_a) (เสริม จันทรฉาย, 2560).....	35
รูปที่ 26	หัวข้อสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ของเครื่องสเปกโตรเรดิโอ.....	38
รูปที่ 27	เครื่องควบคุมของเครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ (EKO Intrument Manual, 2013).....	39
รูปที่ 28	ภาพร่างส่วนประกอบภายนอกของหัวข้อสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (EKO Intrument Manual, 2013).....	39
รูปที่ 29	ไดอะแกรมการรับรังสีของหัวข้อสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (EKO MS-710 and MS-712 Broadband Infrared Spectroradiometer (WISER Series) with CR3000 Datalogger, 2014)	41
รูปที่ 30	ส่วนประกอบของเครื่องควบคุม (EKO Intrument Manual, 2013)	41
รูปที่ 31	ผังการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (EKO Intrument Manual, 2013).....	42
รูปที่ 32	ตัวอย่างค่าสเปกตรัมรังสีตรง วันที่ 4 พฤศจิกายน 2017 เวลา 12:00 น. โปรแกรม WSDac	43
รูปที่ 33	ตัวอย่างค่าสเปกตรัมรังสีตรง ของ วันที่ 4 พฤศจิกายน 2017 โปรแกรม WSDisp	44
รูปที่ 34	เครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ (Instruction Manual 2AP, 2005).....	45
รูปที่ 35	อุปกรณ์ sun sensor (Instruction Manual 2AP, 2005)	45
รูปที่ 36	แป้นยึดสำหรับติดตั้งเครื่องวัด (Instruction Manual 2AP, 2005)	45

รูปที่ 37 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า.....	46
รูปที่ 38 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆ.....	46
รูปที่ 39 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งที่สถานีลพบุรี.....	47
รูปที่ 40 หน้าเว็บไซต์ https://aeronet.gsfc.nasa.gov/ ขององค์การนาซ่า.....	48
รูปที่ 41 เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีรวมของดวงอาทิตย์ที่จะนำมาประยุกต์.....	49
รูปที่ 42 ชุดเครื่องมือที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้น.....	50
รูปที่ 43 กราฟแลงลีย์ ของวันที่ 2 พฤศจิกายน 2018 ที่ความยาวคลื่น 500 nm.....	52
รูปที่ 44 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 380 nm.....	54
รูปที่ 45 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 440 nm.....	54
รูปที่ 46 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 500 nm.....	55
รูปที่ 47 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 675 nm.....	55
รูปที่ 48 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 870 nm.....	56
รูปที่ 49 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม รวมทั้ง 5 ความยาวคลื่น.....	56
รูปที่ 50 เครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นติดตั้งบนดาวฟ้าของสถานีลพบุรี.....	58
รูปที่ 51 สถานีลพบุรี.....	58
รูปที่ 52 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งบริเวณเดียวกับเครื่องมือที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้นที่สถานีลพบุรี....	59
รูปที่ 53 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 380 nm.....	59
รูปที่ 54 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 440 nm.....	60

รูปที่ 55 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 500 nm.....	60
รูปที่ 56 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 675 nm.....	61
รูปที่ 57 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 870 nm.....	61
รูปที่ 58 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี รวมทั้ง 5 ความยาวคลื่น	62
รูปที่ 59 กราฟแสดงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 380 nm	65
รูปที่ 60 กราฟแสดงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 440 nm	65
รูปที่ 61 กราฟแสดงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 500 nm	66
รูปที่ 62 กราฟแสดงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 675 nm	66
รูปที่ 63 กราฟแสดงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 870 nm	67
รูปที่ 64 กราฟค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี	68
รูปที่ 65 กราฟแสดงค่าตัวเลขยกกำลังของอัตรารอบปีตามเวลาในรอบปี	70
รูปที่ 66 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าตัวเลขยกกำลังของอัตรารอบปีที่สถานีลพบุรี	71
รูปที่ 67 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอัตรารอบปี ที่ความยาว คลื่น 380 nm	72
รูปที่ 68 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอัตรารอบปี ที่ความยาว คลื่น 440 nm	72
รูปที่ 69 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอัตรารอบปี ที่ความยาว คลื่น 500 nm	73
รูปที่ 70 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอัตรารอบปี ที่ความยาว คลื่น 675 nm	73
รูปที่ 71 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอัตรารอบปี ที่ความยาว คลื่น 870 nm	74

รูปที่ 72 ค่ำรายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าสัมประสิทธิ์ความชื้นมวลของบรรยากาศของอังสตรอมที่สถานี
ลพบุรี ปี 2017 – 2018 75



บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

โลกของเราปกคลุมไปด้วยชั้นบรรยากาศซึ่งเมื่อรังสีที่แผ่จากดวงอาทิตย์เดินทางผ่านบรรยากาศเข้ามาถึงพื้นโลก รังสีอาทิตย์จะถูกกลทอนจากการกระเจิง (scatter) และดูดกลืน (absorb) โดยองค์ประกอบต่างๆของบรรยากาศ รังสีที่เหลือจะพุ่งตรงมาถึงพื้นผิวโลกจะเรียกว่ารังสีตรง (direct radiation) ส่วนรังสีที่เกิดจากการกระเจิงจะเรียกว่า รังสีกระจาย (diffuse radiation) และเรียกผลรวมของรังสีตรงและรังสีกระจายว่ารังสีรวม (global radiation) โดยรังสีอาทิตย์มีความสำคัญต่อการดำรงชีวิตของทุกๆ อย่างบนโลก เพราะรังสีอาทิตย์ให้พลังงานความร้อน ให้แสงสว่าง และความอบอุ่นแก่โลก และต้นไม้ใช้รังสีอาทิตย์ในการสังเคราะห์อาหาร มนุษย์และสัตว์ใช้รังสีอาทิตย์สำหรับในการมองเห็น ในการถนอมอาหาร นอกจากนี้รังสีอาทิตย์สามารถแปลงเป็นพลังงานไฟฟ้าได้โดยใช้เซลล์สุริยะ (solar cell) ในการคำนวณรังสีอาทิตย์จำเป็นต้องทราบค่าขององค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศ ได้แก่ เมฆ ไอน้ำ โมเลกุลอากาศ ก๊าซต่างๆ โอโซน และฝุ่นละออง โดยในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยจะศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองเนื่องจากฝุ่นละอองมีมากมายหลายประเภทแต่ละประเภทจะมีคุณสมบัติและผลกระทบต่อรังสีอาทิตย์แตกต่างกันออกไป

ฝุ่นละออง คือ อนุภาคของแข็งที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศแต่มิได้รวมไปถึงอนุภาคของเมฆ และปรากฏการณ์ของน้ำในอากาศ ฝุ่นละอองสามารถเกิดขึ้นได้เองตามธรรมชาติและเกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่น ฝุ่นละอองที่เกิดจากการพัดพาของลม ละอองเกลือจากน้ำทะเล ฝุ่นละอองที่เกิดจากควันของโรงงานอุตสาหกรรมและควันที่เป็นแบล็คคาร์บอนจากการสันดาปของเครื่องยนต์ ซึ่งแต่ละชนิดมีขนาดแตกต่างกันออกไปขึ้นอยู่กับแหล่งกำเนิดและในแต่ละพื้นที่จะมีอัตราส่วนของชนิดของฝุ่นละอองต่างกัน เช่นในชุมชนเมืองที่มีท้องถนนเป็นจำนวนมากจะมีฝุ่นควันที่เกิดจากการสันดาปโดยเครื่องยนต์มากกว่าในเขตชนบท เขตการเกษตรพบฝุ่นละอองที่เกิดจากดินทรายจำนวนมาก ส่วนฝุ่นที่เกิดจากละอองเกลือจะพบมากแถบชายฝั่งของทะเล

ฝุ่นละอองในบรรยากาศมีผลต่อกระบวนการลดทอนรังสีอาทิตย์ ซึ่งกระบวนการลดทอนรังสีอาทิตย์ดังกล่าวต้องการพารามิเตอร์ที่เรียกว่า ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosols optical depth, AOD) ซึ่งเป็นตัวแปรที่บอกความสามารถในการลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง ถ้ามีค่าสูงแสดงว่ามีฝุ่นละอองมาก สำหรับประเทศไทยมีการใช้ข้อมูลความเข้มรังสีอาทิตย์ทั้งจากการวัด

และจากแบบจำลอง ซึ่งการใช้แบบจำลองส่วนมากจำเป็นต้องทราบข้อมูลความถี่เชิงแสงของฝุ่นละอองการคำนวณค่ารังสีอาทิตย์ อย่างไรก็ตามเครื่องมือสำหรับวัดค่าของฝุ่นละอองยังมีอยู่อย่างจำกัด ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงเสนอแนวทางการศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองโดยใช้ข้อมูลจากการประยุกต์เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (spectroradiometer) เพื่อนำไปวิเคราะห์หาค่าความถี่เชิงแสงและค่าคุณสมบัติของฝุ่นละอองข้อมูลที่ได้ ในงานวิจัยนี้เลือกสถานที่ในการเก็บข้อมูลที่จังหวัดลพบุรีซึ่งอยู่ในส่วนภาคกลางของประเทศไทย เนื่องจากที่ลพบุรีมีการติดตั้งแผงเซลล์สุริยะเป็นจำนวนมาก อีกทั้งในเขตจังหวัดลพบุรีมีการระเบิดหินทำเหมืองแร่จำนวนมาก และในพื้นที่นี้ยังไม่มีการตรวจวัดค่าของฝุ่นละอองอีกด้วย

1.2 ความมุ่งหมายและวัตถุประสงค์ของการศึกษา

- 1) เพื่อประยุกต์ใช้เครื่องวัดสเปกตรัมเพื่อวัดรังสีตรงของดวงอาทิตย์
- 2) เพื่อศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่จังหวัดลพบุรีจากเครื่องวัดสเปกตรัมดังกล่าว

1.3 ขอบเขตของงานวิจัย

ในงานวิจัยนี้จะทำการศึกษาค่าของฝุ่นละอองที่สถานีจังหวัดลพบุรี



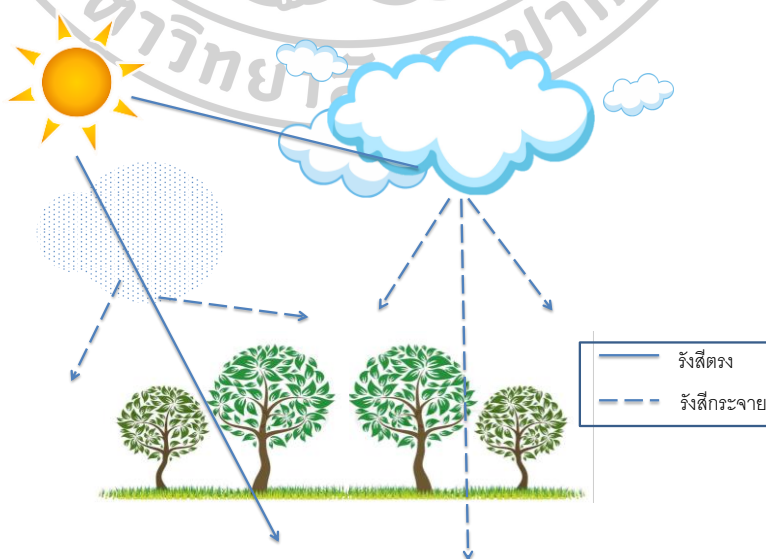
บทที่ 2

หลักทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1 ความรู้พื้นฐานเกี่ยวกับรังสีอาทิตย์

2.1.1 ความหมายของรังสีอาทิตย์

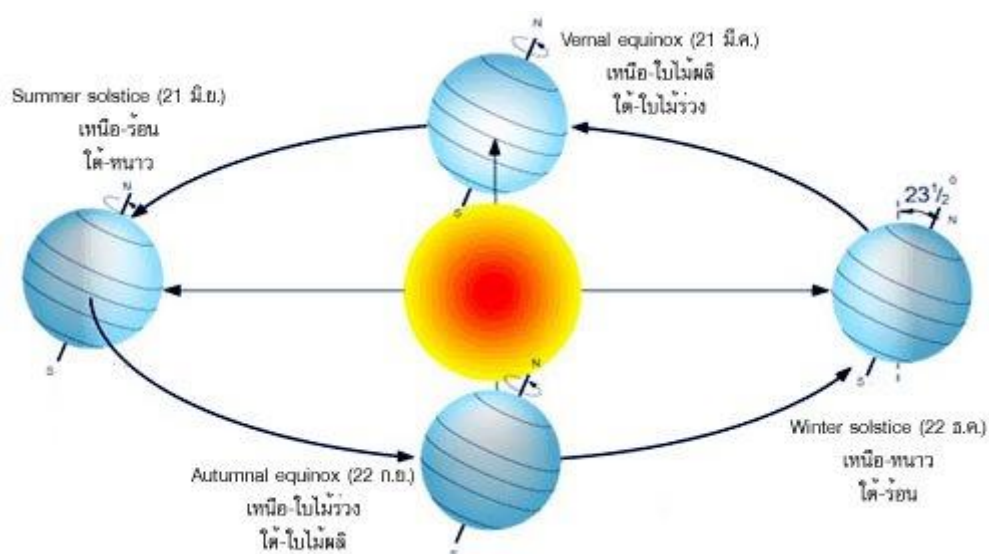
โลก และดาวเคราะห์ดวงอื่นๆ เป็นบริวารของดวงอาทิตย์ ซึ่งดวงอาทิตย์เป็นดาวฤกษ์ที่เป็นศูนย์กลางของระบบสุริยะ (solar system) มีเส้นผ่านศูนย์กลาง ประมาณ 109 เท่าของเส้นผ่านศูนย์กลางของโลกหรือเท่ากับ 1.4 ล้านกิโลเมตร มวลประมาณ 3 แสนเท่าของมวลโลก ซึ่งดวงอาทิตย์มีอิทธิพลต่อสิ่งมีชีวิตบนโลกต่อการดำรงชีวิต เพราะเป็นแหล่งพลังงานความร้อนและพลังงานแสง สิ่งมีชีวิตบนโลกได้นำพลังงานดังกล่าวมาใช้ประโยชน์มากมาย พลังงานที่กำเนิดจากดวงอาทิตย์จะแผ่ออกสู่อวกาศโดยรอบ ในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่มีความยาวคลื่นต่างๆ ซึ่งมีทั้งในรูปรังสีและแสงสว่างจึงเรียกโดยทั่วไปว่า รังสีอาทิตย์ (เสริม จันทร์ฉาย, 2560) รังสีอาทิตย์ที่แผ่ออกมาจะเดินทางเป็นเส้นตรง ออกมายังอวกาศรอบๆ ดวงอาทิตย์ รังสีอาทิตย์ที่เดินทางผ่านชั้นบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกจะถูกลดทอนโดยการกระเจิง (Scatter) และดูดกลืน (Absorb) รังสีอาทิตย์ด้วยองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศโลก เช่น โมเลกุลอากาศ โอโซน ไอน้ำ เมฆ และ ฝุ่นละออง ทำให้รังสีอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามานั้นมีปริมาณลดลง รังสีที่เหลือจะพุ่งตรงมาที่พื้นผิวโลก เรียกว่ารังสีตรง (direct radiation) และรังสีที่เกิดจากการกระเจิงโดยองค์ประกอบของบรรยากาศ เรียกว่า รังสีกระจาย (diffuse radiation) ดังรูป 1 ซึ่งจะเรียกผลรวมของรังสีตรงและรังสีกระจายว่า รังสีรวม (global radiation)



รูปที่ 1 องค์ประกอบของรังสีอาทิตย์

2.1.2 การบอกตำแหน่งดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า

การที่คำนวณปริมาณรังสีอาทิตย์ในเวลาใดๆ จำเป็นต้องทราบตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในเวลานั้นๆ ด้วย ซึ่งอันดับแรกก็คือ ดวงอาทิตย์จะมีการเปลี่ยนระนาบการเคลื่อนที่บนท้องฟ้าไปตามเวลาในรอบปี โดยโลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี มีดวงอาทิตย์อยู่ที่ตำแหน่งโฟกัสของวงรีและแกนหมุนของโลกทำมุมเอียงกับเส้นตั้งฉากของระนาบวงโคจรของโลกเป็นมุม 23.5° แสดงในรูปที่ 2



รูปที่ 2 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์

(ที่มา <https://www.scimath.org/article-earthscience/item/2148-season609>)

ในการบอกตำแหน่งของในการบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะพิจารณาว่าท้องฟ้าเป็นครึ่งหนึ่งของทรงกลม โดยมีผู้สังเกตเป็นศูนย์กลาง ในการศึกษาด้านรังสีอาทิตย์สามารถบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ได้ 2 ระบบ ดังนี้

2.1.2.1 ระบบที่ใช้ระนาบในแนวระดับอ้างอิง (horizontal system)

เป็นระบบที่ใช้ระบุตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยการใช่มุม 2 มุม ดังนี้

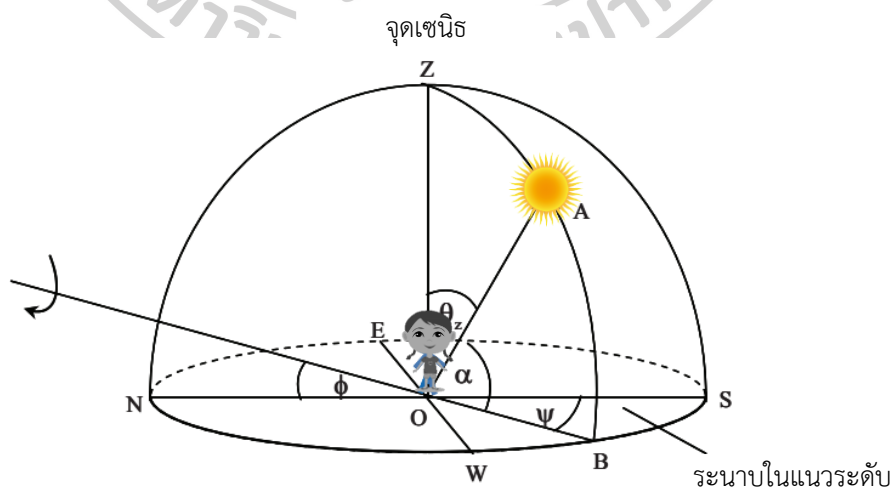
ก. มุมอาซิมุท (azimuth, ψ)

เป็นมุมในแนวราบที่วัดจากทิศใต้ (OS ในรูปที่ 3) ไปยังภาพฉาย (projection) ของเส้นตรงที่เชื่อมต่อกันระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์บนระนาบในแนวระดับ (OB) ถ้าเงาดังกล่าวอยู่ซีกตะวันออกจะมีค่าเป็นบวก และถ้าอยู่ซีกตะวันตกของท้องฟ้าจะมีค่าเป็นลบ หรือมีค่าอยู่ระหว่าง $-180^\circ \leq \psi \leq 180^\circ$

ข. มุมอัลติจูด (altitude, α)

เป็นมุมในแนวตั้งหรือมุมเงยโดยเป็นมุมระหว่างเส้นตรงที่เชื่อมต่อกันระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์ (OA) กับเส้นตรงที่เชื่อมต่อกันระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์บนระนาบในแนวระดับ (OB) มีค่าอยู่ตั้งแต่ 0 ถึง 90° และมุมระหว่างเส้นตรงที่เชื่อมต่อกันระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์ (OA) กับเส้นตรงที่เชื่อมต่อกันระหว่างผู้สังเกตกับจุดเซนิตตรงกึ่งกลางศีรษะของผู้สังเกต (OZ) จะเรียกว่า มุมเซนิต (zenith angle, θ_z) ซึ่งเป็นที่นิยมในการบอกตำแหน่งดวงอาทิตย์ โดยที่ $\theta_z = 90 - \alpha$

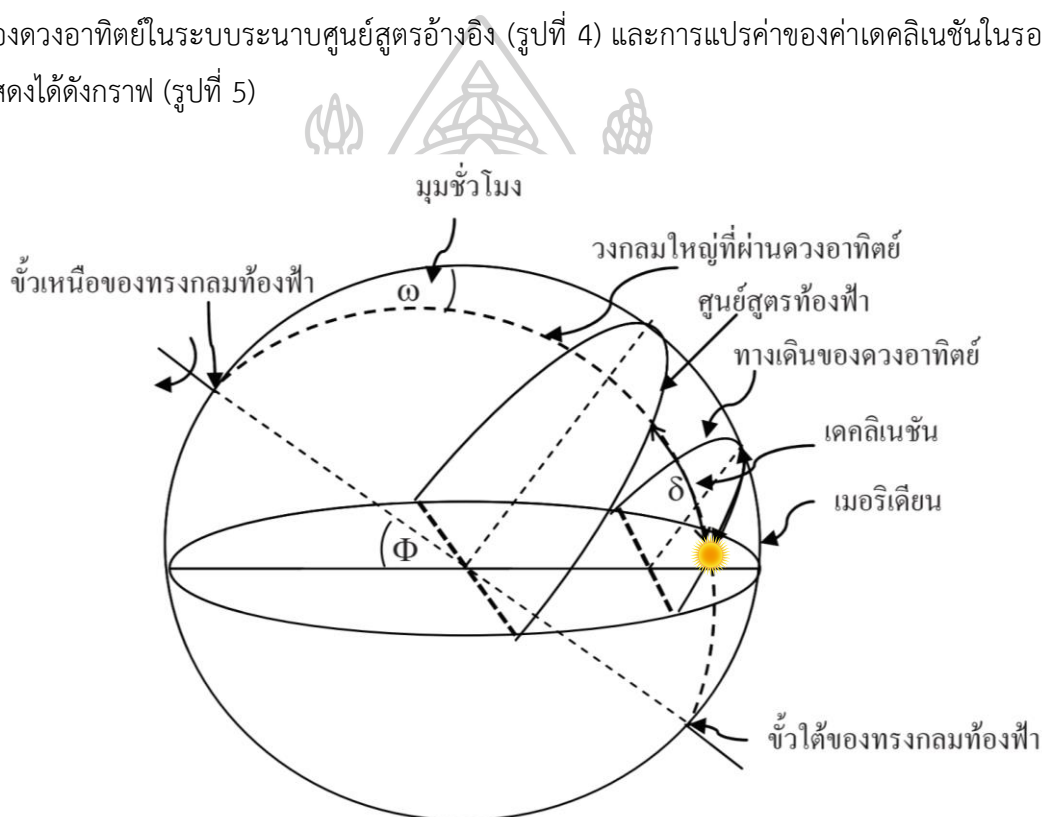
ข้อดีของการใช้ระบบระนาบในแนวระดับอ้างอิงในการบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์คือ เข้าใจได้ง่าย ไม่ซับซ้อนในการใช้งาน แต่มีข้อด้อยคือ ค่ามุมอาซิมุท และมุมอัลติจูด จะเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาตั้งแต่ดวงอาทิตย์ขึ้นจนถึงดวงอาทิตย์ตก และเปลี่ยนแปลงไปตามวันในรอบปีด้วยเช่นกัน



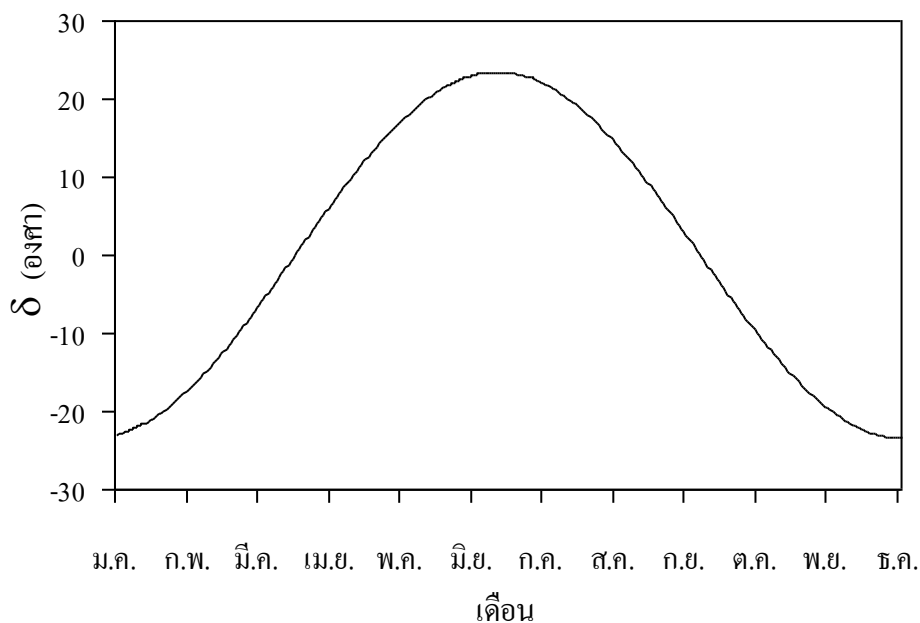
รูปที่ 3 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ระบบระนาบในแนวระดับอ้างอิง (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)

2.1.2.2 ระบบที่ใช้ระนาบศูนย์สูตรอ้างอิง (equatorial system)

เป็นระบบที่ใช้ระบุตำแหน่งของดวงอาทิตย์ โดยการลากวงกลมใหญ่ (great circle) จากขั้วหนึ่งของทรงกลมท้องฟ้าผ่านดวงอาทิตย์ไปยังอีกขั้วหนึ่ง และใช้ระยะห่างเชิงมุมระหว่างดวงอาทิตย์กับศูนย์สูตรท้องฟ้าบนวงกลมใหญ่ ดังกล่าวเป็นตัวแปรที่ 1 เพื่อบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ และเรียกตัวแปรนี้ว่า เคคลิเนชัน (declination) สำหรับตัวแปรที่ 2 จะใช้มุมบนผิวทรงกลมท้องฟ้าระหว่างวงกลมใหญ่ที่ลากผ่านดวงอาทิตย์ และเส้นเมริเดียน โดยจะเรียกมุมนั้นว่า มุมชั่วโมง (hour angle, ω) และค่าเคคลิเนชัน (δ) จะแปรค่าอยู่ระหว่าง -23.5° และ 23.5° การระบุตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในระบบระนาบศูนย์สูตรอ้างอิง (รูปที่ 4) และการแปรค่าของค่าเคคลิเนชันในรอบปีแสดงได้ดังกราฟ (รูปที่ 5)



รูปที่ 4 การระบุตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในระบบระนาบศูนย์สูตรอ้างอิง (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)



รูปที่ 5 การแปรค่าของเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์ตามเวลาในรอบปี (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)

ค่าเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์สามารถคำนวณได้ด้วยสมการเอมไพริคัล ได้ดังนี้

$$\delta = (0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma)(180 / \pi) \quad (2.1)$$

เมื่อ δ คือ เดคลิเนชัน ($^{\circ}$)

Γ คือ มุมวัน (day angle) (เรเดียน) สามารถหาได้จากสมการ

$$\Gamma = 2\pi (d_n - 1) / 365 \quad (2.2)$$

เมื่อค่า d_n เป็นลำดับของวันในรอบปี โดยเริ่มนับจาก $d_n = 1$ เป็นค่าของวันที่ 1 มกราคม และ $d_n = 365$ เป็นค่าในวันที่ 31 ธันวาคม พิจารณาว่าเดือนกุมภาพันธ์มี 28 วัน

ในส่วนของมุมชั่วโมง (ω) ซึ่งจะแปรค่าตามเวลาของเวลาดวงอาทิตย์ (solar time) เนื่องจาก ช่วงเวลาที่ดวงอาทิตย์เคลื่อนที่จากเส้นเมริเดียนที่อยู่ตรงศีรษะของผู้สังเกตไปทางทิศตะวันตกจนกลับมายังตำแหน่งเดิมอีกครั้ง จะใช้เวลาครบ 24 ชั่วโมง ในขณะที่มุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ก็จะวนมาครบรอบ หรือ 360° จะเห็นว่าดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ด้วยอัตรา 15° ต่อชั่วโมง จึงสามารถหาความสัมพันธ์ระหว่างมุมชั่วโมงกับเวลาดวงอาทิตย์ได้ดังสมการ

$$\omega = 15(12-ST) \quad (2.3)$$

เมื่อ ω คือ มุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ ($^{\circ}$)

ST คือ เวลาดวงอาทิตย์ (ชั่วโมง)

โดยที่เวลาดวงอาทิตย์จะมีความสัมพันธ์กับตำแหน่งของดวงอาทิตย์ กล่าวคือที่ $\omega = 0^{\circ}$ ที่เวลา 12.00 นาฬิกาตามเวลาดวงอาทิตย์ และถ้าที่ $\omega = 15^{\circ}$ ที่เวลาดวงอาทิตย์ 11.00 นาฬิกา ตามเวลาดวงอาทิตย์นี้สามารถคำนวณได้จากเวลามาตรฐานท้องถิ่น (local standard time) สามารถเขียนได้ดังสมการ

$$ST = LST + 4(L_s - L_{loc}) + E_t \quad (2.4)$$

เมื่อ ST คือ เวลาดวงอาทิตย์ (ชม.:นาท.)

LST คือ เวลามาตรฐานท้องถิ่น (ชม.:นาท.)

L_s คือ ลองจิจูดมาตรฐาน ($^{\circ}$)

L_{loc} คือ ลองจิจูดของตำแหน่งที่ต้องการคำนวณ ($^{\circ}$)

E_t คือ ความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย (นาท.)

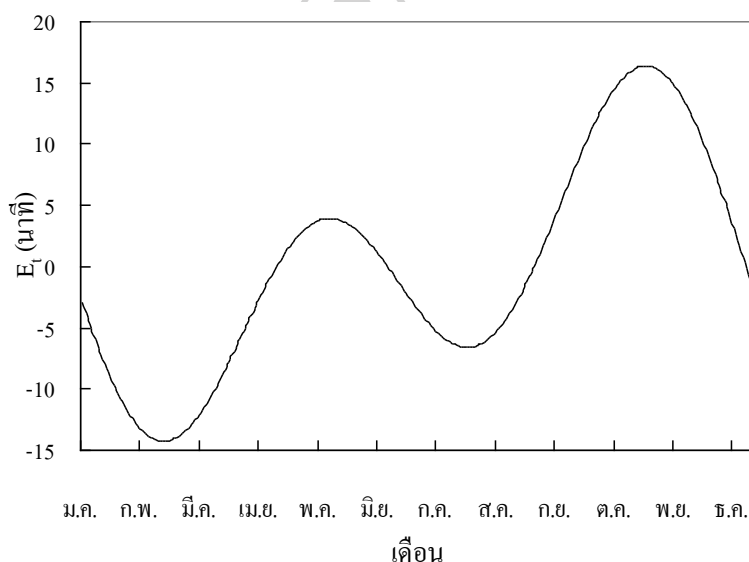
เมื่อกำหนดว่าเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย ณ เมืองกรีนิช (Greenwich) ประเทศอังกฤษเป็นเวลามาตรฐานสากล (universal time, UT) หรือเรียกว่าเวลากรีนิช (Greenwich mean time, GMT) ประเทศต่างๆทั่วโลก จะแบ่งโซนเวลาออกเป็นเขตๆ ซึ่งเทียบกับเวลากรีนิช โดยแต่ละเขตจะกำหนดเส้นลองจิจูดมาตรฐาน (standard longitude, L_s) และในเขตนั้นๆ จะใช้เวลาเดียวกัน เส้นลองจิจูดมาตรฐานนี้จะห่างจากลองจิจูดของกรีนิชเป็นจำนวนเท่าของ 15° ตัวอย่างเช่น ประเทศไทยเส้นลองจิจูดมาตรฐานเท่ากับ 105° (15×7) คือเวลาของประเทศไทยจะเร็วกว่าเวลากรีนิช 7 ชั่วโมง โดยทั่วไปแล้วเวลาในแต่ละเขตจะเรียกว่า เวลามาตรฐานท้องถิ่น (local standard time, LST) ซึ่งเป็นเวลาที่อ่านได้จากนาฬิกาของท้องถิ่นนั้น (clock time) และใช้ในชีวิตประจำวันนั่นเอง สำหรับประเทศที่มีขนาดใหญ่ เช่น จีนและสหรัฐอเมริกา จะแบ่งเขตเวลามาตรฐานท้องถิ่นออกเป็นหลายเขต เพื่อให้สอดคล้องกับสภาพที่เป็นจริงของกลางวันและกลางคืนตามธรรมชาติ

ค่าของ $4(L_s - L_{loc})$ จะมีหน่วยเป็นนาท. โดยค่า L_s และ L_{loc} มีค่าเป็นลบเมื่ออยู่ทางตะวันออกของเมืองกรีนิช และมีค่าเป็นบวกเมื่ออยู่ทางตะวันตกของเมืองกรีนิช

ในส่วนของค่า E_t คือ ความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย ซึ่งเวลาดวงอาทิตย์และเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ยมีความแตกต่างกันตามวันในรอบปี แสดงค่าความแตกต่างได้ตามกราฟในรูปที่ 6 ความแตกต่างนี้สามารถแทนได้ด้วยสมการเวลา (equation of time) ดังนี้

$$E_t = 229.18(0.000075 + 0.001868 \cos \Gamma - 0.032077 \sin \Gamma - 0.014615 \cos 2\Gamma - 0.04089 \sin 2\Gamma) \quad (2.5)$$

เมื่อ E_t คือ ความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย (นาที)
 Γ คือ มุมวัน (day angle) (เรเดียน)



รูปที่ 6 กราฟการแปรค่าของความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ยในรอบปี (E_t) (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)

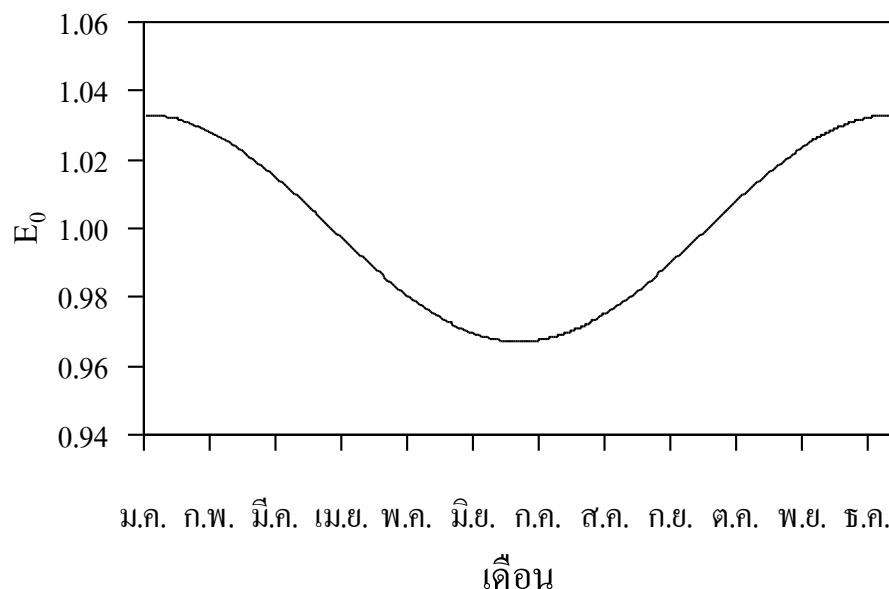
จากรูป 2 จะเห็นว่าโลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ดวงอาทิตย์อยู่ที่จุดโฟกัสหนึ่งของวงรี ดังนั้นขณะที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์จึงเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา ซึ่งการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวนี้จะมีผลต่อความเข้มรังสีอาทิตย์ที่มาถึงโลก ทั้งนี้เพราะความเข้มรังสีอาทิตย์จะแปรผกผันกับระยะทางยกกำลังสอง และถ้า I_{sc} เป็นความเข้มรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนระนาบตั้งฉากกับทิศทางของรังสีที่ระยะทางเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (r_0) โดยให้ I_{on} เป็นรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนระนาบตั้งฉากกับทิศทางของรังสีขณะที่โลกอยู่ที่ระยะทางจากดวงอาทิตย์ (r) สามารถเขียนความสัมพันธ์ระหว่าง I_{on} กับ I_{sc} ได้ตามนี้

$$i_{on} = \left(\frac{r_o}{r}\right)^2 i_{sc} \quad (2.6)$$

กำหนดตัวแปรให้ $E_0 = \left(\frac{r_o}{r}\right)^2$ แทนลงในสมการ 2.6 ได้ดังนี้

$$I_{on} = E_0 I_{sc} \quad (2.7)$$

เรียกตัวแปร E_0 นี้ว่าเป็นแฟคเตอร์สำหรับแก้ผลการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ ถ้าการหาค่า r_o และค่า r จะได้ค่า E_0 ซึ่งในแต่ละวันขณะที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์ค่าของ E_0 สามารถแสดงได้ดังกราฟรูปที่ 7



รูปที่ 7 การแปรค่าแฟคเตอร์สำหรับแก้ผลจากการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (E_0) ตามเวลาในรอบปี (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)

เพื่อง่ายต่อการนำไปคำนวณ ศาสตราจารย์สเปนเซอร์จากมหาวิทยาลัยจอร์เจียทำงานวิจัยหาค่า E_0 (Spencer, 1971) ได้สมการเอมไพริคัล ซึ่งเขียนได้ดังนี้

$$E_0 = 1.000110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma \quad (2.8)$$

เมื่อ Γ คือ มุมวัน (day angle) มีหน่วยเป็นเรเดียน

ซึ่งค่า Γ สามารถคำนวณได้จากสมการ (2.2) ดังนั้นค่า E_0 ที่คำนวณจากสมการ (2.8) จะมีความละเอียดถูกต้องมาก ซึ่งเหมาะสมกับการใช้งานที่ต้องการความละเอียดสูง ดัฟฟีและเบคแมน (Duffie & Beckman, 1991) ได้เสนอให้ใช้สมการหาค่า E_0 ซึ่งเป็นสมการอย่างง่าย เขียนได้ดังนี้

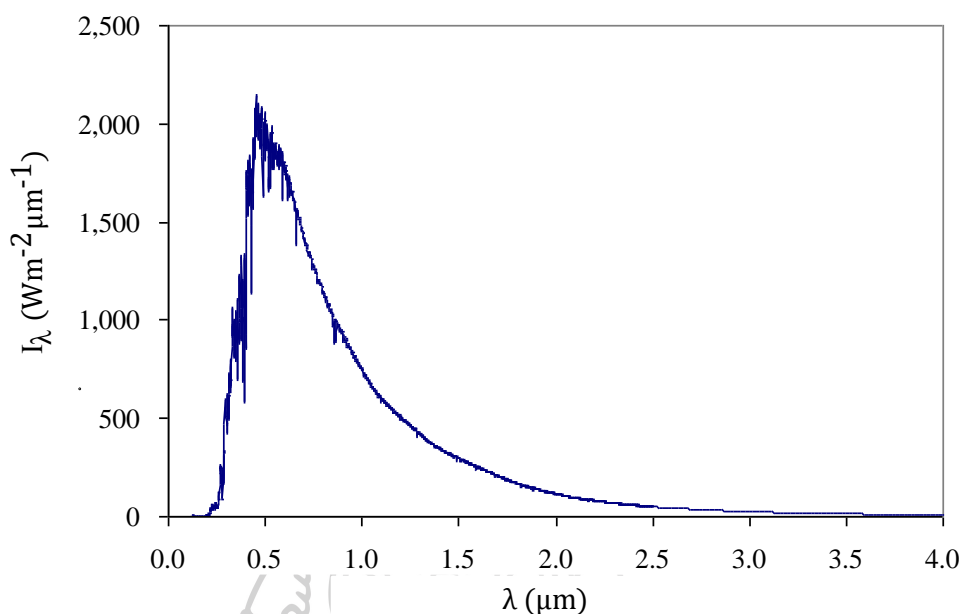
$$E_0 = 1 + 0.033 \cos \left[\frac{2\pi d_n}{365} \right] \quad (2.9)$$

เมื่อ d_n คือ ลำดับของวันในรอบปี โดยเริ่มนับจาก $d_n = 1$ ในวันที่ 1 มกราคม และเดือนกุมภาพันธ์จะพิจารณาว่ามีจำนวน 28 วัน

ค่า E_0 ที่ได้สามารถนำไปใช้แก้ค่าผลจากการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ ในการคำนวณพลังงานรังสีอาทิตย์ที่ระยะห่างใดๆ จากดวงอาทิตย์

2.1.3 สเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก

สเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (spectral solar irradiance) หมายถึง ค่าความเข้มรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ โดยแต่ละความยาวคลื่นจะมีความเข้มต่างกัน (พิมพ์พัฒน์ กฤติธนาเดช, 2559) โดยภายนอกชั้นบรรยากาศของโลกจะไม่มีการกระเจิงและการดูดกลืนสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ทำให้ในแต่ละความยาวคลื่นจะมีความเข้มคงที่ซึ่งเรียกว่า สเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก (extraterrestrial spectral solar irradiance) ข้อมูลของสเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกใช้เป็นข้อมูลสำหรับการคำนวณสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ที่ตกบนพื้นผิวโลกและยังมีความสำคัญต่อการออกแบบเซลล์สุริยะและวัสดุที่ใช้เป็นผนังของยานอวกาศในอวกาศอีกด้วย จากการศึกษาวิจัยทางด้านรังสีอาทิตย์มีนักวิทยาศาสตร์ได้พยายามหาค่าสเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกซึ่งในปัจจุบันสมาคมการทดสอบและวัสดุของสหรัฐอเมริกาได้ประกาศค่าสเปกตรัมมาตรฐานในปี ค.ศ. 2000 ซึ่งเรียกกันทั่วไปว่าสเปกตรัม ASTM E-490 (ASTM, 2000) จากนั้นมีผู้เชี่ยวชาญ นักวิจัย ได้ใช้ค่าที่ประกาศนี้กันอย่างแพร่หลาย สเปกตรัมดังกล่าวแสดงได้ดังกราฟรูปที่ 8 เมื่อ I_λ คือความเข้มรังสีอาทิตย์ และ λ คือความยาวคลื่น สำหรับสเปกตรัมที่ทุกความยาวคลื่นสามารถหาได้ที่เว็บไซต์ <https://www.nrel.gov/grid/solar-resource/spectra-astm-e490.html>



รูปที่ 8 สเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกของสมาคมการทดสอบและวัสดุของสหรัฐอเมริกา ตามมาตรฐาน ASTM E-490 (ASTM, 2000)

2.1.4 ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ (solar constant)

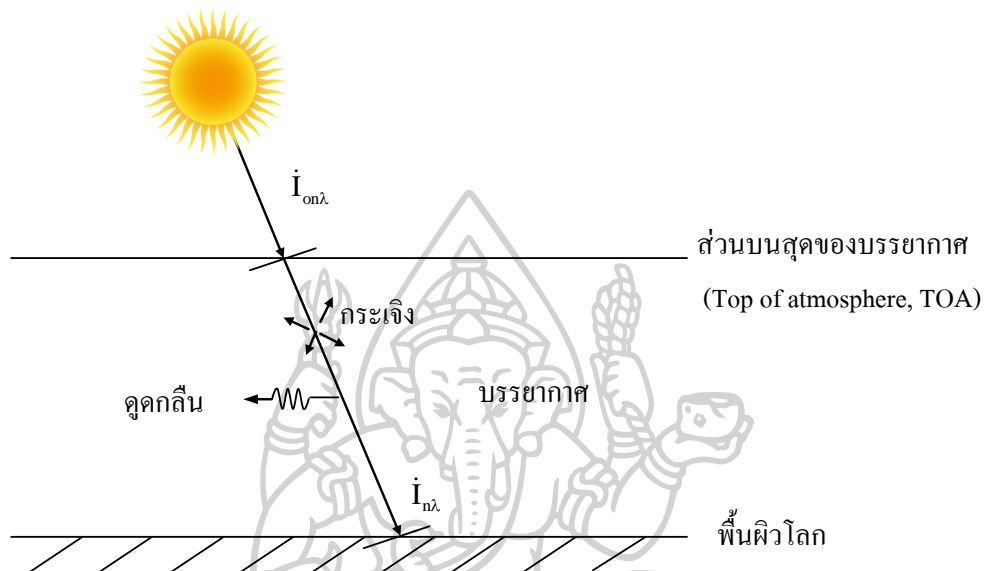
ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ (solar constant, I_{sc}) หมายถึง พลังงานของรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก รวมทุกความยาวคลื่นที่ตกกระทบตั้งฉากกับพื้นที่ 1 หน่วยต่อ 1 หน่วยเวลาที่ระยะทางเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (1.495×10^{11} m) ซึ่งสมาคมการทดสอบและวัสดุของสหรัฐอเมริกาได้ประกาศให้ค่า $1,366.1 \text{ W m}^{-2}$ เป็นค่าคงตัวรังสีอาทิตย์มาตรฐาน โดยค่าคงตัวรังสีอาทิตย์มีความสำคัญต่อการคำนวณพลังงานของรังสีอาทิตย์ที่แผ่จากดวงอาทิตย์ทั้งหมด และการหาค่าความเข้มรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก

2.1.5 สเปกตรัมของรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก

ในการคำนวณสเปกตรัมของรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกจำเป็นต้องทราบค่าเกี่ยวกับองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศโลกและผลกระทบขององค์ประกอบที่มีต่อสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ เนื่องจากรังสีที่แผ่จากดวงอาทิตย์จะเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก โดยระหว่างทางนั้นจะถูกองค์ประกอบต่างๆ ลดทอนทำให้มีค่าลดลงด้วยการกระเจิง (scatter) และดูดกลืน (absorb) วิธีการคำนวณแบ่งเป็นหัวข้อได้ดังนี้

2.1.5.1 วิธีการคำนวณรังสีอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศด้วยกฎของบูเกอร์ (Bouguer's law)

รังสีอาทิตย์เมื่อเดินทางมายังชั้นบรรยากาศของโลกจะถูกกระเจิงและดูดกลืนโดยองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศ สามารถแสดงได้ดังรูปที่ 9



รูปที่ 9 การลดลงของรังสีอาทิตย์เมื่อเดินทางผ่านบรรยากาศ โดยที่ $I_{0n\lambda}$ คือรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก $I_{n\lambda}$ คือรังสีตรงของดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)

กฎของบูเกอร์สามารถบอกความสัมพันธ์ของรังสีตรงของดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกกับรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกและตัวแปรองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศได้ดังสมการนี้

$$I_{n\lambda} = I_{0n\lambda} \exp(-\tau'_\lambda m_a) \quad (2.10)$$

เมื่อ $i_{0n\lambda}$ คือ รังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนระนาบตั้งฉากกับทิศทางของรังสี ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$)

$i_{n\lambda}$ คือ รังสีตรงของดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกบนระนาบตั้งฉากกับทิศทางของรังสี ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$)

τ'_λ คือ ความลึกเชิงแสงของบรรยากาศ (-)

m_a คือ มวลอากาศ (-)

จากสมการตัวแปร τ'_λ คือค่าความลึกเชิงแสงโดยที่ ความลึกเชิงแสงเป็นพารามิเตอร์ที่บอกความสามารถของตัวกลางในการลดทอนรังสีอาทิตย์ที่เดินทางผ่านตัวกลางโดยกระบวนการดูดกลืนและการกระเจิง เช่น สมมติว่ารังสีอาทิตย์เดินทางผ่านบรรยากาศโลกที่มีเฉพาะฝุ่นละอองอยู่ โดยฝุ่นละอองมีความลึกเชิงแสงเท่ากับ 1 และดวงอาทิตย์อยู่ตรงศีรษะ ($m_a = 1$) จากสมการ (2.10) จะได้

$$\frac{\dot{I}_{n\lambda}}{\dot{I}_{0n\lambda}} = \frac{1}{e} \quad (2.11)$$

$$= 0.368$$

จากผลการคำนวณจะเห็นว่ารังสีอาทิตย์ที่มาถึงพื้นผิวโลก ($\dot{I}_{n\lambda}$) จะมีค่าประมาณ 37% ของรังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบส่วนบนบรรยากาศโลก ($\dot{I}_{0n\lambda}$) โดยรังสีอาทิตย์ประมาณ 63% ถูกทำให้ลดลงโดยการดูดกลืนและการกระเจิงของฝุ่นละออง ดังนั้นความลึกเชิงแสงเท่ากับ 1 จึงถือว่ามีค่ามาก และสามารถใช้เป็นค่าอ้างอิงของความลึกเชิงแสงค่าอื่นๆ ได้ (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)

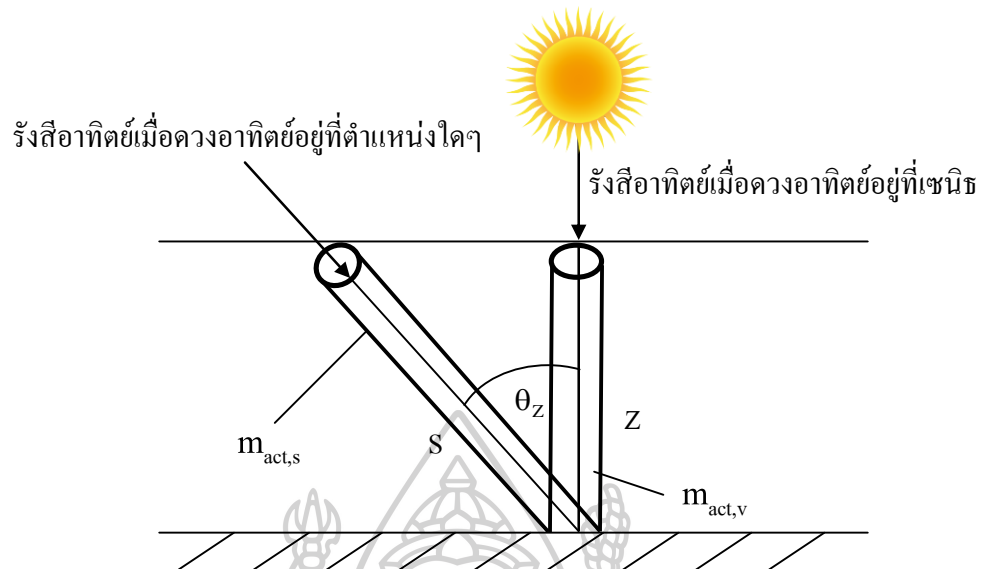
m_a คือ ค่ามวลอากาศ (air mass) อธิบายได้โดยเมื่อรังสีอาทิตย์เดินทางผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกจะถูกองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศกระเจิงและดูดกลืนจึงทำให้รังสีอาทิตย์ที่พุ่งตรงมาถึงพื้นผิวโลกหรือรังสีตรงมีปริมาณลดลง การลดลงนี้นอกจากจะขึ้นกับสมบัติการกระเจิงและการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ขององค์ประกอบของบรรยากาศแล้ว ยังขึ้นกับมวลของอากาศที่รังสีอาทิตย์นั้นเคลื่อนที่ผ่านมาอีกด้วยแสดงโมเดลได้ดังรูป 10 และสามารถคำนวณได้จากสมการต่อไปนี้

$$m_{act,s} = \int_0^\infty \rho ds \quad (2.12)$$

โดย $m_{act,s}$ คือ มวลอากาศในคอลัมน์ของบรรยากาศซึ่งมีพื้นที่ตัดขวาง 1 ตารางเมตรที่รังสีอาทิตย์เดินทางผ่าน เมื่อดวงอาทิตย์อยู่ ณ ตำแหน่งใดๆ (kg m^{-2})

ρ คือ ความหนาแน่นของอากาศ (kg m^{-3})

s คือ ระยะทางตามแนวที่รังสีอาทิตย์เดินทางผ่าน (m)



รูปที่ 10 คอลัมน์ของมวลอากาศที่รังสีอาทิตย์เดินทางผ่าน เมื่อดวงอาทิตย์อยู่ที่จุดเซนิธ ($m_{act,v}$) และเมื่อดวงอาทิตย์อยู่ที่ตำแหน่งใดๆ ($m_{act,s}$) (เสริม จันทรฉาย, 2560)

พิจารณาขณะที่ดวงอาทิตย์อยู่ที่จุดเซนิธหรือรังสีตรงตกกระทบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก มวลอากาศที่รังสีอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านจะคำนวณได้จากสมการ

$$m_{act,v} = \int_0^{\infty} \rho dz \quad (2.13)$$

เมื่อ $m_{act,v}$ คือ มวลอากาศที่รังสีอาทิตย์เดินทางผ่านในคอลัมน์ของอากาศที่มีพื้นที่ตัดขวาง 1 ตารางเมตรและดวงอาทิตย์อยู่ที่ตำแหน่งเซนิธ (kg m^{-2})

z คือ ระยะทางในแนวตั้ง (m)

และเพื่อความสะดวกในการคำนวณจึงนิยามบอกค่าของมวลอากาศที่รังสีอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่าน โดยจะเปรียบเทียบกับมวลอากาศในขณะที่ยังอยู่ที่ตำแหน่งจุดเซนิธในรูปของอัตราส่วนแสดงได้ดังนี้

$$m_r = \frac{\int_0^{\infty} \rho ds}{\int_0^{\infty} \rho dz} \quad (2.14)$$

โดยจะเรียก m_r ว่ามวลอากาศสัมพัทธ์ (relative air mass) หรือเรียกสั้นๆ ว่ามวลอากาศ ซึ่งเขียนเป็นสูตรอย่างง่ายได้ดังสมการ (2.15) โดยค่า m_r จะขึ้นกับมุมเซนิตของดวงอาทิตย์ (θ_z)

$$m_r = \frac{1}{\cos\theta_z} \quad (2.15)$$

คาสเทน (Kasten, 1965) ได้ทำงานวิจัยและได้เสนอความสัมพันธ์ระหว่าง m_r กับ θ_z ที่มีความละเอียดถูกต้องยิ่งขึ้น ซึ่งสามารถเขียนค่าของ m_r ในรูปสมการเอมไพริคัลได้ดังนี้

$$m_r = [\cos\theta_z + 0.15 (93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (2.16)$$

เมื่อ m_r คือ มวลอากาศสัมพัทธ์ (-)

θ_z คือ มุมเซนิตของดวงอาทิตย์ ($^\circ$)

เนื่องจากมวลอากาศขึ้นกับความสูงของพื้นที่ โดยค่ามวลอากาศ m_r ในสมการ (2.15) และ (2.16) ใช้ได้กับที่ระดับน้ำทะเลซึ่งกำหนดให้มีความดันเท่ากับ 101.325 กิโลปาสคาล ดังนั้นที่ความดันบรรยากาศอื่นๆ จำเป็นต้องคำนวณแก้ค่ามวลอากาศได้ดังสมการต่อไปนี้

$$m_a = m_r \left(\frac{p}{101.325} \right) \quad (2.17)$$

เมื่อ m_a คือ มวลอากาศที่คำนวณแก้ไขผลจากความดันที่แตกต่างไปจากความดันที่ระดับน้ำทะเล (-)

p คือ ความดันบรรยากาศ (kPa)

สำหรับค่าความดันบรรยากาศ p ที่ระดับความสูง z จากระดับน้ำทะเลสามารถคำนวณ โดยใช้สูตรดังสมการ 2.18 (Lunde, 1980)

$$\frac{p}{p_0} = \exp(-0.0001184 z) \quad (2.18)$$

เมื่อ p_0 คือ ความดันบรรยากาศที่ระดับน้ำทะเล (101.325 kPa)

z คือ ความสูงจากระดับน้ำทะเล (m)

2.1.5.2 การลดทอนโดยองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศ

รังสีอาทิตย์ที่เดินทางผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกจะถูกองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศ ดูดกลืนและกระเจิง สามารถจำแนกองค์ประกอบของบรรยากาศได้ดังหัวข้อต่อไปนี้

ก. การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากโมเลกุลอากาศ

การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากโมเลกุลอากาศจะเป็นการกระเจิงโดยทฤษฎีการกระเจิงรังสีอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศถูกนำเสนอโดย ลอร์ดเรย์ลีห์ (Lord Rayleigh) กล่าวคือ เมื่อรังสีอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกจะถูกโมเลกุลของอากาศกระเจิงโดยบางส่วนจะเดินทางกลับขึ้นไปในอวกาศและบางส่วนจะลงมาสู่พื้นผิวโลกซึ่งรังสีอาทิตย์ที่ถูกการกระเจิงจะเรียกว่า รังสีกระเจาย ซึ่งลอร์ดเรย์ลีห์ได้นำเสนอทฤษฎีเกี่ยวกับคำนวณการกระเจิงแสงของวัตถุทรงกลมเล็กๆ ซึ่งสามารถนำมาใช้ได้กับกรณีของรังสีอาทิตย์ที่ถูกกระเจิงโดยโมเลกุลของก๊าซต่างๆ ในบรรยากาศโลกได้ เพื่อเป็นเกียรติกับลอร์ดเรย์ลีห์ จึงตั้งชื่อเรียกการกระเจิงแสงโดยโมเลกุลอากาศนี้ว่าการกระเจิงแบบเรย์ลีห์ (Rayleigh scattering) เนื่องจากการกระเจิงรังสีอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ ทำให้รังสีอาทิตย์ที่มาถึงพื้นผิวโลกลดลง ดังนั้นจึงบอกสมบัติของโมเลกุลอากาศซึ่งลดทอนรังสีอาทิตย์จากการกระเจิงในรูปของความลึกเชิงแสง จากทฤษฎีของลอร์ดเรย์ลีห์ (Iqbal, 1983) ความลึกเชิงแสงของโมเลกุลอากาศที่เป็นผลมาจากการกระเจิงรังสีอาทิตย์จะมีความสัมพันธ์กับความยาวคลื่นของรังสีอาทิตย์ตามสมการ (2.19)

$$\tau'_{R\lambda} = 0.008735 \lambda^{-4.08} \quad (2.19)$$

เมื่อ $\tau'_{R\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงที่เกิดจากการกระเจิงรังสีอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ (-)
 λ คือ ความยาวคลื่นของรังสีอาทิตย์ (μm)

เลคเนอร์ (Leckner, 1978) ได้เสนอการคำนวณการลดลงของรังสีอาทิตย์จากการกระเจิงโดยโมเลกุลอากาศ ที่นอกจากจะขึ้นกับความลึกเชิงแสงแล้วยังขึ้นกับมวลอากาศอีกด้วย ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ในรูปของสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ (transmittance) ได้ดังสมการ 2.20

$$\tau_{R\lambda} = \exp(-0.008735 \lambda^{-4.08} m_a) \quad (2.20)$$

เมื่อ $\tau_{R\lambda}$ คือ สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ที่เกิดจากการกระเจิงโดยโมเลกุลอากาศ (-)
 m_a คือ มวลอากาศ (-)

ข. การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากไอน้ำ

ไอน้ำในบรรยากาศมีได้ทั้ง 3 สถานะ ได้แก่ ของแข็ง ของเหลว และก๊าซ ส่วนใหญ่จะอยู่ในบรรยากาศตั้งแต่พื้นผิวโลกจนถึงที่ระดับความสูงประมาณ 2 km การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากไอน้ำส่วนมากจะเกิดจากการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด โดยที่เมื่อรังสีอาทิตย์เดินทางผ่านบรรยากาศจะถูกไอน้ำดูดกลืนและกระเจิง ทำให้รังสีอาทิตย์ที่มาถึงพื้นโลกมีปริมาณลดลงโดยการลดลงของรังสีอาทิตย์ซึ่งเกิดจากการกระเจิงของโมเลกุลไอน้ำมีน้อยมากเมื่อเทียบการดูดกลืน ทำให้การคำนวณรังสีอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศโดยทั่วไปจะพิจารณาเฉพาะผลจากการดูดกลืนเท่านั้น

โดยทั่วไปไอน้ำจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ ในแถบความยาวคลื่น โดยส่วนใหญ่จะอยู่ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด ปริมาณของรังสีอาทิตย์ที่ถูกดูดกลืนจะขึ้นกับปริมาณไอน้ำในบรรยากาศและมวลอากาศที่รังสีอาทิตย์เดินทางผ่าน

ค. การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากโอโซน

การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากโอโซนเป็นการดูดกลืนโดยส่วนใหญ่ โอโซนมีสูตรทางเคมีว่า O_3 โดยที่โอโซนในชั้นบรรยากาศส่วนใหญ่จะอยู่ในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ และมีอยู่เล็กน้อยในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ ซึ่งโอโซนในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์นี้จะเกิดจากโรงงานอุตสาหกรรมเกิดจากฟ้าผ่า และโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์จะเกิดจากปฏิกิริยาโฟโตดิสโซซิเอชัน (photodissociation) ของโมเลกุลของออกซิเจน (O_2) พิจารณาในด้านโครงสร้างของโอโซนแล้วทำให้ทราบว่าโอโซนสามารถดูดกลืนรังสีอาทิตย์ที่มากที่สุดคือ แถบฮาร์ตลีย์ (Hartley band) อยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.22-0.295 μm และนอกจากนี้ยังมีแถบอื่นๆ ที่สามารถดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้เล็กน้อย ได้แก่ แถบฮักกินส์ (Huggins band) อยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.32 - 0.36 μm และแถบแชปปูสซ์ (Chappuis band) อยู่ในช่วงความยาวคลื่นตั้งแต่ 0.45 - 0.65 μm จากแถบการดูดกลืนเหล่านี้ทำให้อัตราการดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเล็ตบี (0.28-0.32 μm) ส่วนใหญ่ถูกดูดกลืนโดยโอโซน และในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างถูกดูดกลืนโดยโอโซนเล็กน้อย

ง. การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากเมฆ

การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากเมฆจะเป็นได้ทั้งการกระเจิงและการดูดกลืนเมฆจะ โดยเมฆจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอัลตราไวโอเล็ต และแสงสว่างน้อยมาก และดูดกลืนมากในช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด (Paltridge & Platt, 1976) ซึ่งเมฆ คือ ประกอบด้วยหยดน้ำเล็กๆ (water droplet) หรือ ผลึกน้ำแข็ง (ice crystal) หรือทั้งสองอย่างผสมกัน เมฆมีความสูงได้

เป็น 3 ระดับ ได้แก่ เมฆชั้นต่ำ เมฆชั้นกลาง และเมฆชั้นสูง โดยเมฆชั้นต่ำจะอยู่ที่ความสูงน้อยกว่า 2 km จากพื้นผิวโลก ส่วนเมฆชั้นกลางจะอยู่ที่ความสูง 2-7 km สำหรับเมฆชั้นสูงจะอยู่สูงกว่า 7 กิโลเมตรขึ้นไป นอกจากนี้ยังมีเมฆที่มีโครงสร้างในแนวตั้ง หรือเมฆคิวมูโลนิมบัส (cumulonimbus)

จ. การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง

การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองจะเกิดได้ทั้งการกระเจิงและการดูดกลืน โดยทั่วไป บรรยากาศจะมีฝุ่นละอองอยู่เสมอ เมื่อรังสีอาทิตย์เดินทางผ่านจะถูกฝุ่นละอองกระเจิงทำให้เกิดรังสีกระจาย และบางส่วนจะถูกฝุ่นละอองดูดกลืน สัดส่วนของการกระเจิงและการดูดกลืนจะขึ้นกับชนิดของฝุ่นละออง เช่น ฝุ่นละอองที่เกิดจากการสันดาปของเชื้อเพลิงฟอสซิลซึ่งมีคาร์บอนดำ (black carbon) เป็นองค์ประกอบจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้ถึง 20% ส่วนฝุ่นละอองจากทะเลทรายจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์น้อยกว่า 5% (Kondratyev, 1999)

เนื่องจากความสามารถในการลดทอนรังสีอาทิตย์ของฝุ่นละอองสามารถเกิดได้ทั้งจากกระบวนการดูดกลืนและการกระเจิง จึงทำให้การแยกสัดส่วนของรังสีอาทิตย์ที่ลดลงจากแต่ละกระบวนการนั้นทำได้ยาก ดังนั้น ผู้วิจัยจึงสนใจที่จะศึกษาการลดทอนเนื่องจากฝุ่นละออง ซึ่งจะกล่าวรายละเอียดของฝุ่นละอองในหัวข้อถัดไป

2.2 การศึกษาเกี่ยวกับฝุ่นละออง

2.2.1 ทฤษฎีเกี่ยวกับฝุ่นละอองในบรรยากาศ

ละอองลอย (aerosols) หมายถึงอนุภาคของแข็งหรือของเหลวที่ลอยอยู่ในบรรยากาศหรือสภาพแวดล้อมที่เป็นแก๊ส อาจจะเป็นอนุภาคเดี่ยวๆ ของของแข็ง ของเหลว หรือผสมกันระหว่างของแข็งและของเหลวก็ได้ (วิลาวรรณ คำหาญ, 2560) ในทางด้านวิทยาศาสตร์บรรยากาศละอองลอยจะหมายถึง “ฝุ่นละออง” ฝุ่นละอองในที่นี้ไม่นับรวมไปถึงอนุภาคของเมฆ และพวกปรากฏการณ์ของน้ำในอากาศ (hydrometeor) เช่น หยดน้ำหรือละอองน้ำในก้อนเมฆ, หมอก, ฝน, ฝนน้ำแข็ง (sleet), หิมะ, ลูกปรายหิมะ (graupel) และลูกเห็บ (Boucher, 2015)

ฝุ่นละอองเป็นคอลลอยด์ชนิดหนึ่ง ซึ่งมีหลายประเภทและสามารถเกิดได้ทั้งจากธรรมชาติ (Natural aerosols) เช่น ฝุ่นละอองที่เกิดจากการพัดพาของลมบนพื้นผิวโลก (Mineral or Dust aerosols) ฝุ่นละอองที่มาจากทะเล (Marine aerosols) เขม่าควันที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวล (Biomass burning) รวมไปถึงฝุ่นละอองที่เกิดจากเถ้าถ่านของภูเขาไฟ (Volcanic aerosols) และ

สามารถเกิดได้จากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ (Anthropogenic aerosols) ส่วนมากพบในเขตเมือง และเขตอุตสาหกรรม ส่วนใหญ่จะเป็นควันหรือเขม่าจากโรงงานอุตสาหกรรมและการจราจรบนท้องถนน โดยควันดังกล่าวจะเป็นฝุ่นละอองจำพวกแบล็คคาร์บอน (Black carbon) ที่เหลือจากกระบวนการเผาไหม้หรือการสันดาปเชื้อเพลิงฟอสซิลในเครื่องยนต์ เครื่องจักร ต่างๆ รวมไปถึงฝุ่นละอองที่เกิดจากการบดหิน บดของแข็งให้ละเอียดอีกด้วย เช่นที่โรงสี โรงโม่หิน พื้นที่การถลุงแร่ในอุตสาหกรรม การทำเหมืองแร่ เป็นต้น

ปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศจะขึ้นกับความเข้มข้นของฝุ่นละอองซึ่งจะแปรค่าตลอดทั้งวัน แต่ละพื้นที่จะมีค่าแตกต่างกัน โดยทั่วไปฝุ่นละอองไม่สามารถมองเห็นได้ด้วยตาเปล่าเนื่องจากมีขนาดเล็กถึงในระดับไมครอน แต่จะสามารถมองเห็นได้โดยรวมๆ ที่ความเข้มข้นมากๆ ในชั้นบรรยากาศ ตัวอย่างเช่นการสังเกตเห็นกลุ่มควันในบรรยากาศซึ่งทำให้ท้องฟ้าบริเวณนั้นเป็นสีขาวขุ่น เป็นผลทำให้ค่าทัศนวิสัยและค่าความเข้มรังสีอาทิตย์ลดลง ตัวอย่างดังแสดงในรูปที่ 11 ที่เกิดการเผาไหม้ชีวมวล และกรณีฝุ่นละอองจากพื้นผิวโลกตัวอย่างแสดงในรูปที่ 12 (Boucher, 2015)

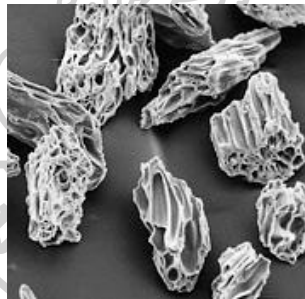


รูปที่ 11 ฝุ่นละอองที่เป็นควันซึ่งเกิดจากการเผาไหม้
(ที่มา <https://greennews.agency/?p=558>)

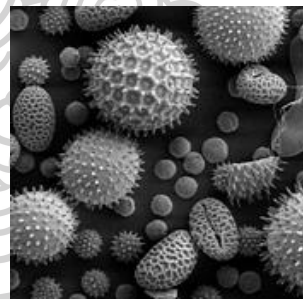


รูปที่ 12 ฝุ่นละอองจากพื้นผิวโลก
(ที่มา <http://www.krusarawut.net/wp/?p=2077>)

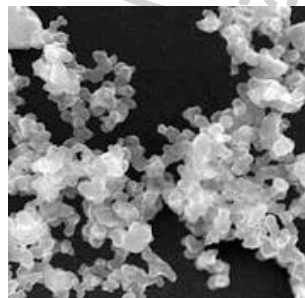
นอกจากนี้ยังสามารถมองเห็นลักษณะของอนุภาคฝุ่นละอองได้จากกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนดังแสดงในรูปที่ 13



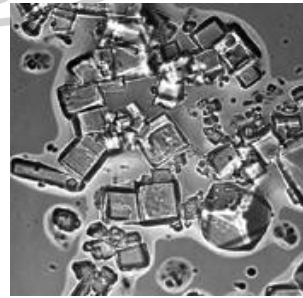
(ก)



(ข)



(ค)



(ง)

รูปที่ 13 อนุภาคฝุ่นละอองได้ถ่ายได้จากกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอน อนุภาคเถ้าภูเขาไฟ (ก) อนุภาคเกสรดอกไม้ (ข) อนุภาคเขม่า (ค) อนุภาคเกลือทะเล (ง)
(ที่มา <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Aerosols>)

จากภาพถ่ายของอนุภาคฝุ่นละอองทำให้ทราบว่าฝุ่นละอองโดยทั่วไปจะมีรูปร่างและขนาดแตกต่างกัน รวมถึงองค์ประกอบยังแตกต่างกันด้วย โดยจากรูป 13 เป็นรูปถ่ายของอนุภาคฝุ่นละอองจากถ่านหินเผาไฟ เกสรดอกไม้ เขม่า (soot) และ เกล็ดจากทะเล ซึ่งใช้กำลังขยายแตกต่างกัน (Boucher, 2015)

2.2.2 การจำแนกประเภทของฝุ่นละออง

เนื่องจากฝุ่นละอองที่พบในปัจจุบันนั้นมีมากมายหลายประเภท เพื่อความเข้าใจผู้วิจัยจึงจำแนกฝุ่นละออง ออกเป็นหัวข้อต่อไปนี้

2.2.2.1 แบ่งฝุ่นละอองตามกระบวนการเกิด

ก. ฝุ่นละอองแบบปฐมภูมิ

ฝุ่นละอองแบบปฐมภูมิ (Primary aerosols) หมายถึงฝุ่นละอองที่ถูกปล่อยสู่บรรยากาศโดยตรงจากแหล่งกำเนิดที่เกิดขึ้นจากกระบวนการทางฟิสิกส์ เช่นการพัดพาของลม ละอองเกลือที่เกิดจากพัดพาของลมบริเวณผิวน้ำทะเล จากการเกษตร และเผาไหม้ชีวมวลซึ่งเป็น organic carbon (OC) ฝุ่นละอองประเภทนี้ส่วนใหญ่จะมีอนุภาคขนาดใหญ่ และอนุภาคส่วนใหญ่จะกระเจิงรังสีอาทิตย์ได้มากกว่าดูดกลืนรังสีอาทิตย์ไว้

ข. ฝุ่นละอองแบบทุติยภูมิ

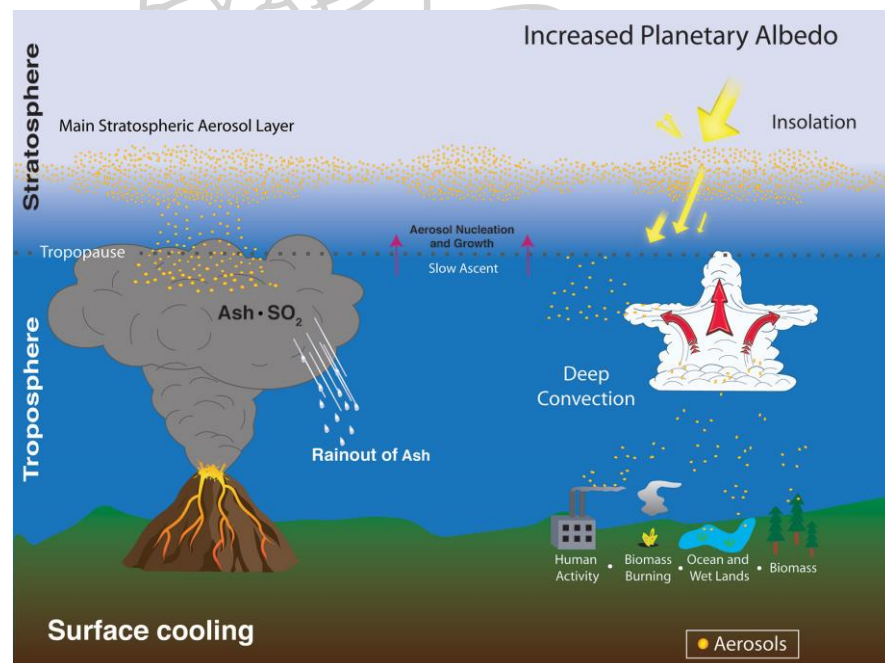
ฝุ่นละอองแบบทุติยภูมิ (Secondary aerosols) ฝุ่นละอองประเภทนี้จะไม่ถูกปลดปล่อยมาตรงๆจากแหล่งกำเนิดแต่จะเป็นฝุ่นละอองที่เกิดจากกระบวนการทางเคมี หรือการเปลี่ยนไปเป็นอนุภาค (Gas-to-particle conversion process) ของการทำปฏิกิริยาออกซิเดชัน (oxidation) เช่นจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงชีวมวลและซากดึกดำบรรพ์ (fossil fuel) การปล่อยควันจากท่อไอเสียในรถยนต์ต่างๆ จากการปล่อยก๊าซของแพลงค์ตอนในน้ำทะเล อนุภาคของฝุ่นละอองประเภทนี้ส่วนใหญ่จะเป็นทรงกลม และมีขนาดเล็ก

2.2.2.2 แบ่งฝุ่นละอองตามแหล่งที่อยู่ในชั้นบรรยากาศ

ก. ฝุ่นละอองโทรโพสเฟียร์

ฝุ่นละอองโทรโพสเฟียร์ (Tropospheric aerosols) หมายถึงฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) ซึ่งเป็นบรรยากาศชั้นแรก มีความสูงจากพื้นผิวโลกขึ้นไปประมาณ 16-18 km ที่บริเวณศูนย์สูตร และ 8-10 km ที่บริเวณขั้วโลก มวลอากาศ 80% ของ

บรรยากาศโลกทั้งหมดจะอยู่ในโทรโพสเฟียร์ (เสริม จันทรฉาย, 2560) ฝุ่นละอองส่วนใหญ่จะอยู่ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ที่ความสูงตั้งแต่พื้นผิวโลกจนถึงระดับความสูง 2 km (boundary layer) และจะลอยไปตามกระแสลม โดยทั่วไปฝุ่นละอองในชั้นนี้จะแขวนลอยอยู่ในบรรยากาศประมาณ 1-2 สัปดาห์ และจะร่วงลงสู่พื้นผิวโลกด้วยแรงโน้มถ่วงหรือจากการชะล้างของฝน ฝุ่นละอองในบรรยากาศชั้นนี้ส่วนใหญ่มีแหล่งกำเนิดมาจากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ โดยอนุภาคของฝุ่นละอองประกอบด้วย กำมะถัน อะลูมิเนียม ไนเตรต โซเดียม คาร์บอน องค์กรประกอบของเปลือกโลก และน้ำ ฝุ่นละอองคาร์บอนนั้นประกอบด้วยสารอินทรีย์และสารอนินทรีย์ ฝุ่นละอองคาร์บอนที่ประกอบด้วยสารอินทรีย์ที่ถูกปล่อยออกมาโดยตรงจากการควบแน่นของแก๊สอินทรีย์ ส่วนใหญ่มีแหล่งกำเนิดมาจากท่อไอเสียของเครื่องยนต์ ควันไม้ ควันบุหรี่ และเถ่าถ่าน ส่วนฝุ่นละอองคาร์บอนที่ประกอบด้วยสารอนินทรีย์ ได้แก่ คาร์บอนดำ คาร์บอนแกรไฟต์ (graphite carbon) หรือเขม่า (soot) ถูกปล่อยออกสู่ชั้นบรรยากาศจากกระบวนการเผาไหม้ (วิลาวรรณ คำหาญ, 2560) ตัวอย่างฝุ่นละอองตามแหล่งที่อยู่ในชั้นบรรยากาศ (รูป 14)



รูปที่ 14 ตัวอย่างฝุ่นละอองตามแหล่งที่อยู่ในชั้นบรรยากาศ

(ที่มา <https://www.nasa.gov/topics/earth/features/stratospheric-aerosols.html>)

ข. ฝุ่นละอองสตราโตสเฟียร์

ฝุ่นละอองสตราโตสเฟียร์ (Stratospheric aerosols) หมายถึงฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศ สตราโตสเฟียร์ (stratosphere) เป็นบรรยากาศที่อยู่ถัดขึ้นไปจากชั้นบรรยากาศโทรโพสเฟียร์จนถึงระดับความสูงประมาณ 50 km จากพื้นผิวโลก เราสามารถพบฝุ่นละอองได้เล็กน้อยในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ โดยส่วนใหญ่เกิดจากเถ้าที่พ่นจากภูเขาไฟ และสามารถฟุ้งกระจายไปได้ทั่วโลกฝุ่นละอองนี้อาจอยู่ในบรรยากาศได้นานหลายปีเนื่องจากในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ไม่มีฝนช่วยชะล้างและอยู่ในระดับสูงซึ่งได้รับอิทธิพลจากแรงโน้มถ่วง (เสริม จันทร์ฉาย, 2560) ฝุ่นละอองจากเถ้าภูเขาไฟ (Volcanic aerosols) ประกอบด้วยอนุภาคซัลเฟต (sulfate particles) หรือกรดซัลฟิวริก (sulfuric acid droplets) อนุภาคมีขนาดเล็กตั้งแต่ 0.1 ถึง 1 μm ตัวอย่างฝุ่นละอองจากเถ้าภูเขาไฟแสดงดังรูป 15 เป็นการระเบิดของภูเขาไฟปินาตูกู ประเทศฟิลิปปินส์ เมื่อปี ค.ศ.1991



รูปที่ 15 การระเบิดของภูเขาไฟปินาตูกู ประเทศฟิลิปปินส์ เมื่อปี ค.ศ.1991

(ที่มาจาก <https://www.britannica.com/science/volcano/Mount-Pinatubo-Philippines-1991>)

2.2.2.3 แบ่งฝุ่นละอองตามขนาดของอนุภาค

ก. ฝุ่นละอองแบบหยาบ

ฝุ่นละอองแบบหยาบ (Coarse mode) หมายถึงฝุ่นละอองที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางของอนุภาค มากกว่า 1 μm แหล่งกำเนิดของฝุ่นแบบหยาบมาจากพื้นผิวโลก ฝุ่นจากน้ำทะเล

ข. ฝุ่นละอองแบบละเอียด

ฝุ่นละอองแบบละเอียด (Fine mode) หมายถึงฝุ่นละอองที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางของอนุภาค น้อยกว่า $1\ \mu\text{m}$ แบ่งเป็น แบบ nucleation (เรียกอีกอย่างว่า แบบ ultrafine) เป็นฝุ่นละอองที่ผ่านศูนย์กลางของอนุภาค น้อยกว่าหรือเท่ากับ $0.02\ \mu\text{m}$ แบบ Aitken (ตั้งชื่อตาม John Aitken นักอุตุนิยมวิทยาชาวสก๊อตและนักฟิสิกส์) เป็นฝุ่นละอองที่ผ่านศูนย์กลางของอนุภาค ตั้งแต่ 0.02 ถึง $0.1\ \mu\text{m}$ และแบบ accumulation เป็นฝุ่นละอองที่ผ่านศูนย์กลางของอนุภาค ตั้งแต่ 0.1 ถึง $1.0\ \mu\text{m}$

2.2.2.4 แบ่งฝุ่นละอองตามการกระจายตัวเชิงภูมิศาสตร์

ก. ฝุ่นละอองที่มาจากน้ำทะเล (Marine aerosols)

ฝุ่นละอองที่มาจากน้ำทะเล เม็ดของอนุภาคเป็นฝุ่นละอองเกลือ (sea salt aerosols หรือ Sea spray aerosols) ที่เกิดจากละอองน้ำทะเลเกิดขึ้นจากธรรมชาติโดยการพัดพาของลมหรือการหลุดออกจากผิวน้ำทำให้เกิดเป็นอนุภาคเล็กๆ ลอยสู่บรรยากาศ (รูปที่ 16) โดยทั่วไปอนุภาคมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง ตั้งแต่ 0.05 ถึง $10\ \mu\text{m}$ จัดเป็นฝุ่นแบบหยาบ อนุภาคจะกระเจิงรังสีอาทิตย์มากกว่าดูดกลืนรังสีอาทิตย์



รูปที่ 16 ฝุ่นละอองที่มาจากน้ำทะเล (Marine aerosols)

(ที่มา <https://www.webuyanycar.com/car-magazine/crest-of-a-car-wave>)

ข. ฝุ่นละอองที่มาจากพื้นดินและพื้นทราย (Desert Dust)

ฝุ่นละอองที่มาจากพื้นดินและพื้นทราย เป็นฝุ่นละอองที่มาจากพื้นผิวโลก (continental surfaces) ซึ่งฝุ่นประเภทนี้จะหลุดออกจากผิวดินสู่บรรยากาศจากอิทธิพลของลม (รูปที่ 17) บางครั้งจะเรียก ฝุ่นเกลือหรือ ละอองเกลือ อนุภาคมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง ตั้งแต่ 0.05 ถึง 10 μm และจัดเป็นฝุ่นแบบหยาบ



รูปที่ 17 ฝุ่นละอองที่มาจากพื้นดินและพื้นทราย (Desert Dust)
(ที่มา <https://cosmosmagazine.com/climate>)

ค. ฝุ่นละอองที่มาจากภูเขาไฟ (Volcanic aerosols)

ภูเขาไฟสามารถปลดปล่อยเถ้าถ่านละอองของหินหรือแร่ธาตุในระการปะทุและระเบิดได้ (รูปที่ 18) โดยมักเรียกว่า ฝุ่นภูเขาไฟ หรือ เถ้าภูเขาไฟ อนุภาคมีขนาดตั้งแต่ระดับไมครอนถึงมิลลิเมตร อนุภาคของฝุ่นละอองประเภทนี้สามารถลอยไปได้ไกลในหลักร้อยถึงหลักพันกิโลเมตรและจะตกลงสู่พื้นโลกเร็ว ในระหว่างการปะทุภูเขาไฟจะปล่อยก๊าซที่มีส่วนผสมของกำมะถัน ในรูปของก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (SO_2) และไฮโดรเจนซัลไฟด์ (H_2S) จะทำปฏิกิริยาออกซิไดซ์กับบรรยากาศทำให้เกิดฝุ่นละอองซัลเฟต (sulphate aerosols) ถ้าฝุ่นละอองเกิดในชั้นบรรยากาศโทรโพสเฟียร์จะใช้เวลาไม่กี่สัปดาห์จะตกลงมายังพื้นผิวโลก แต่ถ้าภูเขาไฟมีการปะทุรุนแรงทำให้เถ้าละอองลอยไปในชั้นสตราโตสเฟียร์จะใช้เวลาเป็นเดือนหรืออาจจะเป็นปีถึงจะตกลงสู่พื้นโลก



รูปที่ 18 ฝุ่นละอองที่มาจากภูเขาไฟ (Volcanic aerosols)
(ที่มา http://english.cas.cn/newsroom/research_news/201812.shtml)

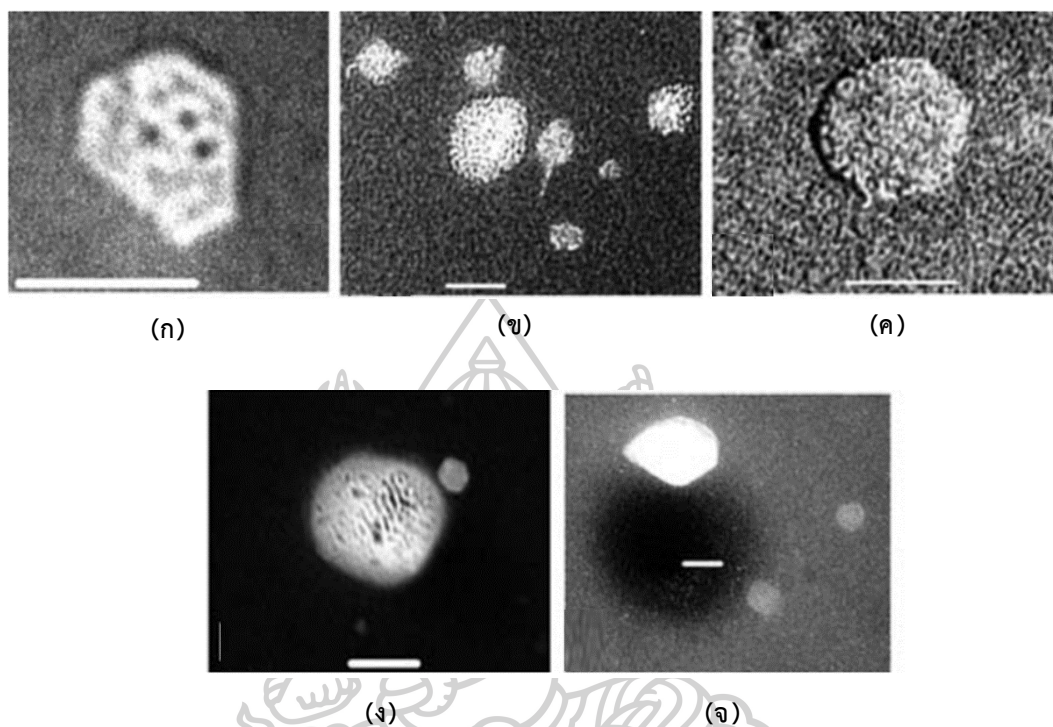
ง. ฝุ่นละอองที่มาจากชีวภาพ (Biogenic Aerosols)

ฝุ่นละอองที่มาจากชีวภาพสามารถจำแนกได้เป็น ฝุ่นละอองชีวภาพแบบปฐมภูมิ (primary biogenic aerosol particles) และฝุ่นละอองชีวภาพแบบทุติยภูมิ (secondary biogenic aerosols) สิ่งแวดล้อมบนบกเป็นแหล่งกำเนิดของฝุ่นละอองชีวภาพแบบปฐมภูมิ โดยฝุ่นละอองนั้นจะมาจาก ละอองของเศษซากพืชและแมลง (plant and insect debris) เกสรดอกไม้ สปอร์ (spores) แบคทีเรียและไวรัส กระแสลมในบรรยากาศจะทำให้อนุภาคของฝุ่นละอองเหล่านี้ฟุ้งกระจายและจะมี ระยะเวลาฟุ้งกระจายขึ้นอยู่กับขนาดของอนุภาค โดยทั่วไปอนุภาคละอองของเศษซากจะมีขนาดใหญ่ กว่า 100 μm ละอองเกสร สปอร์ และแบคทีเรียขนาดใหญ่ มีขนาดอยู่ในช่วง 1-100 μm ในขณะที่ แบคทีเรียขนาดเล็กและไวรัสมีขนาดอนุภาคเล็กกว่า 1 μm (Boucher, 2015) (รูปที่ 19)

น้ำทะเลเป็นวัสดุทางชีวภาพซึ่งบางส่วนจะเปลี่ยนไปเป็นฝุ่นละอองเกลือ โดยอนุภาคฝุ่น ละอองที่เป็นอินทรีย์วัตถุที่พบส่วนใหญ่มีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางของอนุภาคเล็กกว่า 200 nm (Leck & Bigg, 2007) ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับกิจกรรมหรือปฏิกิริยาทางชีวภาพของน้ำทะเล (Facchini et al., 2008)

ระบบนิเวศน์ทางบกและทางทะเลเป็นแหล่งสำคัญของการเกิดฝุ่นละออง แพลงก์ตอนพืชบาง ชนิดจะปล่อยก๊าซไดเมทิลซัลไฟด์ (dimethyl sulfide: DMS) ซึ่งจะทำปฏิกิริยาออกซิไดซ์กับอากาศ ทำให้เกิดฝุ่นละอองที่มีกำมะถัน (sulphur-containing aerosols) พืชและสาหร่ายสามารถปล่อย สารประกอบอินทรีย์ระเหย (Volatile Organic Compounds, VOCs) สารนี้จะเกิดการออกซิไดซ์

และควบแน่นกลายเป็นฝุ่นละอองที่มีสารอินทรีย์ ซึ่งเรียกฝุ่นแบบนี้ว่า ฝุ่นละอองชีวภาพแบบทุติยภูมิ อนุภาคของฝุ่นประเภทนี้จะมีขนาดในหลักสิบล้านไมครอน



รูปที่ 19 ตัวอย่างอนุภาคไวรัสซึ่งเป็นฝุ่นละอองที่มาจากชีวภาพ (Biogenic Aerosols) ไวรัสแบบ Polyhedral (ก) ไวรัสที่มีหาง (ข) ไวรัสที่มีรูปร่างคล้ายห้ำเหลี่ยม (ค) ไวรัสที่รูปร่างค่อนข้างกลม (ง) และไวรัสที่มีรูปร่างไม่แน่นอน (จ) (Leck & Bigg, 2007)

จ. ฝุ่นละอองที่มาจากเผาไหม้ชีวมวล (Biomass Burning Aerosols)

ชีวมวล (Biomass) ในที่นี้ หมายถึง อินทรีย์วัตถุ (Organic matter) ซึ่งประกอบด้วยธาตุหลายชนิด แต่ที่สำคัญที่สุดคือธาตุคาร์บอน (C) และมีธาตุ ไฮโดรเจน ออกซิเจน ไนโตรเจน ฟอสฟอรัส และ กำมะถัน ที่เกิดการเผาไหม้ได้ เช่น พืชผัก ซากต้นไม้ มูลของสัตว์ และพืช (ซากพืชที่สลายตัวยังไม่หมด) แต่ไม่นับรวมไปถึง เชื้อเพลิงฟอสซิล เช่น ถ่านหิน ก๊าซ น้ำมัน โดยในการเผาไหม้สารชีวมวล (Biomass Burning) ที่ไม่สมบูรณ์ จะสังเกตเห็นควันไฟ (smoke) ลอยในอากาศซึ่งควันไฟนี้ก็คือ ฝุ่นละอองที่มาจากเผาไหม้ชีวมวล (Biomass Burning Aerosols) (รูปที่ 2.20)



รูปที่ 20 ฝุ่นละอองที่มาจากกาเผาไหม้ชีวมวล (Biomass Burning Aerosols)
(ที่มา <https://www.micropulselidar.com>)

ฉ. ฝุ่นละอองจากการสันดาปเชื้อเพลิงฟอสซิล (Aerosols from Fossil Fuel Combustion)

การสันดาปเชื้อเพลิงฟอสซิลเช่นถ่านหินและน้ำมันในเครื่องจักร เครื่องยนต์ต่างๆ (รูปที่ 21) จะเป็นผลให้เกิดเขม่าดำหรือแบล็กคาร์บอน (black carbon) และอินทรีย์คาร์บอน (organic carbon) อนุภาคฝุ่นละอองที่เป็นแบล็กคาร์บอน เป็นมลพิษทางอากาศ ซึ่งมีปริมาณมากในประเทศที่กำลังพัฒนาและประเทศอุตสาหกรรม และมีผลกระทบต่อสุขภาพของมนุษย์ ทำให้เกิดโรคทางเดินหายใจ โรคหลอดเลือดหัวใจ และเป็นสารก่อมะเร็งปอด



รูปที่ 21 ฝุ่นละอองที่มาจากกาสันดาปเชื้อเพลิงฟอสซิล
(ที่มา <https://www.change.org>)

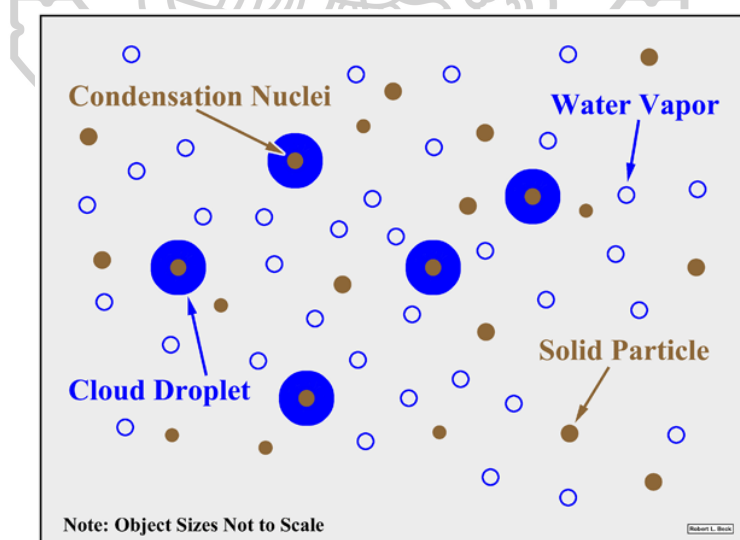
2.2.3 ผลกระทบของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีอาทิตย์

2.2.3.1 ผลกระทบทางตรง (Direct effect)

ผลกระทบทางตรง คือ ฝุ่นละอองที่อยู่ในบรรยากาศนั้นมีผลต่อกระบวนการลดทอนรังสีอาทิตย์ โดยฝุ่นละอองจะไปลดทอนรังสีอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามาถึงพื้นผิวโลก ทำให้รังสีอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกมีค่าลดลง เนื่องจากฝุ่นละอองจะกระเจิง และดูดกลืน รังสีอาทิตย์ (Iqbal, 1983) การลดทอนรังสีอาทิตย์ดังกล่าว จะมีมากน้อยเพียงใดขึ้นกับความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth, AOD) (Iqbal, 1983) รายละเอียดของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองจะกล่าวถัดไป เนื่องจากฝุ่นละอองมีองค์ประกอบและสมบัติทางฟิสิกส์แตกต่างกันทำให้มีผลต่อรังสีอาทิตย์แตกต่างกัน เช่น ฝุ่นละอองที่มาจากพื้นดินและพื้นทราย ส่วนมากจะกระเจิงรังสีอาทิตย์ และฝุ่นละอองจากการสันดาปเชื้อเพลิงฟอสซิลที่มีแบล็คคาร์บอน ส่วนมากจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์

2.2.3.2 ผลกระทบทางอ้อม (Indirect effect)

ฝุ่นละอองมีผลต่อเมฆ เนื่องจาก โดยทั่วไปฝุ่นละอองทำหน้าที่เป็นแกนกลางของการกลั่นตัวของไอน้ำให้เป็นเมฆ (Cloud Condensation Nuclei: CCN) ดังรูป 22 และการควบแน่นของฝน ทำให้เกิดการบดบังรังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก



รูปที่ 22 ฝุ่นละอองทำหน้าที่เป็นแกนกลางของการกลั่นตัวของไอน้ำให้เป็นเมฆ

(ที่มา <http://www.iupui.edu/~g107/mod11/lecture02.htm>)

2.2.4 การศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง

2.2.4.1 การศึกษาหาค่าความลึกเชิงแสงจากสมการของอังสตรอม

การลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองเกิดได้ทั้งจากกระบวนการดูดกลืนและการกระเจิง อังสตรอม (Ångström, 1929) จึงเสนอให้บอกความสามารถในการลดทอนรังสีอาทิตย์ของฝุ่นละออง โดยใช้ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (Aerosol Optical Depth, AOD) มีสัญลักษณ์เป็น $\tau'_{\text{aer},\lambda}$ โดยค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง เป็นฟังก์ชันของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัว (turbidity coefficient) และตัวเลขยกกำลังของความยาวคลื่น (wavelength exponent) ได้ดังสมการ 2.21

$$\tau'_{\text{aer},\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.21)$$

เมื่อ	$\tau'_{\text{aer},\lambda}$	คือ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (-)
	β	คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม (-)
	α	คือ ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (-)
	λ	คือ ความยาวคลื่นของรังสีอาทิตย์ (μm)

โดยค่า β จะมีความสัมพันธ์กับความหนาแน่นของปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศ หรือจำนวนอนุภาคของฝุ่นละอองที่มีต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ ซึ่งถ้า β มีค่ามากแสดงว่าความหนาแน่นของฝุ่นละอองในบรรยากาศจะมีค่ามาก ตัวแปรอีกตัวคือ α ซึ่งจะมีความสัมพันธ์กับขนาดของฝุ่นละอองแบบผกผัน ซึ่งถ้า α มีค่าน้อยแสดงว่าฝุ่นละอองจะมีขนาดใหญ่ และ α มีค่ามากแสดงว่าฝุ่นละอองจะมีขนาดเล็ก โดยทั่วไปแล้วฝุ่นละอองจะมีค่า $\alpha = 1.3 \pm 0.5$

หากพิจารณาด้านสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง จะสามารถเขียนสมการสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ของฝุ่นละออง โดยอาศัยสมการของอังสตรอม (Ångström, 1929) ได้ดังนี้

$$\tau_{\text{aer},\lambda} = \exp(-\beta \lambda^{-\alpha} m_a) \quad (2.23)$$

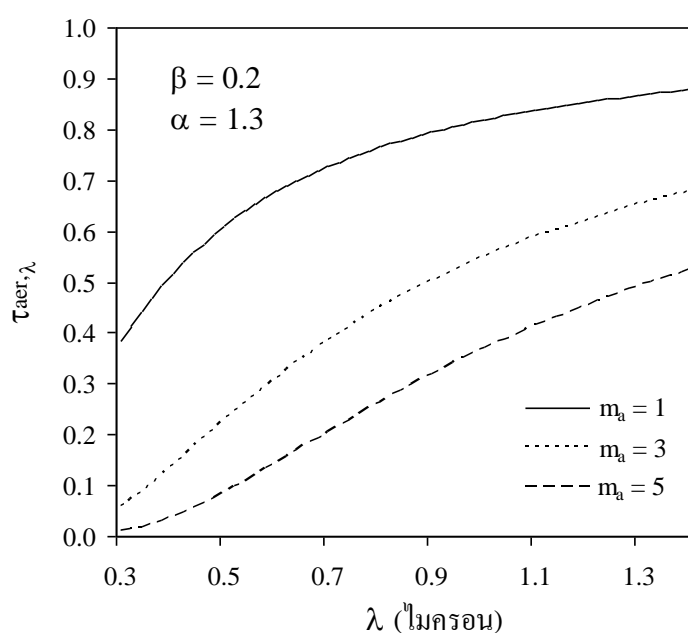
เมื่อ	$\tau_{\text{aer},\lambda}$	คือ สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น λ ของฝุ่นละออง (-)
	m_a	คือ มวลอากาศ (-)

ในกรณีสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองในช่วงความยาวคลื่นกว้าง (τ_{aer}) สามารถคำนวณได้ โดยใช้สูตรของเมชลเลอร์ (Mächler, 1983) ดังนี้

$$\tau_{aer} = (0.12445\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.1252\alpha) \exp[-\beta m_a (1.089\alpha + 0.5123)], \quad (2.24)$$

$\beta < 0.5$

ถ้าพล็อตกราฟตามสมการ (2.23) และนำค่า $\tau_{aer,\lambda}$ มาเขียนกราฟกับ λ จะเห็นได้ว่าค่าของ $\tau_{aer,\lambda}$ จะเพิ่มขึ้นตามค่า λ และที่ความยาวคลื่นมากๆ ฝุ่นละอองจะมีผลต่อรังสีอาทิตย์น้อย ดังรูป 23



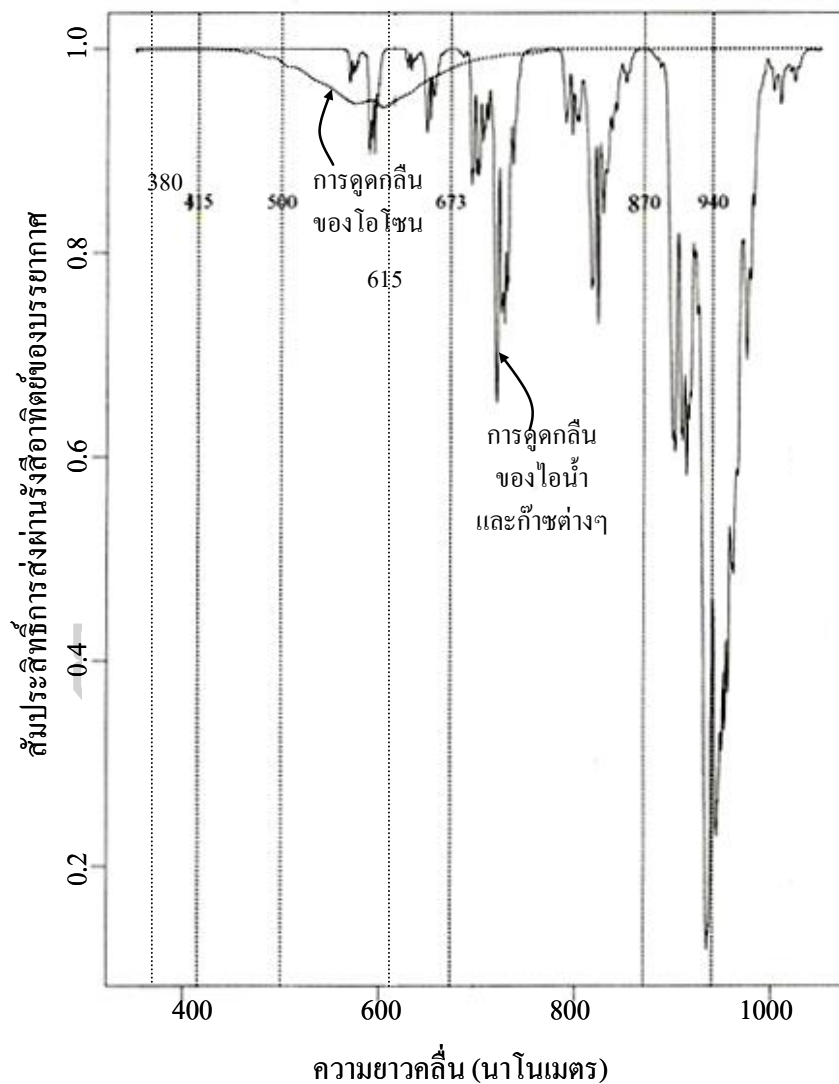
รูปที่ 23 กราฟระหว่างค่า $\tau_{aer,\lambda}$ กับ λ

จากรูปที่ 23 เป็นการแปรค่าของสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ของฝุ่นละออง ($\tau_{aer,\lambda}$) ตามความยาวคลื่น ในกรณีที่บรรยากาศมีสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอม (β) เท่ากับ 0.2 และตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (α) เท่ากับ 1.3 ที่มวลอากาศ (m_a) ค่าต่างๆ

2.2.4.2 การศึกษาหาค่าความลึกเชิงแสงและพารามิเตอร์ของอังสตรอมของฝุ่นละอองจากข้อมูลสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์

ในการศึกษาหาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองต้องทำการวัดสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆด้วยที่วัดออกมาเป็นค่าสเปกตรัมรังสีตรง เช่น เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer) หรือเครื่องประเภทเครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ (spectroradiometer)

โดยจะต้องเลือกวัดที่ความยาวคลื่นที่ซึ่งไม่มีการลดทอนรังสีอาทิตย์จากองค์ประกอบอื่นของบรรยากาศ เช่น ไออน้ำ โอโซน และก๊าซต่างๆ สามารถพิจารณาเลือกความยาวคลื่นได้จากกราฟการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของบรรยากาศ (รูปที่ 24) ซึ่งโดยทั่วไปจะนิยมเลือกวัดที่ความยาวคลื่น 380, 415, 500, 673 และ 870 nm โดยทำการวัดที่มวลอากาศค่าต่างๆ จากนั้นจะนำข้อมูลที่ได้มาทำการวิเคราะห์ดังนี้



รูปที่ 24 การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)

โดยในกรณีที่เลือกความยาวคลื่น $\lambda_1 = 415$ nm และ $\lambda_2 = 870$ nm ซึ่งไม่มีการดูดกลืนของโอโซน ไออน้ำ และก๊าซต่างๆ จากสมการของบูเกอร์ สามารถเขียนสมการซึ่งแสดงความสัมพันธ์

ระหว่างสเปกตรัมรังสีตรงที่วัดได้กับสเปกตรัมรังสีนอกบรรยากาศโลก และความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่นดังกล่าวได้ตั้งสมการ 2.24

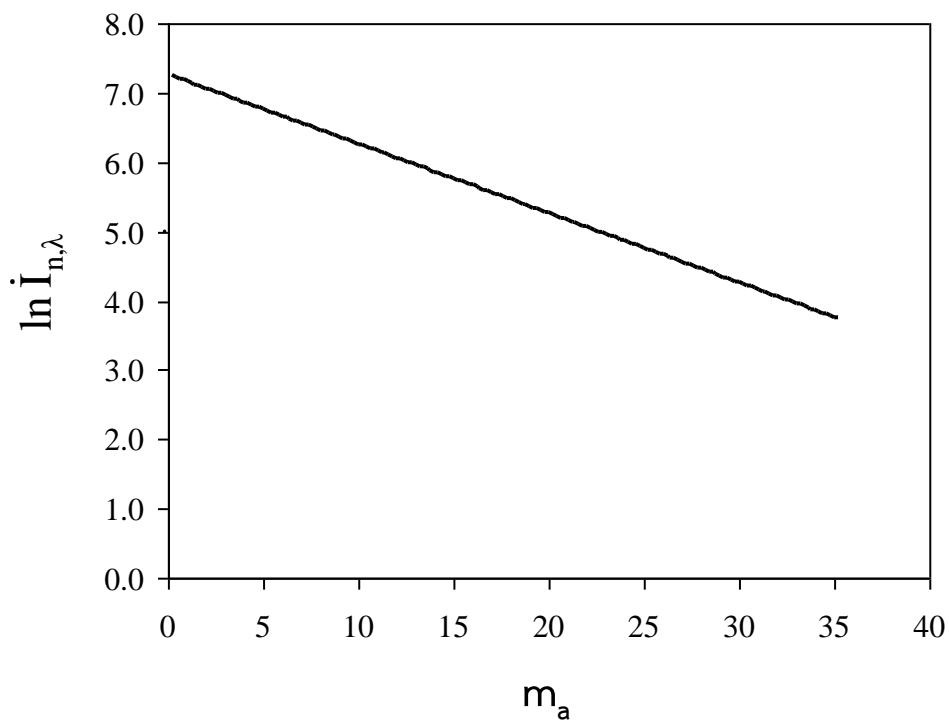
$$\dot{I}_{n\lambda_1} = \dot{I}_{0n\lambda_1} \exp[-(\tau'_{R\lambda_1} + \tau'_{aer,\lambda_1})m_a] \quad (2.24)$$

เมื่อ	$\dot{I}_{n\lambda_1}$	คือ รังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับรังสีที่ผ่านบรรยากาศโลกมายังเครื่องวัดที่ความยาวคลื่น λ_1 ($W m^{-2} \mu m^{-1}$)
	$\dot{I}_{0n\lambda_1}$	คือ รังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนระนาบตั้งฉากกับรังสีที่ตกกระทบที่ความยาวคลื่น λ_1 ($W m^{-2} \mu m^{-1}$)
	m_a	คือ มวลอากาศ (-)
	$\tau'_{R\lambda_1}$	คือ ความลึกเชิงแสงที่เกิดจากการกระเจิงรังสีอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ (-)
	τ'_{aer,λ_1}	คือ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (-)

จากสมการ (2.24) สามารถเขียนในรูปของสมการลอการิทึม ได้ดังนี้

$$\ln \dot{I}_{n\lambda_1} = \ln \dot{I}_{0n\lambda_1} - (\tau'_{R\lambda_1} + \tau'_{aer,\lambda_1}) m_a \quad (2.25)$$

จากสมการ (2.25) ถ้ามีค่ารังสีตรง $\dot{I}_{n\lambda_1}$ ที่ความยาวคลื่น λ_1 ซึ่งได้จากการวัดที่มวลอากาศค่าต่างๆ (m_a) จะสามารถนำค่า $\dot{I}_{n\lambda_1}$ มาเขียนกราฟกับค่าของ m_a ซึ่งจะได้กราฟเป็นเส้นตรงที่มีความชันเป็นลบตามตัวอย่างในรูปที่ 25



รูปที่ 25 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง $\ln I_{n,\lambda}$ กับมวลอากาศ (m_a) (เสริม จันทร์ฉาย, 2560)

ซึ่งจะเรียกวิธีการประมาณการแบบนี้ว่า กราฟแลงลีย์ (Langley plot) เพื่อเป็นเกียรติจึงตั้งชื่อตามผู้ที่คิดค้นวิธีนี้ ถัดมาจากกราฟรูปที่ 25 และสมการ (2.25) จะได้ค่าสัมบูรณ์ความชันของกราฟดังสมการ

$$s = \tau'_{R,\lambda_1} + \tau'_{\text{acr},\lambda_1} \quad (2.26)$$

เมื่อ s คือ ค่าสัมบูรณ์ของความชันของกราฟ

ในส่วนค่าของ τ'_{R,λ_1} เป็นค่าความลึกเชิงแสงที่เกิดจากการกระเจิงรังสีอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ สามารถคำนวณได้จากสมการ (2.19) และค่า s สามารถอ่านได้จากความชันของกราฟในรูปที่ 25 ดังนั้นจึงหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง ($\tau'_{\text{acr},\lambda_1}$) ได้ ในทำนองเดียวกันจากข้างต้นที่กล่าวไปแล้วว่าสามารถหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองได้จากสมการของอังสตรอม ซึ่งถ้านำค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองของ 2 ความยาวคลื่นตามวิธีแลงลีย์ โดยที่ความยาวคลื่น λ_2 ไม่มีการดูดกลืนของไอน้ำและก๊าซต่างๆ เช่นกัน จะได้เป็นค่า $\tau'_{\text{acr},\lambda_2}$ จากนั้นนำ $\tau'_{\text{acr},\lambda_1}$ และ $\tau'_{\text{acr},\lambda_2}$ แทนค่าลงในสมการของอังสตรอมข้างต้นที่กล่าวมาแล้ว (สมการ (2.21)) จะได้ว่า

$$\tau'_{\text{aer},\lambda_1} = \beta \lambda_1^{-\alpha} \quad (2.27)$$

และ
$$\tau'_{\text{aer},\lambda_2} = \beta \lambda_2^{-\alpha} \quad (2.28)$$

ทำการแก้สมการ (2.27) และ (2.28) จึงจะได้ค่า α และ β แสดงได้ดังนี้

$$\beta = \begin{cases} \frac{\tau'_{\text{aer},\lambda_1}}{\lambda_1^{-\alpha}} \\ \frac{\tau'_{\text{aer},\lambda_2}}{\lambda_2^{-\alpha}} \end{cases} \quad (2.29)$$

$$\alpha = \frac{\ln(\tau'_{\text{aer},\lambda_1} / \tau'_{\text{aer},\lambda_2})}{\ln(\lambda_2 / \lambda_1)} \quad (2.30)$$

ตามสมการ (2.30) สามารถเลือกคำนวณ β จาก $\tau'_{\text{aer},\lambda_1}$ หรือ $\tau'_{\text{aer},\lambda_2}$ ซึ่งจะได้ผลมีค่าเท่ากันและสามารถเลือกคำนวณที่ความยาวคลื่นที่มีการดูดกลืนของโอโซน (500, 615 และ 673 nm) ได้โดยผลที่ได้จะมีความคลาดเคลื่อนเล็กน้อย

2.3 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

รังสีที่แผ่จากดวงอาทิตย์จะเดินทางผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก โดยระหว่างทางจะถูกองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศ กระจัง และดูดกลืนซึ่งเรียกว่า การลดทอน ในการคำนวณความเข้มรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกจำเป็นต้องมีความรู้เกี่ยวกับองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศโลกนี้ด้วยในเรื่องของฝุ่นละออง

อังสตรอม (Ångström, 1929) ได้เสนอวิธีการที่จำคำนวณค่าการลดทอนรังสีอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง โดยหาค่าการลดทอนรังสีอาทิตย์หรือค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง จากความสัมพันธ์ของค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศ ที่สัมพันธ์กับค่าตัวเลขยกกำลังค่าๆ หนึ่ง ซึ่งตั้งว่าเป็นตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมซึ่งมีผลกับขนาดของอนุภาคฝุ่นละออง

สำหรับการศึกษาการลดทอนรังสีอาทิตย์ขององค์ประกอบต่างๆ ในบรรยากาศ ต้องพิจารณาในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆซึ่งสามารถผลของเมฆออกได้ (Watt, 1978) ได้ทำการศึกษารื่องดังกล่าวนี้ พบว่า โอโซน สามารถลดทอนรังสีอาทิตย์ได้อยู่ในช่วง 0.5 – 3.0% โมเลกุลอากาศอยู่

ในช่วง 11 – 13% ไอน้ำในบรรยากาศ 3.5 – 14% และฝุ่นละอองอยู่ในช่วง 0.1 – 26% ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับชนิดและคุณสมบัติของฝุ่นละออง

Janjai et al. (2003) ได้ทำการศึกษาค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศ จากข้อมูล 53 สถานีในประเทศไทย ซึ่งจะใช้ 3 วิธีในการคำนวณ ได้แก่ วิธีแลงลีย์ (Langley plot) จากสถานีทางภาคกลาง วิธี Louche (Louche, 1987) (จาก 3 สถานีหลัก ได้แก่ทางภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคใต้ และที่เหลือจะคำนวณโดยใช้แบบจำลอง พบว่า ในภาคเหนือ ภาคกลาง และภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีแนวโน้มเดียวกัน คือในช่วงฤดูแล้งจะมีค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศสูง แต่ในช่วงฤดูฝนจะมีค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศต่ำ และภาคใต้มีค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศค่อนข้างต่ำตลอดทั้งปี

Kumharn et al. (2012) ได้ทำการศึกษาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง ที่ ประเทศอังกฤษ และประเทศมาเลเซีย จากเครื่อง Brewer ซึ่งเป็นเครื่องสเปกโตรโฟโตมิเตอร์ที่ วัดในช่วงความยาวคลื่นอัลตราไวโอเล็ต ทำการวิเคราะห์ที่ใช้วิธีแลงลีย์ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆ และมีการเปรียบเทียบกับเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ซึ่งให้ผลของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองสอดคล้องกันดี

Janjai et al. (2012) ทำการศึกษาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในประเทศไทย จำนวน 4 สถานี ได้แก่ จังหวัดเชียงใหม่ จังหวัดนครปฐม จังหวัดอุบลราชธานี จังหวัดสงขลา ที่ติดตั้งเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer) เพื่อศึกษาคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง พบว่า ที่จังหวัดเชียงใหม่ จังหวัดนครปฐม จังหวัดอุบลราชธานี จะมีแนวโน้มคล้ายคลึงกัน แต่ในจังหวัดสงขลาจะมีแนวโน้มแตกต่างเนื่องจากสภาพภูมิประเทศในจังหวัดสงขลาเป็นแบบทะเลจึงแตกต่างกันจังหวัดอื่นๆ ซึ่งส่วนมากเป็นผืนแผ่นดิน

บทที่ 3

วิธีการดำเนินงานวิจัยและผล

รังสีอาทิตย์ที่แผ่มาจากดวงอาทิตย์จะเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก ซึ่งระหว่างทางจะถูกองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศลดทอนโดยการกระเจิง และดูดกลืน ในการคำนวณความเข้มรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกจำเป็นต้องมีทราบค่าองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศโลกเช่น ไอน้ำ ฝุ่นละออง โอโซน ก๊าซต่างๆ และโมเลกุลอากาศ ซึ่งผลกระทบขององค์ประกอบดังกล่าวที่มีต่อรังสีอาทิตย์ด้วย

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง โดยการประยุกต์เครื่องมือและศึกษาค่าคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองในพื้นที่จังหวัดลพบุรี

3.1 เครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัย

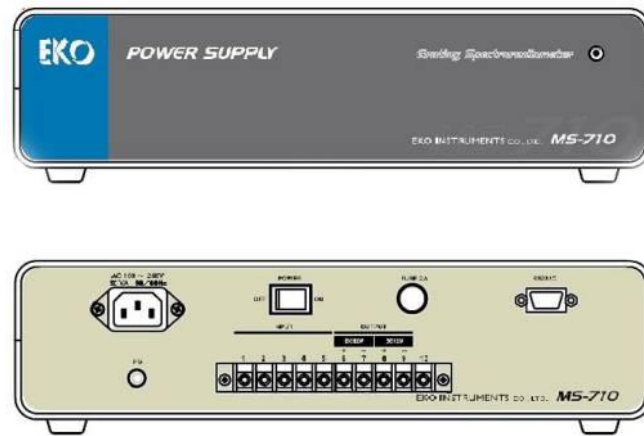
3.1.1 เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (spectroradiometer)

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยต้องการศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง เพื่อใช้ในงานทางด้านรังสีอาทิตย์สำหรับเครื่องมือที่ใช้ในการวิเคราะห์ค่าของฝุ่นละอองนั้นต้องใช้เครื่องมือวัดสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ ในงานนี้ผู้วิจัยได้เลือกใช้เครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ (Spectroradiometer) รุ่น MS-710 ผลิตโดยบริษัท EKO Instrument ประเทศญี่ปุ่น ซึ่งปกติแล้วจะวัดค่าสเปกตรัมรังสีรวมของดวงอาทิตย์ นำมาดัดแปลงเพื่อใช้ในการวัดรังสีตรง เครื่องมื่อดังกล่าวประกอบด้วย 2 ส่วน คือ ส่วนรับรังสีเป็นหัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (รูปที่ 26) และเครื่องควบคุม (power supply) (รูปที่ 27) โดยที่รายละเอียดส่วนประกอบและการทำงานอธิบายได้ดังนี้



รูปที่ 26 หัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ของเครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์

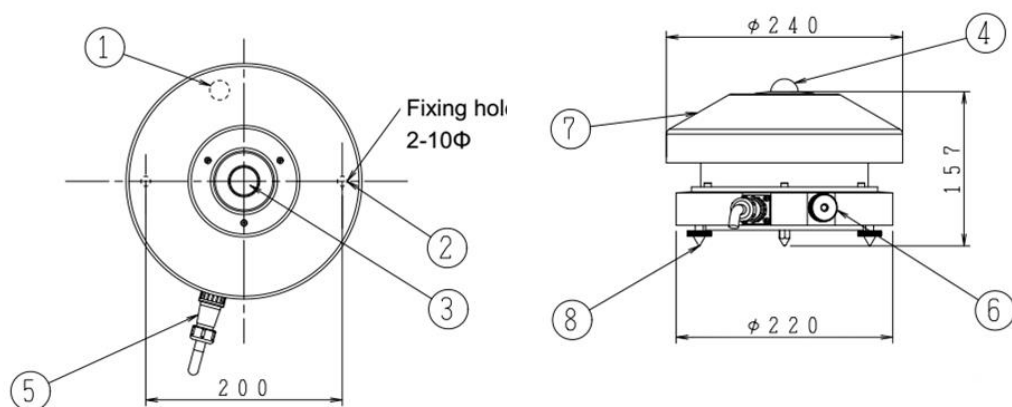
(ที่มา <https://eko-eu.com/products/solar-energy/spectroradiometers/ms-711-spectroradiometer>)



รูปที่ 27 เครื่องควบคุมของเครื่องสเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ (EKO Instrument Manual, 2013)

3.1.1.1 หัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิติย์

หัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิติย์จะต้องติดตั้งในพื้นที่ทำการวัดภายนอกอาคาร สำหรับรับความเข้มรังสีอาทิติย์ที่แผ่มาจากดวงอาทิตย์แล้วแยกออกเป็นความเข้มรังสีอาทิติย์ที่แต่ละความยาวคลื่น (สเปกตรัมรังสีอาทิติย์) โดยภาพร่างส่วนประกอบภายนอกของหัววัดดังกล่าวแสดงได้ดังรูปที่ 28



รูปที่ 28 ภาพร่างส่วนประกอบภายนอกของหัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิติย์ (EKO Instrument Manual, 2013)

หัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ประกอบด้วยอุปกรณ์ต่างๆ ที่ทำหน้าที่แตกต่างกัน โดยหน้าที่และการทำงานตามหมายเลขที่แสดงในรูปที่ 28 อธิบายได้ดังนี้

หมายเลข 1 ระดับน้ำ (spirit level) คือ อุปกรณ์ที่ใช้สำหรับการวัดระดับความเอียงของระนาบ มีลักษณะเป็นวงกลม มีของเหลวบรรจุในหลอดแก้วและมีฟองอากาศอยู่กึ่งกลางวงกลม เมื่อวงอากาศอยู่ตรงกลางหมายถึงเครื่องมือติดตั้งได้ระดับแล้ว

หมายเลข 2 รูใส่เนื้อยึด (fixing holes) เป็นส่วนที่สำหรับใส่เนื้อยึดเครื่องมือไว้กับฐาน

หมายเลข 3 ดิฟฟิวเซอร์ (diffuser) เป็นเซ็นเซอร์ส่วนที่ทำหน้าที่รับรังสีอาทิตย์จากท้องฟ้า

หมายเลข 4 โดมแก้ว (glass dome) โดมแก้วจะอยู่กึ่งกลางของหัววัดและครอบตัวเซ็นเซอร์เพื่อป้องกันสิ่งสกปรก ป้องกันฝน และการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ

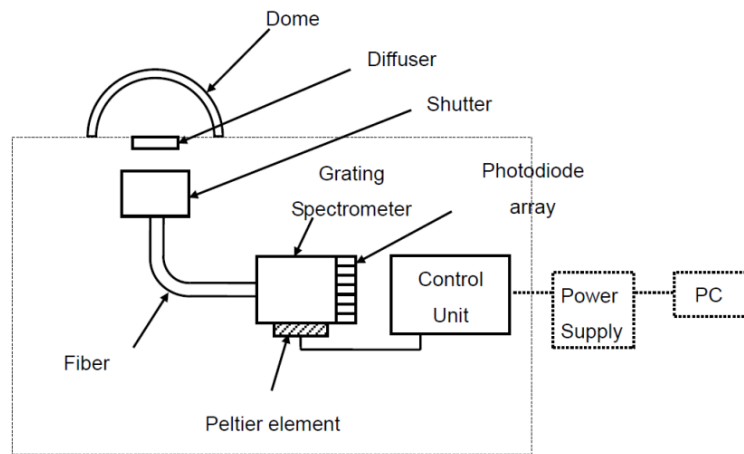
หมายเลข 5 สายเชื่อมต่อ (sensor cable connector) ประกอบไปด้วยสายไฟฟ้าและสายสัญญาณข้อมูลที่ต่อมาจากเครื่อง ควบคุม

หมายเลข 6 สารดูดความชื้น (drying cartridge) บรรจุสารดูดความชื้นชนิด silica gel เพื่อดูดความชื้นจากตัวเซ็นเซอร์ภายในหัววัด ต้องเปลี่ยนสารดูดความชื้นอยู่เสมอๆ เพื่อให้วงจรภายในแห้งอยู่เสมอ

หมายเลข 7 ฝาครอบ (cover) ทำหน้าที่ปิดบังแสงที่ตกกระทบตัวเครื่องเพื่อป้องกันอุณหภูมิที่เพิ่มขึ้นตามรังสีอาทิตย์

หมายเลข 8 น็อตปรับระดับ (leveling screws) น็อตสำหรับปรับเครื่องมือให้ได้ระดับ

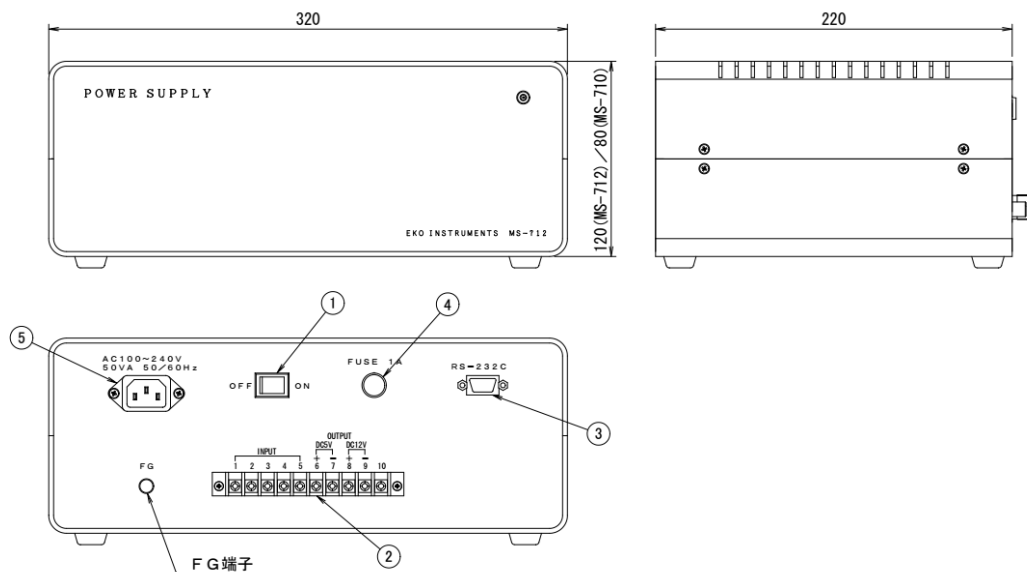
โดยหัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ซึ่งจะทำหน้าที่รับรังสีอาทิตย์ซึ่งผ่านโดมแก้วมาตกกระทบบนตัวดิฟฟิวเซอร์ รังสีอาทิตย์จะเข้าไปสู่ภายในของหัววัดที่มีเกรตติง (grating) และ โฟโตไดโอด (photo-diode) และสามารถแยกสเปกตรัม (spectral resolution) รังสีออกเป็นความเข้มของแต่ละความยาวคลื่น ไดอะแกรมสำหรับการรับรังสีของหัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ได้ดังรูปที่ 29 และจะส่งข้อมูลผ่านสายสัญญาณไปยังเครื่องควบคุม



รูปที่ 29 ไดอะแกรมการรับรังสีของหัววัดสเปกตรัมรังสีอินฟราเรด (EKO MS-710 and MS-712 Broadband Infrared Spectroradiometer (WISER Series) with CR3000 Datalogger, 2014)

3.1.1.2 เครื่องควบคุม

เครื่องควบคุมเป็นตัวกลางที่เชื่อมต่อระหว่างหัววัดสเปกตรัมรังสีอินฟราเรดและคอมพิวเตอร์ โดยทำหน้าที่รับข้อมูลจากคอมพิวเตอร์และสื่อสารให้เครื่องวัดสเปกตรัมทำการวัดรังสีอินฟราเรดและส่งข้อมูลกลับไปยังเครื่องคอมพิวเตอร์ ซึ่งรายละเอียดส่วนประกอบต่างๆ ของเครื่องจะอธิบายตามหมาย ซึ่งแสดงได้ดังรูป 30



รูปที่ 30 ส่วนประกอบของเครื่องควบคุม (EKO Instrument Manual, 2013)

จากรูป 30 แสดงส่วนประกอบของเครื่องควบคุมโดยหมายเลขต่างๆ สามารถอธิบายได้ดังนี้

หมายเลข 1 ปุ่มเปิด-ปิดเครื่อง (power switch) ปุ่มสำหรับการเปิดหรือปิดเครื่อง ซึ่งกดปุ่มไปขวา (ON) เป็นการเปิดเครื่อง และกดปุ่มไปทางตรงกันข้าม (OFF) จะเป็นการปิดเครื่อง

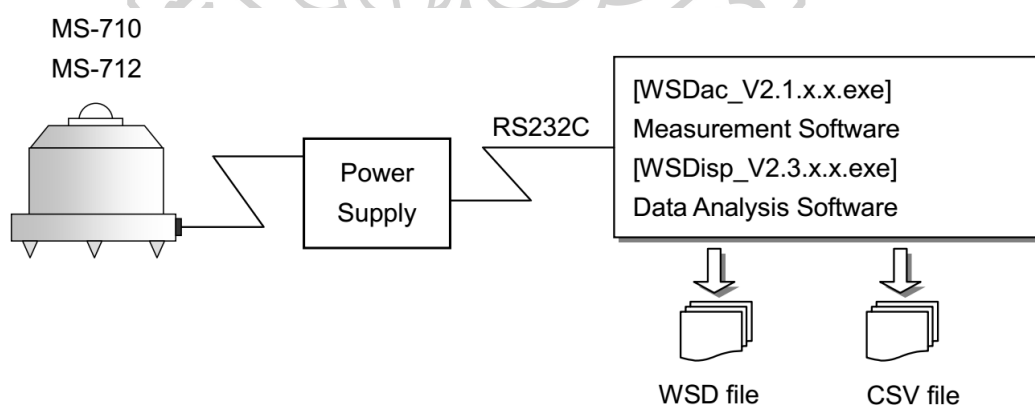
หมายเลข 2 แผงต่อไฟ (lug terminal block) แผงหมายเลข 2 นี้ประกอบด้วย 10 ช่อง ที่เชื่อมต่อกับหัววัดสเปกตรัมรังสีอาทิติย์

หมายเลข 3 ช่องต่อสายส่งข้อมูล ช่องนี้จะใช้สาย RS-232 ในการเชื่อมต่อระหว่าง เครื่องควบคุม กับคอมพิวเตอร์ เพื่อส่งข้อมูลออก

หมายเลข 4 ฟิวส์ (fuse holder) ฟิวส์เป็นอุปกรณ์นิรภัย ทำหน้าที่ป้องกันการลัดวงจร และการใช้กระแสไฟเกิน 2 แอมแปร์โดยจะหลอมละลายและตัดกระแสไฟออกจากวงจรเพื่อป้องกันเครื่องเสียหาย

หมายเลข 5 ช่องเสียบสายไฟ (AC power connector) เพื่อการใช้งานต้องให้ไฟฟ้าโดยเชื่อมต่อกับไฟบ้าน AC 100~240V, 50/60Hz

การใช้งานเครื่องวัดสเปกตรัม ผู้วิจัยได้นำหัววัดสเปกตรัมไปติดตั้งกลางแจ้งแล้วเชื่อมต่อสายนำข้อมูลที่ได้ผ่านเข้าเครื่อง ควบคุม และส่งต่อผ่านสาย RS-232 ไปยังเครื่องคอมพิวเตอร์ที่ติดตั้งโปรแกรมซอฟต์แวร์ไว้แล้วโดยแผงการทำงานแสดงดังรูปที่ 31 ซึ่งรายละเอียดโปรแกรมอธิบายได้ดังนี้

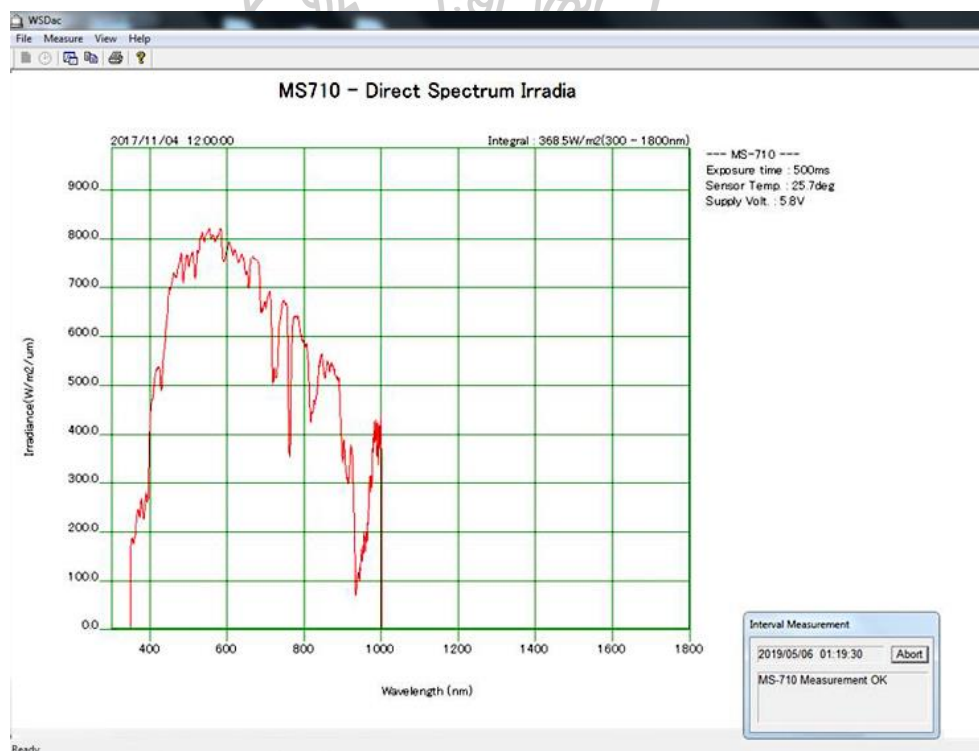


รูปที่ 31 แผงการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิติย์ (EKO Intrument Manual, 2013)

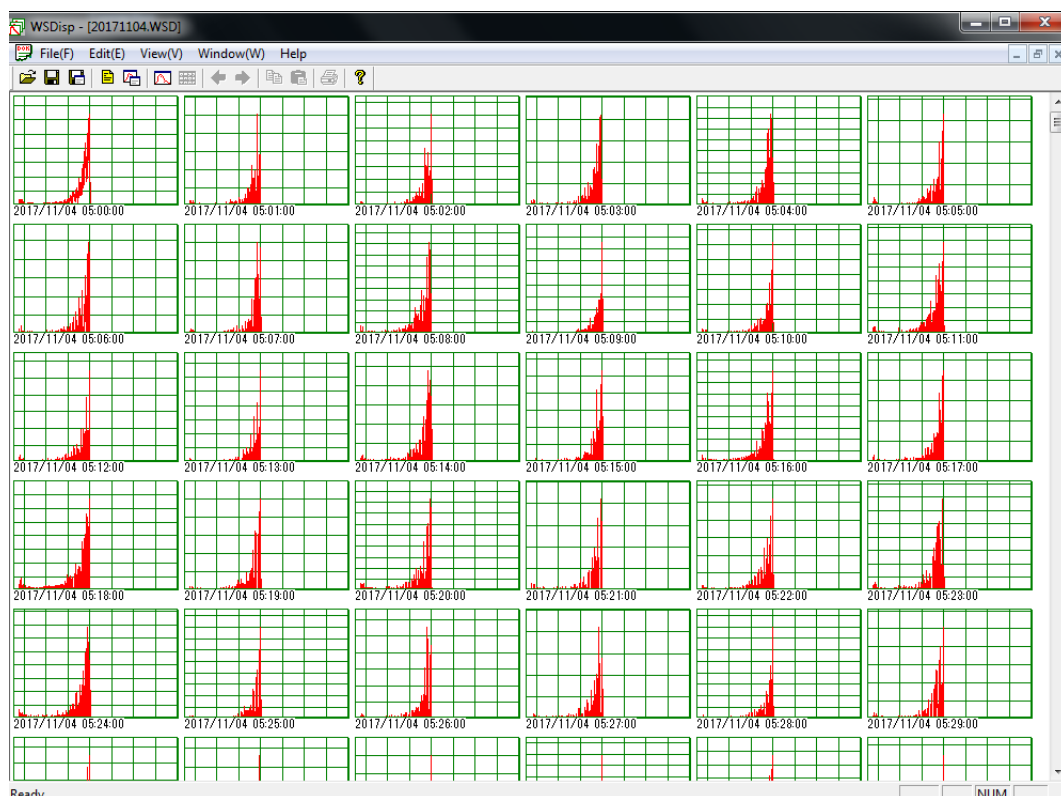
3.1.1.3 ซอฟแวร์ของเครื่องสเปกตรัมรังสีอาทิตย์

ผู้วิจัยได้ติดตั้งโปรแกรม WSDac ลงบนคอมพิวเตอร์ ซึ่งเป็นโปรแกรมสำหรับเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ และตั้งค่าให้เครื่องทำการวัดค่าทุก 1 nm ในช่วงความยาวคลื่นตั้งแต่ 350 – 1100 nm โดยจะทำการวัดทุก 1 นาที ตั้งแต่เวลา 05:00 – 20:00 น. ข้อมูลบันทึกได้จะอยู่ในไฟล์นามสกุล .WSD ตัดไฟล์ทุกวันดังนั้นจะได้ข้อมูลวันละ 1 ไฟล์ ตัวอย่างค่าที่วัดได้และแสดงในโปรแกรม WSDac ของวันที่ 4 พฤศจิกายน 2017 เวลา 12:00 น. แสดงในรูปที่ 32

เนื่องจากข้อมูลที่บันทึกเป็นไฟล์นามสกุล .WSD จะต้องทำการแปลงไฟล์เพื่อนำข้อมูลมาวิเคราะห์ ผู้วิจัยจึงติดตั้งโปรแกรม WSDisp ซึ่งเป็นโปรแกรมจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์เพื่อทำการแปลงไฟล์นามสกุล .WSD เป็น ไฟล์ .CSV และสามารถเปิดอ่านด้วยโปรแกรม Microsoft Excel ได้ โดยตัวอย่างข้อมูลของวันที่ 30 พฤศจิกายน 2017 จากโปรแกรม WSDisp แสดงดังรูป 33



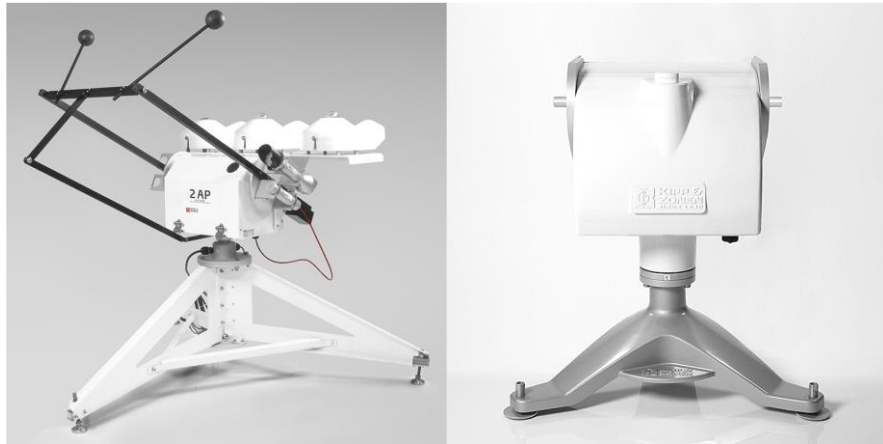
รูปที่ 32 ตัวอย่างค่าสเปกตรัมรังสีตรง วันที่ 4 พฤศจิกายน 2017 เวลา 12:00 น. โปรแกรม WSDac



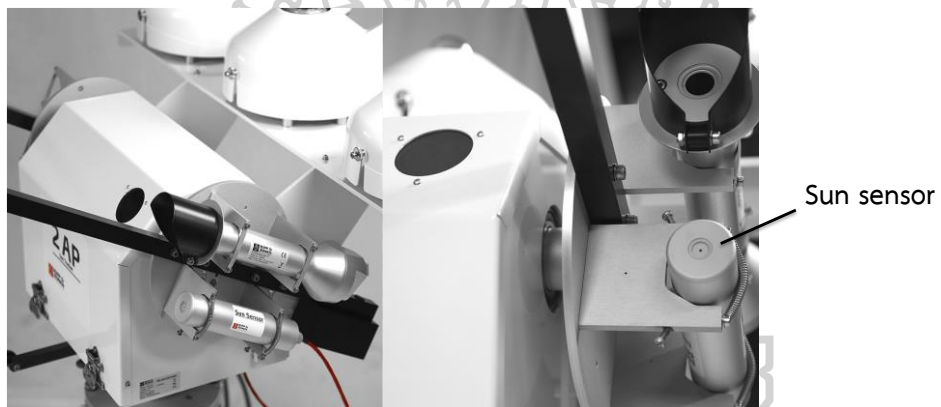
รูปที่ 33 ตัวอย่างค่าสเปกตรัมรังสีตรง ของ วันที่ 4 พฤศจิกายน 2017 โปรแกรม WSDisp

3.1.2 เครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ (sun tracker)

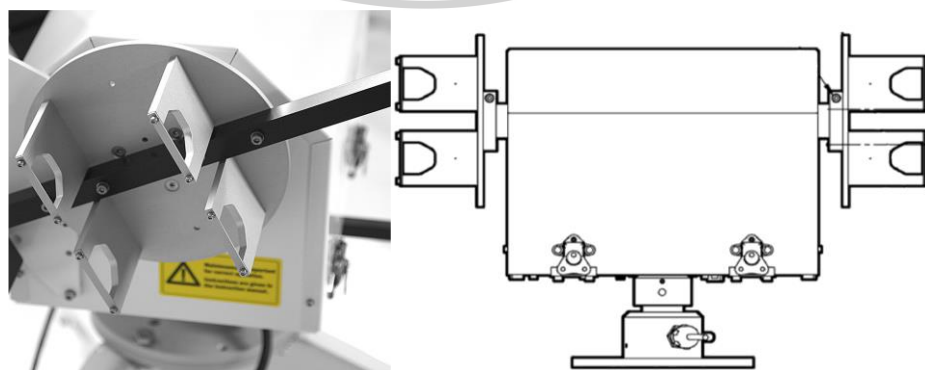
นอกเหนือจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์แล้วผู้วิจัยยังจำเป็นต้องใช้เครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ หรือเครื่อง sun tracker เพื่อติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ตลอดทั้งวัน โดยเครื่องติดตาม รุ่น 2AP ผลิตโดยบริษัท Kipp & Zonen (รูปที่ 34) ซึ่งประกอบด้วยแกนหมุน 2 แกน โดยแกนที่ 1 จะเพนแกนที่หมุนในแนวตั้ง ทำหน้าที่หมุนเปลี่ยนมุมอาซิมุทและแกนที่ 2 เป็นแกนที่หมุนอยู่ในแนวนอน ทำหน้าที่หมุนเปลี่ยนมุมอัลติจูด และติดตั้งอุปกรณ์ที่เรียกว่า ชั้นเซ็นเซอร์ (sun sensor) (รูปที่ 35) เพื่อให้ชี้ไปที่ดวงอาทิตย์ได้อย่างแม่นยำ เนื่องจากมุมอาซิมุทและมุมอัลติจูดของดวงอาทิตย์มีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา ด้านซ้ายและขวาของตัวเครื่องจะมีแป้นยึดสำหรับติดตั้งเครื่องวัด ดังรูปที่ 36



รูปที่ 34 เครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ (Instruction Manual 2AP, 2005)



รูปที่ 35 อุปกรณ์ sun sensor (Instruction Manual 2AP, 2005)



รูปที่ 36 แป้นยึดสำหรับติดตั้งเครื่องวัด (Instruction Manual 2AP, 2005)

3.1.3 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky camera)

ในงานวิจัยนี้ทำการศึกษาค่าของฝุ่นละอองจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ซึ่งข้อมูลที่สามารถนำมาคำนวณนั้นจะต้องเป็นข้อมูลในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆ ผู้วิจัยจึงติดตั้งเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky camera) ดังแสดงในรูปที่ 37 เครื่องรุ่น PSV-100W2 ผลิตจากบริษัท PREDE ประเทศญี่ปุ่น โดยเครื่องจะบันทึกภาพท้องฟ้า 180° ผู้วิจัยตั้งค่าให้บันทึกภาพทุก 5 นาที ตั้งแต่เวลา 05:00 – 19:00 น. ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าแสดงในรูปที่ 38



รูปที่ 37 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า



รูปที่ 38 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆ

3.1.4 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer)

ในการคำนวณค่าของฝุ่นละอองจำเป็นต้องมีการเปรียบเทียบข้อมูลเพื่อเป็นการอ้างอิงว่า ข้อมูลที่ผู้วิจัยคำนวณได้ถูกต้องมากน้อยเพียงใด ซึ่งในการเปรียบเทียบข้อมูลของฝุ่นละอองผู้วิจัยได้ใช้ ข้อมูลจากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ รุ่น CE-318 ของบริษัท Cimel Electronique (รูป 39) ซึ่งผู้วิจัยนำ เครื่องดังกล่าวติดตั้งบริเวณเดียวกับเครื่องที่ทำการศึกษา เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์มีหลักการทำงาน คือ ในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆเครื่องจะวัดค่าสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น 340, 440, 500, 675, 870, 940 และ 1020 nm และส่งข้อมูลไปยังตู้ควบคุมซึ่งเชื่อมต่อกับคอมพิวเตอร์ เพื่อส่งสัญญาณข้อมูลไปยังเซิร์ฟเวอร์ของเครือข่าย Aerosol Robotic Network (AERONET) ภายใต้การควบคุมขององค์การบริหารการบินและอวกาศแห่งชาติ (National Aeronautics and Space Administration) หรือ องค์การนาซา (NASA) โดยเครือข่ายนี้จัดตั้งขึ้นเพื่อศึกษาทางด้านฝุ่น ละอองทั่วโลก มีเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ติดตั้งอยู่ทั่วโลกทุกเครื่องจะส่งข้อมูลไปยังเซิร์ฟเวอร์เพื่อทำการ วิเคราะห์หาค่าของฝุ่นละออง ข้อมูลที่ได้จะอัปโหลดลงบนเว็บไซต์ <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/> สามารถดาวน์โหลดข้อมูลได้โดยไม่มีค่าใช้จ่ายตัวอย่างหน้าเว็บไซต์แสดงได้ดังรูป 40



รูปที่ 39 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งที่สถานีลพบุรี

NASA GODDARD SPACE FLIGHT CENTER | + Visit NASA.gov

AERONET

AEROSOL ROBOTIC NETWORK

+ AEROSOL OPTICAL DEPTH | + AEROSOL INVERSIONS | + SOLAR FLUX | + OCEAN COLOR | + MARITIME AEROSOL

AERONET Data Download Tool **Version 3 Direct Sun Algorithm**

Select the AERONET site of interest:

Geographic Region: Asia | Country/State: Thailand | AERONET Site: Bangkok

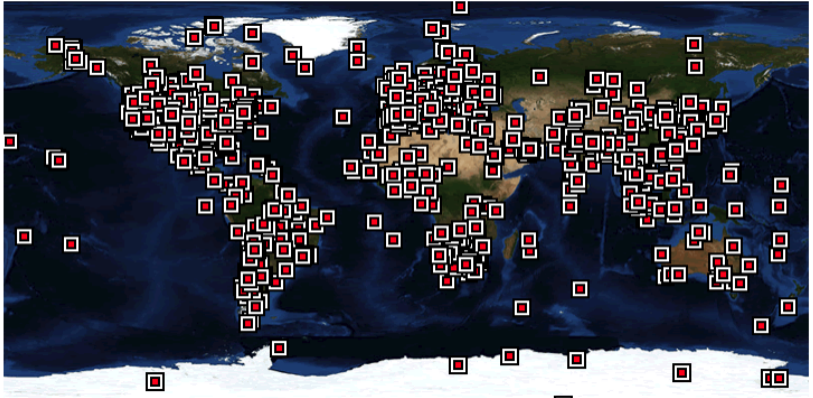
Get Download Form

Back to World Map

Sites: Permanent Campaigns

Total Data (Years): All >0.5 >1 >2 >3 >5 >7 >10 >15

Click on the map to zoom and select sites below map for download form.



AAOT (45.314N, 12.508E)	Abisko (68.350N, 18.817E)	Abracos_Hill (10.760S, 62.358W)
Abu_Ai_Bukhoosh (25.495N, 53.146E)	Abu_Dhabi (24.476N, 54.329E)	Adelaide_Site_7 (34.725S, 138.656E)
AgiaMarina_Xyliatou (35.038N, 33.058E)	Agoufou (15.345N, 1.479W)	Agri_School (10.081S, 56.180W)
Aguascalientes (21.700N, 102.320W)	Agua_Emendadas (15.582S, 47.656W)	Ahi_De_Cara (37.120N, 3.430W)
Ahmedabad (23.017N, 72.517E)	Aire_Adour (43.700N, 0.250E)	Al_Ain (24.242N, 55.705E)
Albany_Oregon (44.583N, 123.067W)	Albergue_UGR (37.096N, 3.387W)	Alboran (35.940N, 3.353W)
Albuquerque (35.052N, 106.536W)	Al_Dhafra (24.254N, 54.550E)	Allanca (14.733S, 47.533W)
Alishan (23.508N, 120.813E)	Alkali_Lake (37.859N, 117.382W)	Al_Khaznah (24.159N, 55.101E)
Al_Qlaa (24.133N, 53.033E)	Alta_Floresta (9.871S, 56.104W)	Amazon_ATT0_Tower (2.144S, 59.000W)
American_Samoa (14.247S, 170.564W)	Ames (42.021N, 93.775W)	Amiaz (31.067N, 35.342E)
Amity_Univ_Gurgaon (28.317N, 76.916E)	Amsterdam_Island (37.800S, 77.572E)	Andenes (69.278N, 16.009E)

รูปที่ 40 หน้าเว็บไซต์ <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/> ขององค์การนาซา

ในรูปที่ 40 แสดงหน้าเว็บไซต์ที่ใช้ในการดาวน์โหลดข้อมูลที่ได้จากเครื่องชั้นโพโตมิเตอร์ที่เข้าร่วมเครือข่าย AERONET ทั่วโลก ข้อมูลเกี่ยวกับฝุ่นละอองที่สามารถดาวน์โหลดค่าคุณสมบัติของฝุ่นละออง นอกจากข้อมูลเกี่ยวกับฝุ่นละอองแล้วยังมีข้อมูล ไออน้ำ ไอออน อีกด้วย

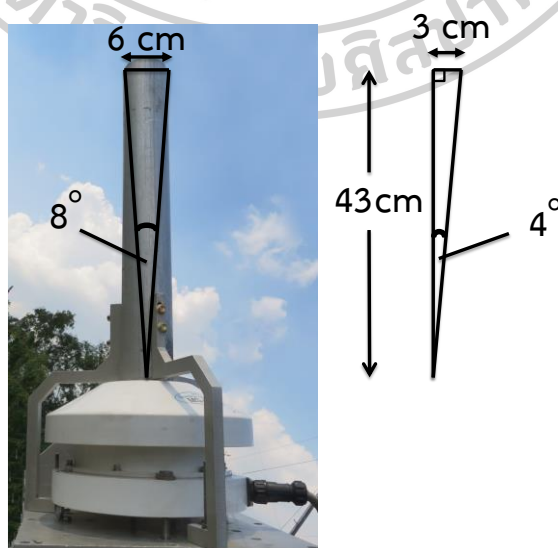
3.2 การประยุกต์เครื่องมือเพื่อวัดสเปกตรัมรังสีตรง

3.2.1 วิธีการประยุกต์เครื่องมือเพื่อวัดสเปกตรัมรังสีตรง

งานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้นำเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีรวมของดวงอาทิตย์จากหัวข้อ 3.1.1 (รูปที่ 41) ติดตั้งท่อบังคับแสง (collimator) เพื่อให้มีเฉพาะส่วนของรังสีตรงส่องเข้าไปยังหัววัด ผู้วิจัยได้ออกแบบให้ FOV (field of view) ขนาด 8° ซึ่งอาศัยตาม FOV ของเครื่องวัดรังสีตรงของดวงอาทิตย์ ที่มีขอบเขต FOV อยู่ระหว่าง $5 - 11^{\circ}$ โดยได้ดำเนินการทางเรขาคณิตเพื่อหาขนาดของท่อบังคับแสง ซึ่งจะมีตัวกระบอกยาว 43 cm เส้นผ่านศูนย์กลางขนาด 6 cm (รูปที่ 42) และผนังด้านในของท่อบังคับแสงจะพ่นสีดำเพื่อป้องกันการสะท้อนแสง จากนั้นนำไปติดตั้งบนเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ ที่มีท่อบังคับแสงบนเครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์จึงได้ชุดเครื่องมือที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้น (รูปที่ 43)



รูปที่ 41 เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีรวมของดวงอาทิตย์ที่จะนำมาประยุกต์



รูป 3.18 ท่อบังคับแสงที่มี FOV 8°



รูปที่ 42 ชุดเครื่องมือที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้น

3.2.2 การศึกษาปริมาณฝุ่นละอองจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้น

ผู้วิจัยได้นำข้อมูลค่าสเปกตรัมรังสีตรงที่วัดได้จากชุดเครื่องมือที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้นมาคัดกรองให้เหลือเฉพาะในช่วงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ มาทำการวิเคราะห์หาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth, AOD) และคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองในแต่ละความยาวคลื่น โดยค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองจะเป็นตัวแปรที่บ่งบอกถึงปริมาณของฝุ่นละออง สามารถแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าสเปกตรัมรังสีอาทิตย์กับความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองและตัวแปรอื่นๆ ได้ ตามกฎของบูเกอร์ (Bouguer's law) ดังสมการที่ (3.1)

$$I_{n\lambda} = I_{0n\lambda} \exp[-(\tau'_{R\lambda} + \tau'_{acr\lambda} + \tau'_{O\lambda} + \tau'_{w\lambda} + \tau'_{g\lambda})] m_a \quad (3.1)$$

เมื่อ $I_{n\lambda}$ คือ ความเข้มรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น λ ที่พื้นผิวโลก [$W m^{-2}$]

$I_{0n\lambda}$ คือ ความเข้มรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น λ นอกบรรยากาศโลก [$W m^{-2}$]

m_a คือ มวลอากาศ (-)

$\tau'_{R\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงของการกระเจิงรังสีอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ (-)

$\tau'_{aer\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (-)

$\tau'_{O\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงของโอโซน (-)

$\tau'_{w\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงของไอน้ำ (-)

$\tau'_{g\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงของก๊าซต่างๆ (-)

ในการคำนวณค่าความลึกเชิงแสง ผู้วิจัยนำข้อมูลสเปกตรัมรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ที่วัดได้จากชุดเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้น ($I_{n\lambda}$) เป็นตัวแปรที่จะ input ตามในสมการข้างต้น สำหรับงานนี้ผู้วิจัยได้เลือกใช้ข้อมูลที่มี 5 ความยาวคลื่น ได้แก่ ความยาวคลื่นที่ 380 nm, 440 nm, 500 nm, 675 nm, และ 870 nm มาทำการวิเคราะห์หาปริมาณฝุ่นละอองเนื่องจากความยาวคลื่นดังกล่าวไม่มีการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของก๊าซต่างๆ และไอน้ำ มีเพียงการกระเจิงรังสีอาทิตย์โดยโมเลกุลอากาศและการลดทอนรังสีอาทิตย์ของฝุ่นละออง จึงสามารถจัดรูปสมการ (3.1) ได้ดังสมการ (3.2) ดังนี้

$$I_{n\lambda} = I_{0n\lambda} \exp[-(\tau'_{R\lambda} + \tau'_{aer\lambda})] m_a \quad (3.2)$$

จากสมการ (3.2) สามารถจัดให้อยู่ในรูปลอการิทึมธรรมชาติ

$$\ln I_{n\lambda} = \ln I_{0n\lambda} - (\tau'_{R\lambda} + \tau'_{aer\lambda}) m_a \quad (3.3)$$

จากนั้นนำค่า $\ln I_{n\lambda}$ มาเขียนกราฟกับค่า m_a ซึ่งแปรค่าตามค่ามุมเซนนิธของดวงอาทิตย์จะได้กราฟเส้นตรงที่มีความชันเท่ากับ $-(\tau'_{R\lambda} + \tau'_{aer\lambda})$ เรียกกราฟรูปแบบนี้ว่า กราฟแลงลีย์ (Langley plot) ตัวอย่าง (รูปที่ 43) สำหรับค่าของ $\tau'_{R\lambda}$ สามารถคำนวณได้จากสมการ (3.4) และค่า m_a คำนวณจากสมการ (3.5)

$$\tau'_{R\lambda} = 0.008735\lambda^{-4.08} \quad (3.4)$$

เมื่อ $\tau'_{R\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงที่เกิดจากการกระเจิงรังสีอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ (-)

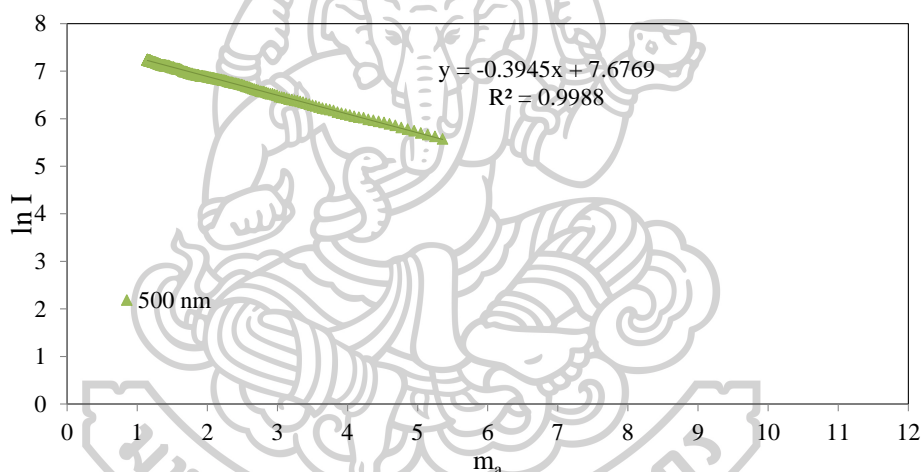
λ คือ ความยาวคลื่นของรังสีอาทิตย์ (μm)

$$m_a = m_r \left(\frac{p}{101.325} \right) \quad (3.5)$$

คาสเทน (Kasten, 1965) ได้เสนอทฤษฎีเพื่อหาค่า m_r ในรูปแบบสมการเอมไพริคัล สามารถแสดงเป็นความสัมพันธ์ระหว่าง m_r กับ θ_z ได้ดังนี้

$$m_r = [\cos\theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (3.6)$$

เมื่อ	m_a	คือ	มวลอากาศ (-)
	m_r	คือ	มวลอากาศสัมพัทธ์ (-)
	p	คือ	ความดันบรรยากาศ (kPa)
	θ_z	คือ	มุมเซนิตของดวงอาทิตย์ ($^\circ$)
	λ	คือ	ความยาวคลื่นของรังสีอาทิตย์ (μm)



รูปที่ 43 กราฟแลงลีย์ ของวันที่ 2 พฤศจิกายน 2018 ที่ความยาวคลื่น 500 nm

จากนั้นสามารถคำนวณค่า $\tau'_{\text{aer}\lambda}$ ได้จากความชันของกราฟที่หักล้างกับ $\tau_{R\lambda}$ จากตัวอย่าง (รูปที่ 43) ของกรณี 500 nm พบว่าค่าความชันมีค่าเท่ากับ (-0.395) และคำนวณค่า $\tau_{R,500}$ ได้เท่ากับ 0.147 ดังนั้นค่าความลึกเชิงแสงของฟุ้งละอองที่ความยาวคลื่น 500 nm หรือ (AOD_{500}) จะมีค่าเท่ากับ 0.248 มาจาก $(0.395 - 0.147 = 0.248)$ และสามารถคำนวณที่ความยาวคลื่นอื่นๆ ได้เช่นเดียวกัน

3.2.3 การศึกษาการทดสอบเครื่องมือ

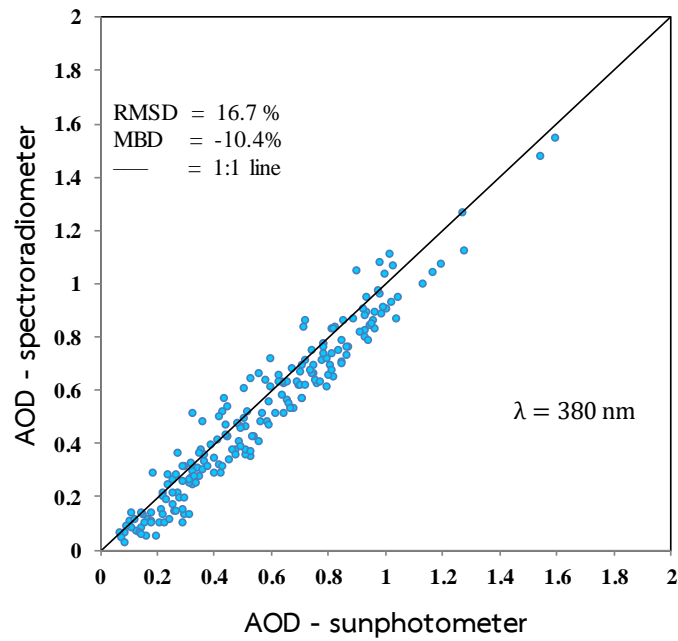
งานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบเครื่องมือโดยการติดตั้งชุดเครื่องมือที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้น เทียบคู่กับเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์บนดาวฟ้าอาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จ.นครปฐม หรือสถานีนครปฐม ทำการเก็บข้อมูลตั้งแต่ปี 2015 – 2016 จากนั้นผู้วิจัยนำข้อมูลจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นทำการวิเคราะห์หาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองตามทฤษฎีในหัวข้อ 3.2.2 (AOD - spectroradiometer) เปรียบเทียบกับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (AOD - sunphotometer)

ในการเปรียบเทียบ ผู้วิจัยจะแสดงค่าความคลาดเคลื่อนในรูปของ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) ดังสมการ (3.7) และ (3.8)

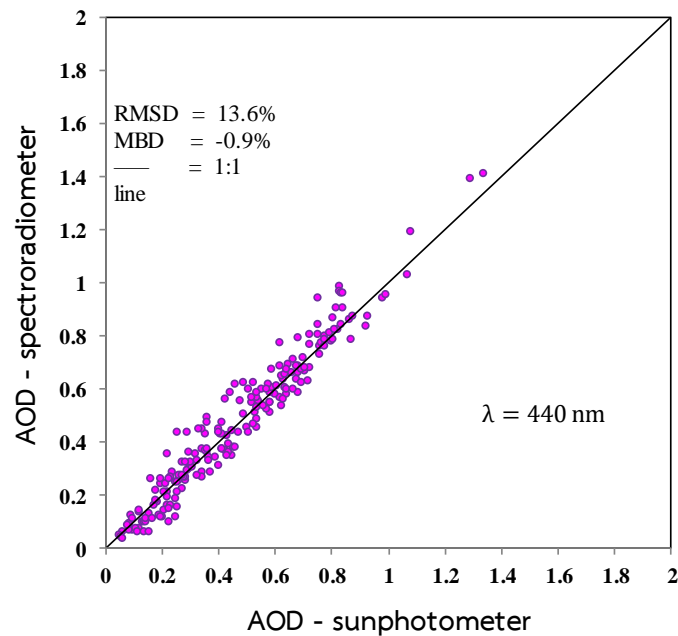
$$\text{RMSD} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\text{AOD}_{\text{spectroradiometer},i} - \text{AOD}_{\text{sunphotometer},i})^2}{N}} \times 100\% \quad (3.7)$$

$$\text{MBD} = \frac{\sum_{i=1}^N (\text{AOD}_{\text{spectroradiometer},i} - \text{AOD}_{\text{sunphotometer},i})}{N} \times 100\% \quad (3.8)$$

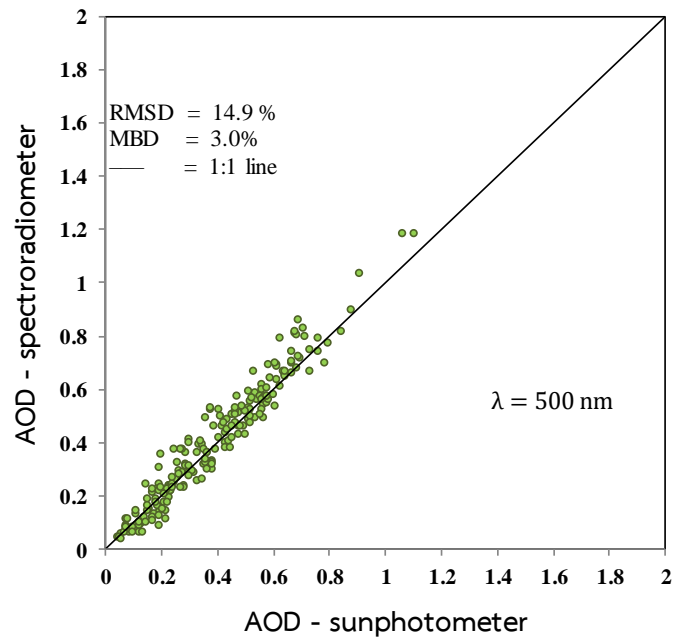
ผลการเปรียบเทียบแสดงได้ดังรูปที่ 44 - 49 และ ตารางที่ 3.1



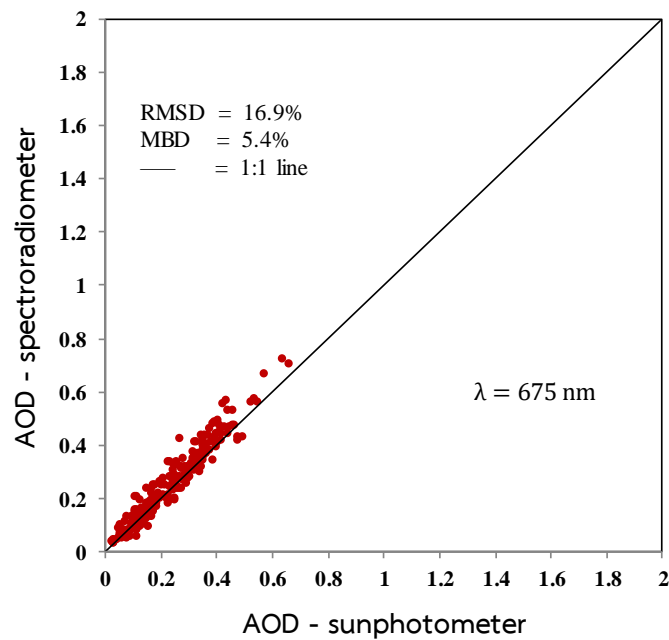
รูปที่ 44 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
 ชี้นำกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 380 nm



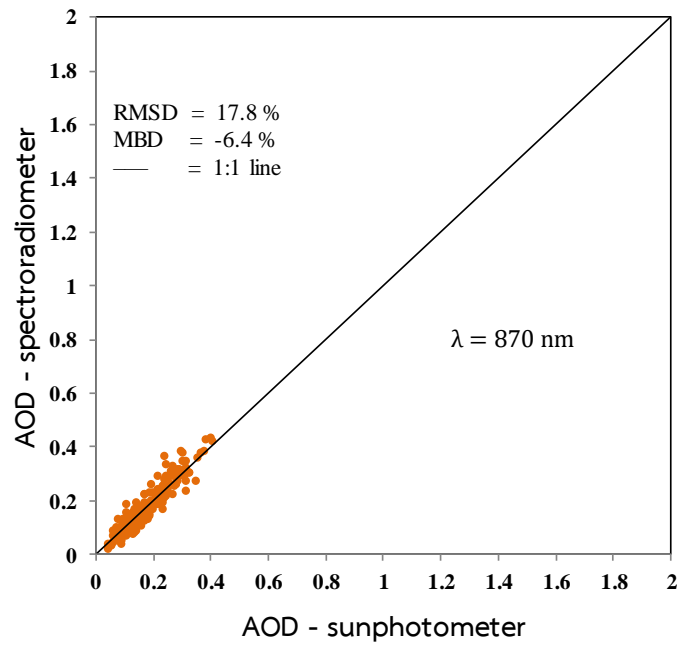
รูปที่ 45 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
 ชี้นำกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 440 nm



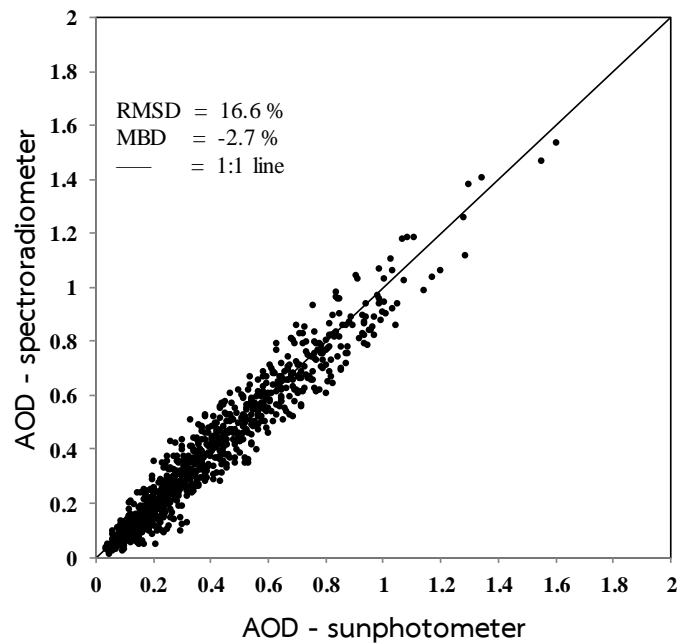
รูปที่ 46 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
 ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 500 nm



รูปที่ 47 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
 ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 675 nm



รูปที่ 48 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
 ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ที่ความยาวคลื่น 870 nm



รูปที่ 49 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
 ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม รวมทั้ง 5 ความยาวคลื่น

ตารางที่ 1 ผลการเปรียบเทียบค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นและจาก เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีนครปฐม ปี 2015 – 2016

ความยาวคลื่น (nm)	RMSD (%)	MBD (%)
380	16.7	-10.4
440	13.6	-0.9
500	14.9	3.0
675	16.9	5.4
870	17.8	-6.4
รวม	16.6	-2.7

จากการเปรียบเทียบข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีนครปฐม พบว่า ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีความสอดคล้องกันดี ค่าที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นมีค่าน้อยกว่าค่าที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์เล็กน้อย ผู้วิจัยจึงสรุปว่าผลการทดสอบอยู่ในเกณฑ์ที่สามารถนำเครื่องและวิธีการที่ประยุกต์นี้ไปใช้กับสถานีอื่นๆ ได้ ผู้วิจัยจึงนำเครื่องมือดังกล่าวไปติดตั้งที่จ.ลพบุรี และทำการวิเคราะห์ข้อมูลด้วยกระบวนการเดียวกัน

3.3 ศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่จังหวัดลพบุรี

งานวิจัยนี้ทำการศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่จังหวัดลพบุรี โดยผู้วิจัยนำชุดเครื่องมือที่ประยุกต์และผ่านการทดสอบที่สถานีนครปฐมแล้วมาติดตั้งบนชั้นดาดฟ้าของสถานีอุตุนิยมวิทยา อุทกบัวชุม ถนนสุนทรารายณ์ ตำบลบัวชุม อำเภอชัยบาดาล จังหวัดลพบุรี โดยผู้วิจัยจะเรียกว่า สถานีลพบุรี (รูปที่ 50) ตั้งอยู่ในเขตภาคกลางของประเทศไทย พิกัดละติจูด (Lat) 15.26° เหนือ และ ลองจิจูด (Lon) 101.18° ตะวันออก ซึ่งมีความสูงจากระดับน้ำทะเล 49.28 m หน้าสถานีแสดงได้ตั้งรูปที่ 51 เนื่องจากที่จังหวัดลพบุรีมีการติดตั้งแผงเซลล์สุริยะเป็นจำนวนมาก ทำให้การวัดรังสีอาทิตย์มีความสำคัญต่อการผลิตกำลังไฟฟ้าและจังหวัดลพบุรีมีการระเบิดหินทำเหมืองแร่จำนวนมาก ทำให้อาจจะมีฝุ่นละอองลอยขึ้นบนชั้นบรรยากาศซึ่งจะมีผลต่อการลดทอนแสงของรังสีอาทิตย์ นอกจากนี้ในพื้นที่นี้ยังไม่เคยมีการวัดค่าของฝุ่นละอองอีกด้วย



รูปที่ 50 เครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นติดตั้งบนคานาดฟ้าของสถานีลพบุรี



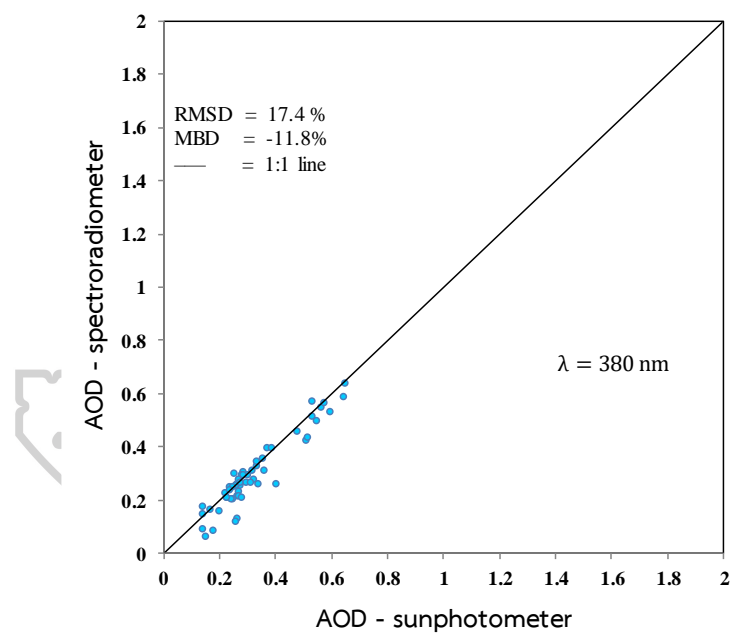
รูปที่ 51 สถานีลพบุรี

3.3.1 การทดสอบเครื่องมือที่สถานีลพบุรี

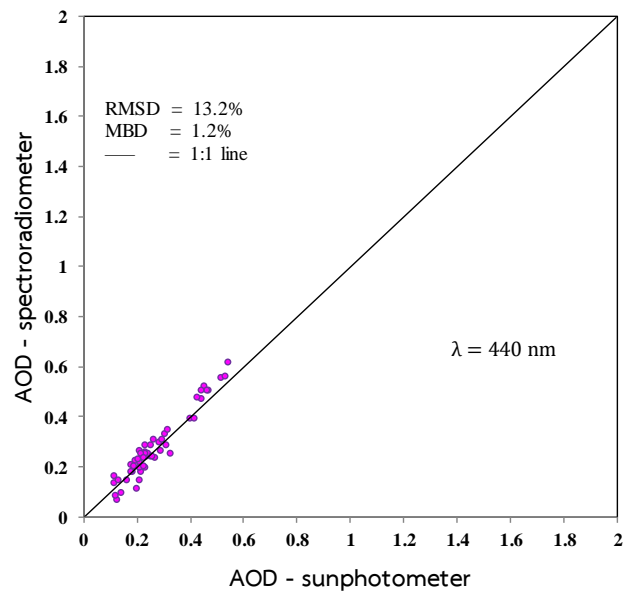
ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบเครื่องมือที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้นเช่นเดียวกับการทดสอบที่สถานีนครปฐม โดยการติดตั้งเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ เทียบกับเครื่องที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้นและติดตั้งบนคานาดฟ้าสถานีลพบุรี ซึ่งเป็นบริเวณเดียวกัน (รูปที่ 52) ผู้วิจัยนำข้อมูลจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นทำการวิเคราะห์หาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองตามทฤษฎีในหัวข้อ 3.2.2 (AOD - spectroradiometer) เปรียบเทียบกับค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ได้จากเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (AOD - sunphotometer) ผลการเปรียบเทียบแสดงได้ดังนี้



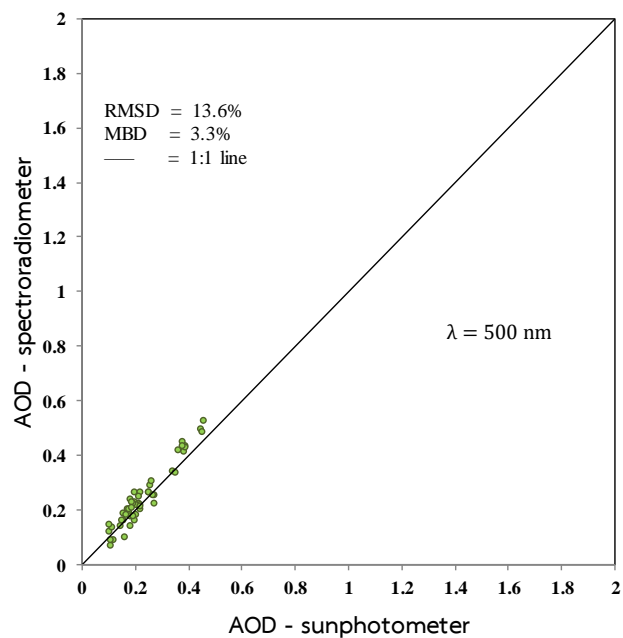
รูปที่ 52 เครื่องชันโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งบริเวณเดียวกับเครื่องมือที่ผู้วิจัยประยุกต์ขึ้นที่สถานีลพบุรี



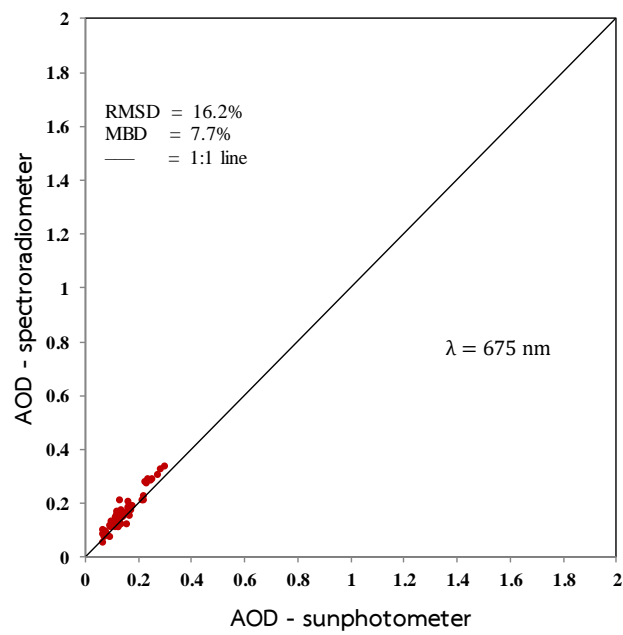
รูปที่ 53 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องชันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 380 nm



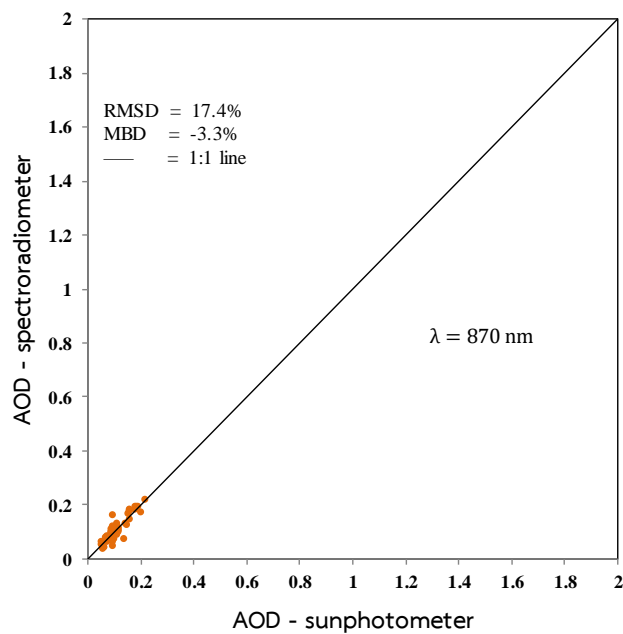
รูปที่ 54 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 440 nm



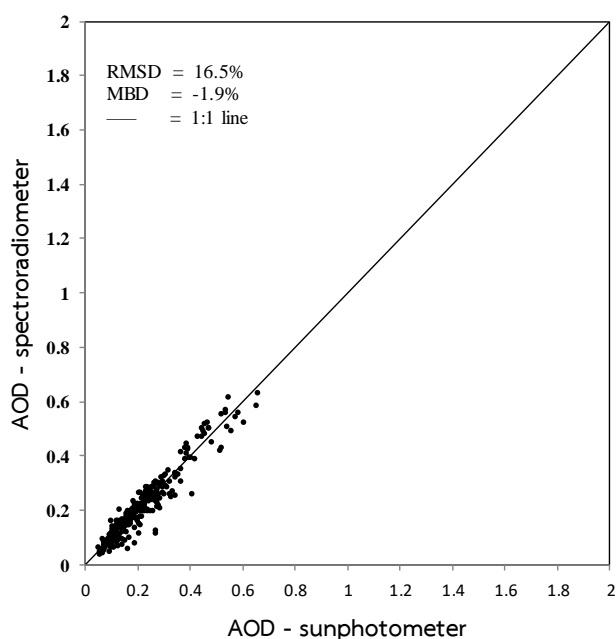
รูปที่ 55 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 500 nm



รูปที่ 56 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 675 nm



รูปที่ 57 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี ที่ความยาวคลื่น 870 nm



รูปที่ 58 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์
ขึ้นกับค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี รวมทั้ง 5 ความยาวคลื่น

ตารางที่ 2 ผลการเปรียบเทียบค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นและจาก
เครื่องซันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี

ความยาวคลื่น (nm)	RMSD (%)	MBD (%)
380	17.4	-11.8
440	13.2	1.2
500	13.6	3.3
675	16.2	7.7
870	17.4	-3.3
รวม	16.5	-1.9

จากการเปรียบเทียบข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี พบว่า ค่าความลึก
เชิงแสงของฝุ่นละอองมีความสอดคล้องกันดี มีค่าความคลาดเคลื่อนใกล้เคียงกับที่สถานีนครปฐม ค่าที่
ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นมีค่าน้อยกว่าค่าที่ได้จากเครื่องซันโฟโตมิเตอร์เล็กน้อย โดยมีความ

แตกต่างกันรูปของ RMSD ในช่วง 13.2% ถึง 17.4% และ MBD ในช่วง -11.8% ถึง 7.7% และผู้วิจัยจึงสรุปว่าผลการทดสอบอยู่ในเกณฑ์ดี ข้อมูลจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นมีความสอดคล้องกับข้อมูลที่ได้จากเครื่องสแกนโฟโตมิเตอร์

3.3.2 การศึกษาการสอบเทียบเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้น

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยทำการสอบเทียบเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นโดยการหาค่ารังสีนอกบรรยากาศโลกที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นเทียบกับค่ารังสีนอกบรรยากาศโลกของได้จาก ASTM E-490 ที่ความยาวคลื่นต่างๆ ซึ่งค่ารังสีนอกบรรยากาศโลกของได้จาก ASTM E-490 เป็นค่าสเปกตรัมมาตรฐานประกาศโดยสมาคมการทดสอบและวัสดุของสหรัฐอเมริกา

สำหรับวิธีการสอบเทียบผู้วิจัยจะนำค่าจุดตัดแกน y จากกราฟแลงลิยที่ได้จากกระบวนการวิเคราะห์หาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง ซึ่งจุดตัดแกนนี้แสดงถึงค่าลึอกธรรมชาติของค่ารังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก ($\ln I_{0,\lambda}$) ผู้วิจัยทำการแก้ค่าเพื่อหาค่ารังสีนอกบรรยากาศโลก ($I_{0,\lambda}$) ที่ 5 ความยาวคลื่นที่ผู้วิจัยศึกษานำค่าที่ได้เปรียบเทียบกับค่ารังสีนอกบรรยากาศโลกของได้จาก ASTM E-490 ซึ่งปรับแก้ค่าตามเวลาเรียบร้อยแล้ว ผลการเปรียบเทียบแสดงได้ดังนี้

ตารางที่ 3 ผลการเปรียบเทียบค่ารังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นและจาก ASTM E-490 ที่สถานีลพบุรี

ความยาวคลื่น (nm)	RMSD (%)	MBD (%)
380	6.6	-0.9
440	5.7	2.0
500	4.8	0.1
675	4.6	1.8
870	4.2	-1.3

ตารางที่ 4 ค่าเฉลี่ยรังสีอาทิติดย่นอกบรรยากาศโลกจากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้น

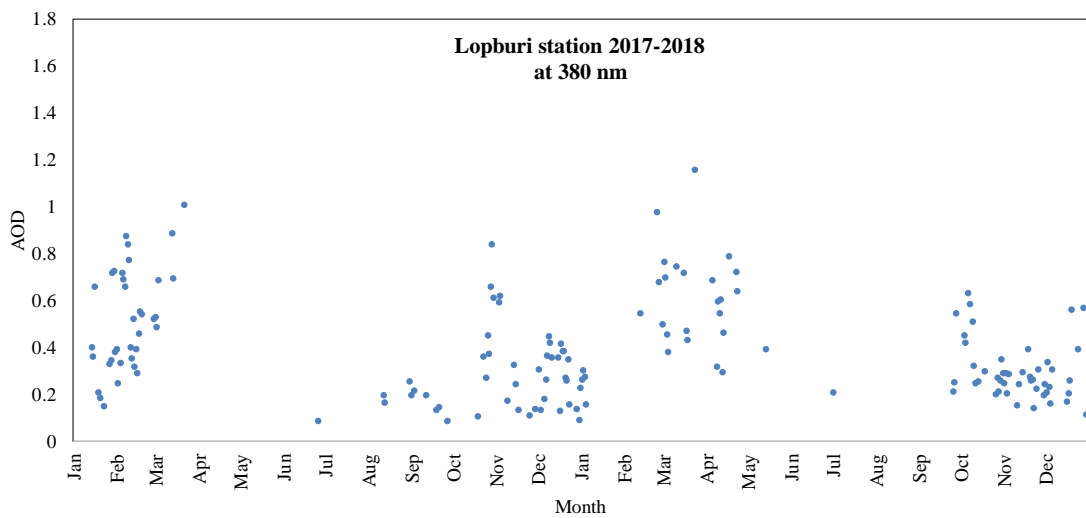
ความยาวคลื่น (nm)	ค่าเฉลี่ยรังสีอาทิติดย่นอกบรรยากาศโลก (W/m ² /nm)	±S.D.
380	1074.8	76.5
440	1894.0	111.2
500	2006.5	108.5
675	1564.3	77.1
870	979.6	44.3

จากตารางที่ 3 พบว่า ค่ารังสีอาทิติดย่นอกบรรยากาศโลกมีค่าความแตกต่างในรูป RMSD ในช่วง 4.2% ถึง 6.6% และ MBD อยู่ในช่วง -1.3% ถึง 2.0% ซึ่งค่ารังสีนอกบรรยากาศโลกที่ได้จากเครื่องมือที่ประยุกต์ขึ้นมีค่าน้อยกว่าค่ารังสีนอกบรรยากาศโลกจาก ASTM E-490 เล็กน้อย อยู่ในเกณฑ์ค่อนข้างดี

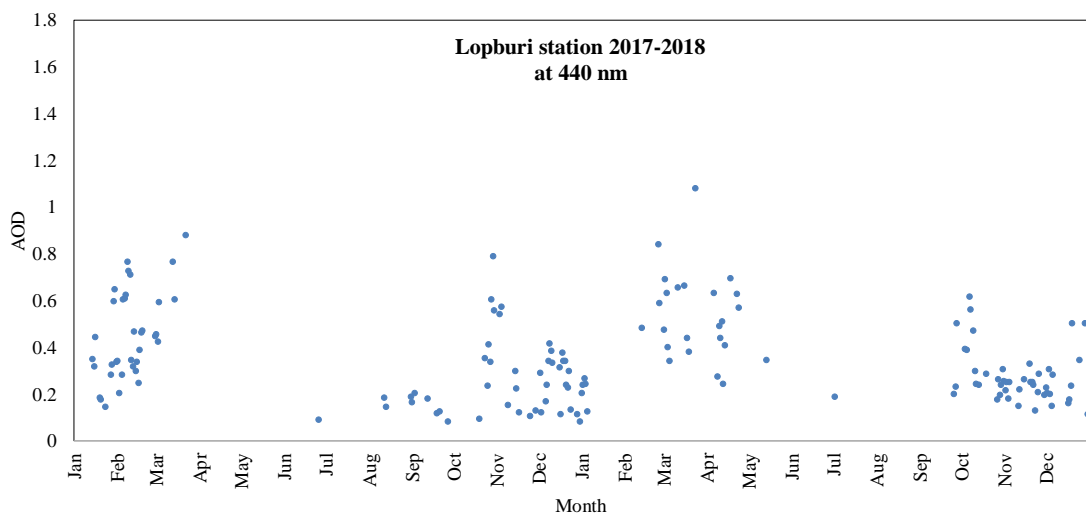
จากตารางที่ 4 พบว่าจากค่าเฉลี่ยรังสีอาทิติดย่นอกบรรยากาศโลกมีค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) หรือ S.D. อยู่ในช่วง 44.3 ถึง 111.2 โดยที่ความยาวคลื่น 440 nm มีค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานสูงสุดที่ 111.2 และ ที่ความยาวคลื่น 870 nm มีค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานสูงสุดที่ 44.3 โดยค่าความคลาดเคลื่อนนี้อาจจะเกิดขึ้นจากค่ามวลอากาศที่ค่ามากๆ ด้วย

3.3.3 การศึกษาความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี

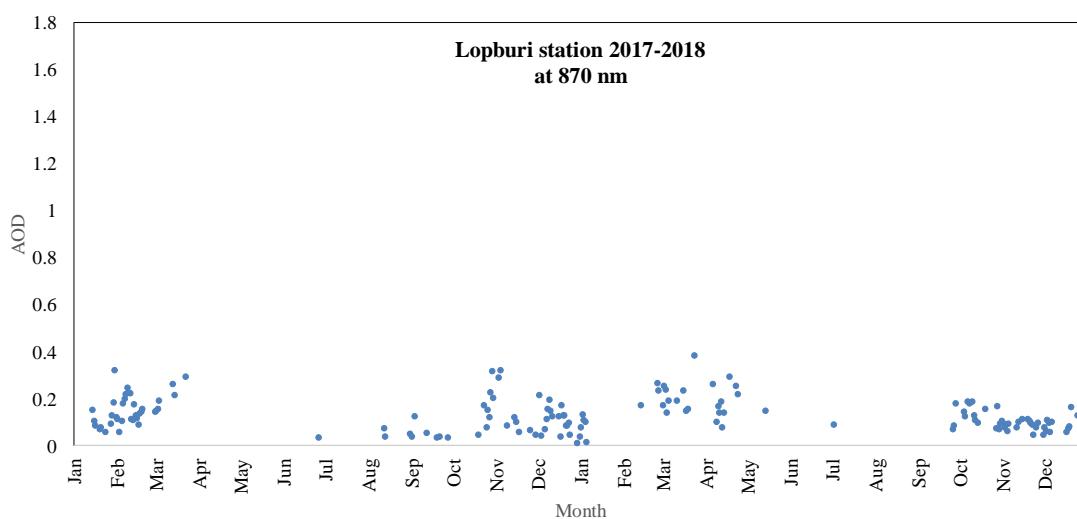
ผู้วิจัยได้ทำการวิเคราะห์หาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองจากเครื่องมือและวิธีการที่ประยุกต์ขึ้นหลังผ่านการทดสอบเรียบร้อยแล้ว ผู้วิจัยทำการเก็บรวบรวมข้อมูลเป็นเวลา 2 ปี ตั้งแต่ ปี 2017 – 2018 เพื่อนำมาศึกษาการแปรค่าของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองรายปีผลที่ได้สามารถแสดงได้ดังรูปที่ 59 – 63



รูปที่ 59 กราฟแสดงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 380 nm



รูปที่ 60 กราฟแสดงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 440 nm

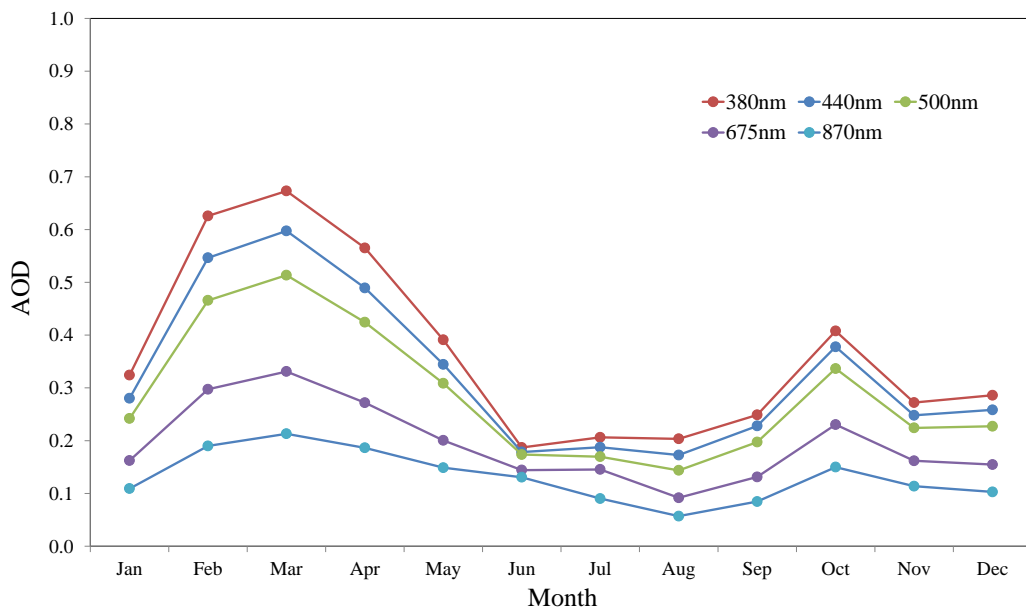


รูปที่ 63 กราฟแสดงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 870 nm

จากรูปที่ 59 – 63 พบว่าสถานีลพบุรีมีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเพิ่มสูงขึ้นจากเดือนมกราคมจนมีค่าสูงในช่วงเดือนมีนาคม ถึงเดือนเมษายน และมีค่าสูงที่สุดประมาณกลางเดือนมีนาคม หลังจากนั้นจะลดลงในช่วงกลางปีและเพิ่มขึ้นเล็กน้อยช่วงเดือนตุลาคม ทั้งนี้ในช่วงเดือนมีนาคมถึงเดือนเมษายนมีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองสูง แสดงว่ามีค่าฝุ่นละอองมาก อันเป็นผลมาจากการเผาวัสดุทางการเกษตรและเผาป่ามาก ส่วนที่ฝุ่นละอองมีค่าน้อยในช่วงเดือนพฤษภาคมไปจนถึงเดือนกันยายน อันเนื่องมาจากในช่วงนี้ประเทศไทย ตรงกับฤดูฝน ทำให้ฝุ่นละอองในบรรยากาศนั้นถูกชะล้างด้วยน้ำฝน และอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงเหนือที่พัดพาอากาศบริสุทธิ์จากทะเลทำให้มีฝนตกและมีเมฆปกคลุมทั่วท้องฟ้า ทำให้ได้ปริมาณข้อมูลมาทำการวิเคราะห์ก็น้อย และเมื่อพิจารณาตามความยาวคลื่นพบว่า ที่ความยาวคลื่นน้อยๆ จะมีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมากกว่าความยาวคลื่นมาก ทั้งเพราะฝุ่นละอองจะกระเจิงรังสีอาทิตย์คลื่นสั้นได้ดีกว่า โดยค่าเฉลี่ยของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี แสดงได้ดังรูปที่ 64 ตารางที่ 5

ตารางที่ 5 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี

เดือน	ความยาวคลื่น (nm)				
	380	440	500	675	870
ม.ค.	0.32	0.28	0.24	0.16	0.11
ก.พ.	0.63	0.55	0.47	0.30	0.19
มี.ค.	0.67	0.60	0.51	0.33	0.21
เม.ย.	0.57	0.49	0.42	0.27	0.19
พ.ค.	0.39	0.34	0.31	0.20	0.15
มิ.ย.	0.21	0.18	0.17	0.14	0.13
ก.ค.	0.21	0.19	0.17	0.15	0.09
ส.ค.	0.20	0.17	0.14	0.09	0.06
ก.ย.	0.25	0.23	0.20	0.13	0.08
ต.ค.	0.41	0.38	0.34	0.23	0.15
พ.ย.	0.27	0.25	0.22	0.16	0.11
ธ.ค.	0.29	0.26	0.23	0.15	0.10



รูปที่ 64 กราฟค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี

จากรูปที่ 64 และตารางที่ 5 แสดงค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่แต่ละความยาวคลื่น โดยที่เดือนสิงหาคมมีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองต่ำที่สุดทุกความยาวคลื่น คือ มีค่า 0.20, 0.17, 0.14, 0.09 และ 0.06 ที่ความยาวคลื่น 380, 440, 500, 675 และ 870 nm ตามลำดับ สำหรับเดือนมีนาคมค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองสูงที่สุดทุกความยาวคลื่น คือ มีค่า 0.67, 0.60, 0.51, 0.33 และ 0.21 ที่ความยาวคลื่น 380, 440, 500, 675 และ 870 nm ตามลำดับ และมีค่าเฉลี่ยทั้งปี 0.37, 0.33, 0.29, 0.19 และ 0.13 ที่ความยาวคลื่น 380, 440, 500, 675 และ 870 nm ตามลำดับ

3.7.4 การศึกษาการแปรค่าพารามิเตอร์ของอังสตรอม (Angstrom 's parameter)

ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาพารามิเตอร์ของอังสตรอม ได้แก่ ศึกษาการแปรค่าของตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (Angstrom's wavelength exponent) หรือ α มีความสัมพันธ์กับขนาดของฝุ่นละอองแบบผกผัน ซึ่งถ้า α มีค่าน้อยแสดงว่าฝุ่นละอองจะมีขนาดใหญ่ และ α มีค่ามากแสดงว่าฝุ่นละอองจะมีขนาดเล็ก โดยทั่วไปแล้วฝุ่นละอองจะมีค่า $\alpha = 1.3 \pm 0.5$ และ ศึกษาการแปรค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom's turbidity coefficient) หรือค่า β มีความสัมพันธ์กับความหนาแน่นของปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศ หรือจำนวนอนุภาคของฝุ่นละอองที่มีต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ ถ้า β มีค่ามากแสดงว่าความหนาแน่นของฝุ่นละอองในบรรยากาศจะมีค่ามาก ทำให้บรรยากาศนั้นขุ่นมัวส่งผลให้ค่าทัศนวิสัยต่ำลง

ในการคำนวณผู้วิจัยอาศัยสมการของอังสตรอม (Angstrom, 1929) โดยที่ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเป็นฟังก์ชันของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม และตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม สามารถแสดงได้ดังสมการ

$$\tau'_{\text{aer},\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (3.9)$$

เมื่อ $\tau'_{\text{aer},\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (-)

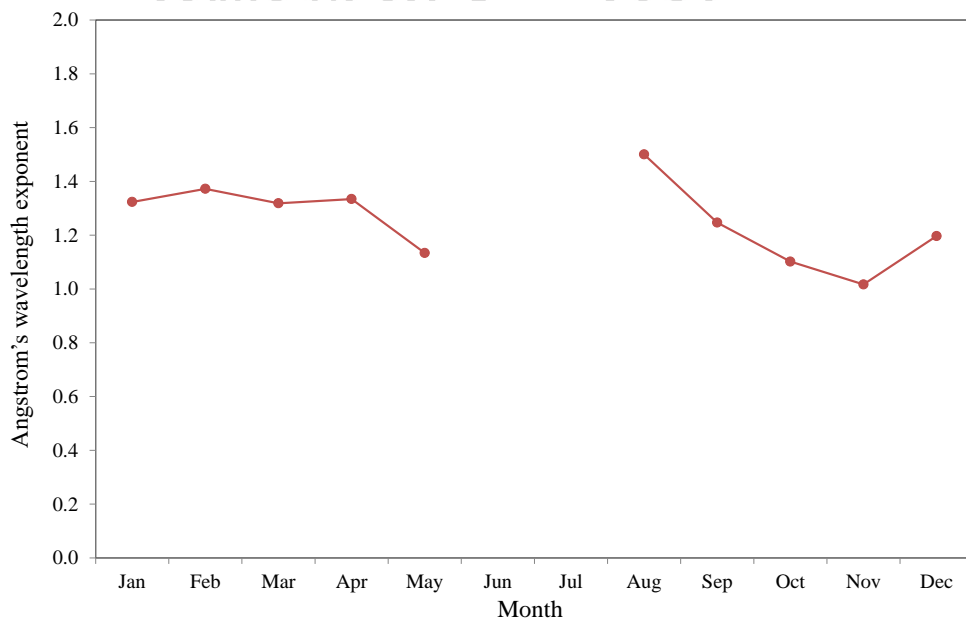
β คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม (-)

α คือ ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (-)

จากสมการที่ (3.9) แทนค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองของสองความยาวคลื่นดังนี้

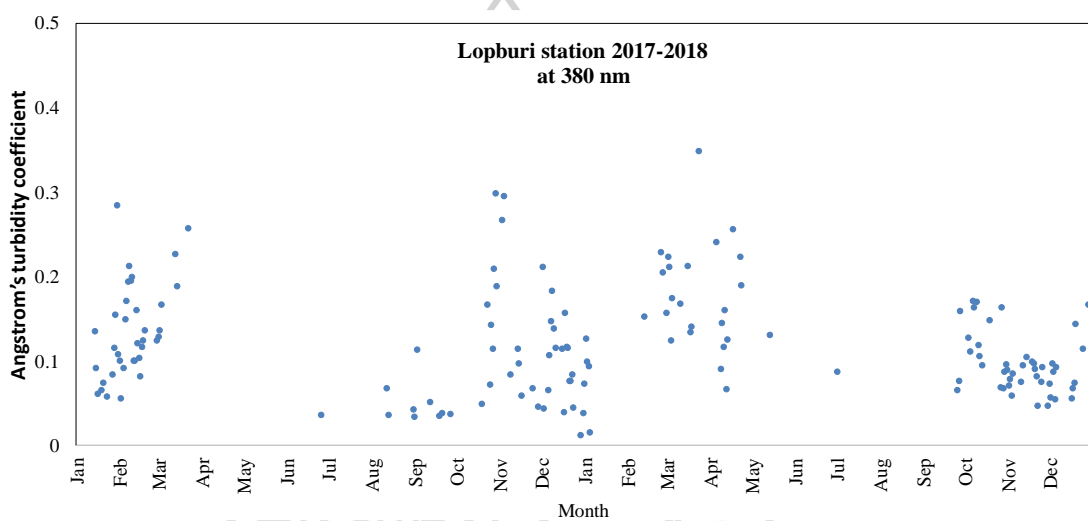
ตารางที่ 6 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมที่สถานีลพบุรี

เดือน	ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม
ม.ค.	1.32
ก.พ.	1.37
มี.ค.	1.32
เม.ย.	1.33
พ.ค.	1.13
มิ.ย.	ไม่มีข้อมูล
ก.ค.	ไม่มีข้อมูล
ส.ค.	1.50
ก.ย.	1.25
ต.ค.	1.10
พ.ย.	1.02
ธ.ค.	1.20

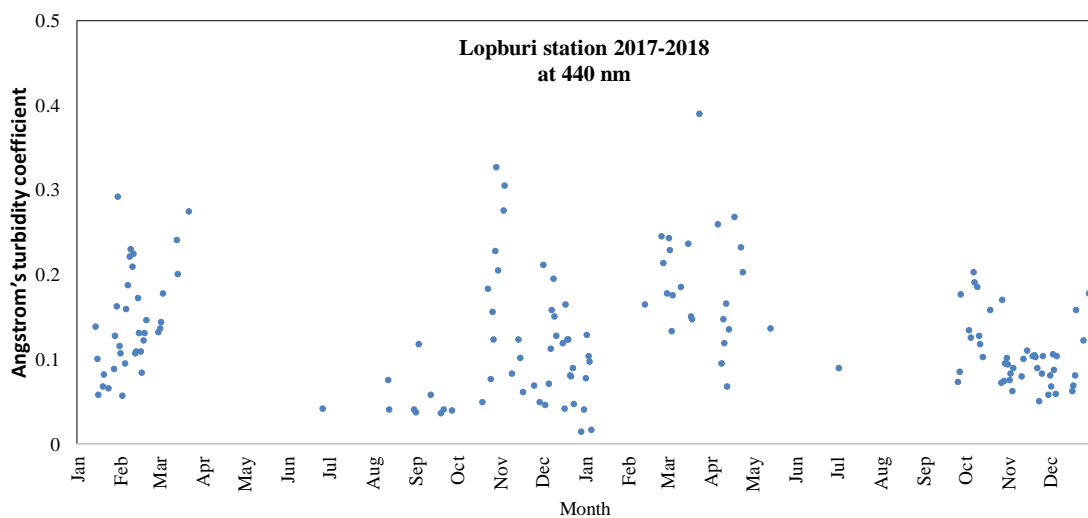


รูปที่ 66 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมที่สถานีลพบุรี

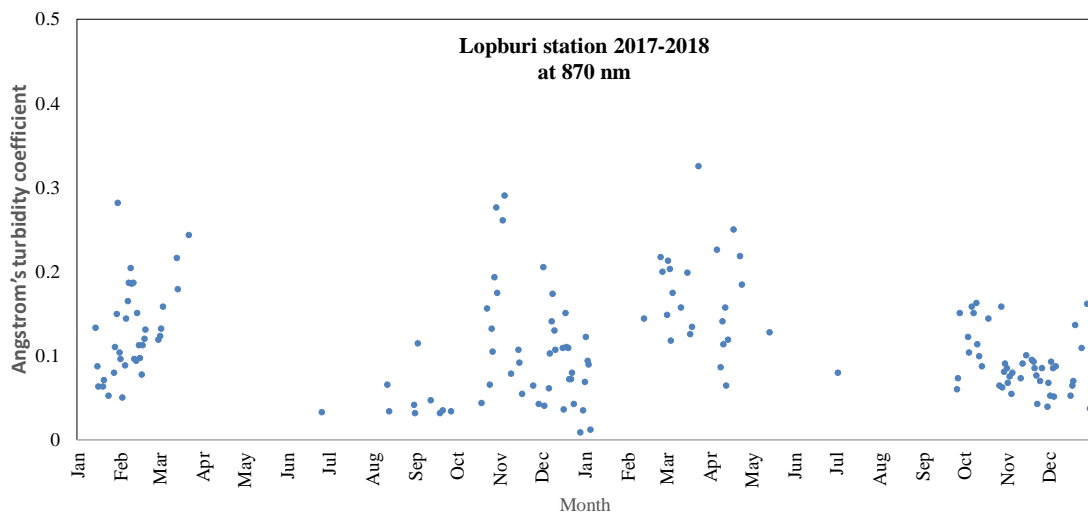
จากตารางที่ 6 และรูปที่ 66 แสดงค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม พบว่า ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมที่สถานีลพบุรีมีค่าใกล้เคียงกัน โดยมีค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมอยู่ระหว่าง 1.02 ถึง 1.50 ซึ่งเดือนพฤศจิกายนมีค่าต่ำที่สุดและเดือนสิงหาคมมีค่าสูงที่สุด โดยตลอดทั้งปีค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมมีค่าสูง แสดงว่ามีฝุ่นละอองขนาดเล็กมากกว่าฝุ่นละอองขนาดใหญ่ (Iqbal, 1983) ในช่วงเดือนมิถุนายนและเดือนกรกฎาคมไม่มีผลเนื่องจากช่วงเดือนดังกล่าวมีฝนตกชุก ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมทั่วท้องฟ้า ทำให้มีข้อมูลน้อยไม่เพียงพอสำหรับการวิเคราะห์



รูปที่ 67 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 380 nm



รูปที่ 68 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 440 nm

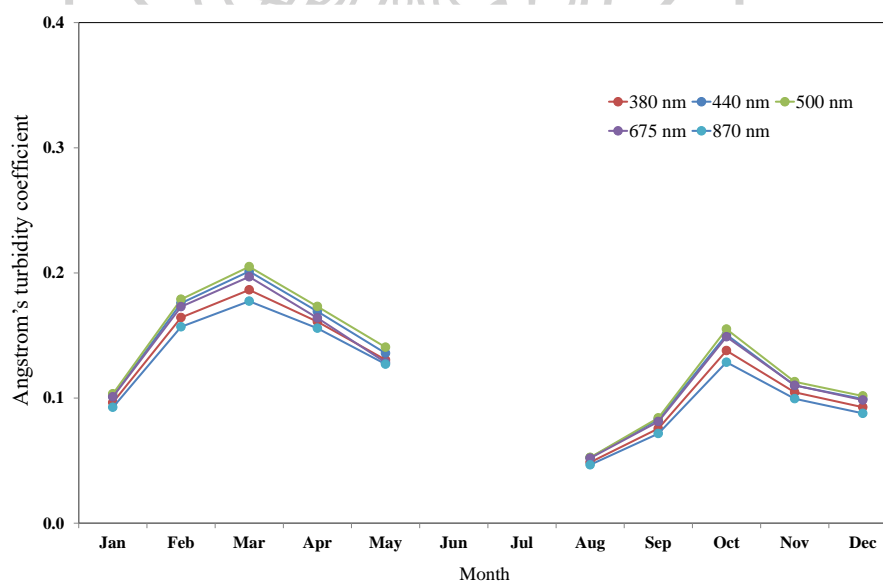


รูปที่ 71 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมในรอบปี ที่ความยาวคลื่น 870 nm

จากรูปที่ 67 – 71 แสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมที่สถานีลพบุรี ปี 2017 และ 2018 พบว่าค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมทั้ง 5 ความยาวคลื่นมีค่าใกล้เคียงกันและมีแนวโน้มเดียวกัน โดยช่วงเดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม เมษายน มีค่าเพิ่มสูงขึ้นมีค่าตั้งแต่ 0.1 ไปจนถึง 0.4 ในบางวัน ซึ่งหมายถึงในบรรยากาศมีความขุ่นมัวจนถึงขุ่นมัวมาก จากนั้นจะลดลงในช่วงเดือนพฤษภาคม มิถุนายน กรกฎาคม สิงหาคม เนื่องจากช่วงนี้มีฝนตก ทำให้ฝนชะล้างสิ่งต่างๆ ในบรรยากาศทำให้บรรยากาศนั้นขุ่นมัวน้อยหรือมีความแจ่มใส ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมเพิ่มสูงขึ้นอีกในช่วงเดือนตุลาคม หรือจากเดือนตุลาคมเข้าสู่ฤดูแล้ง บรรยากาศแห้งทำให้ค่ามีการกระจายแบบสุ่ม

ตารางที่ 7 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม

เดือน	ความยาวคลื่น (nm)				
	380	440	500	675	870
ม.ค.	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09
ก.พ.	0.16	0.18	0.18	0.17	0.16
มี.ค.	0.19	0.20	0.20	0.20	0.18
เม.ย.	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16
พ.ค.	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13
มิ.ย.	ไม่มีข้อมูล	ไม่มีข้อมูล	ไม่มีข้อมูล	ไม่มีข้อมูล	ไม่มีข้อมูล
ก.ค.	ไม่มีข้อมูล	ไม่มีข้อมูล	ไม่มีข้อมูล	ไม่มีข้อมูล	ไม่มีข้อมูล
ส.ค.	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
ก.ย.	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
ต.ค.	0.14	0.15	0.16	0.15	0.13
พ.ย.	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10
ธ.ค.	0.09	0.10	0.10	0.10	0.09



รูปที่ 72 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมที่สถานี

ลพบุรี ปี 2017 – 2018

จากตารางที่ 7 และรูปที่ 72 แสดงค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของออสเตรอมทั้ง 5 ความยาวคลื่นมีค่าใกล้เคียงกัน โดยเดือนสิงหาคมและเดือนกันยายนมีค่าอยู่ในช่วง 0.00 - 0.10 ซึ่งบรรยากาศเป็นแบบ Clear หมายถึงบรรยากาศแจ่มใส เดือนมกราคมถึงเดือนพฤษภาคม และเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม มีค่าอยู่ในช่วง 0.10 - 0.20 บรรยากาศเป็นแบบ Turbid หมายถึงบรรยากาศมีความขุ่นมัว ในช่วงเดือนมิถุนายนและเดือนกรกฎาคมไม่มีผลเนื่องจากช่วงเดือนดังกล่าวมีฝนตกชุก ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมทั่วท้องฟ้า ทำให้มีข้อมูลน้อยไม่เพียงพอสำหรับการวิเคราะห์ สำหรับค่ารายวันเฉลี่ยต่อปีสามารถแสดงได้ดังนี้

ตารางที่ 8 ค่ารายวันเฉลี่ยต่อปีของค่าคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง

ความยาวคลื่น (nm)	ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง	ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของออสเตรอม	ค่าตัวเลขยกกำลังของออสเตรอม
380	0.37 ± 0.17	0.12 ± 0.04	1.25 ± 0.14
440	0.33 ± 0.15	0.13 ± 0.04	
500	0.29 ± 0.12	0.13 ± 0.05	
675	0.19 ± 0.07	0.13 ± 0.04	
870	0.13 ± 0.05	0.11 ± 0.04	

จากตารางที่ 8 แสดงค่ารายวันเฉลี่ยต่อปีของค่าคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี พบว่า ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 380 nm มีค่ามากที่สุดเท่ากับ 0.37 ± 0.17 และที่ความยาวคลื่น 870 nm มีค่าน้อยที่สุดเท่ากับ 0.13 ± 0.05 โดยเฉลี่ยแล้วที่ความยาวคลื่น 500 nm มีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง 0.29 ± 0.12 ซึ่งค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของออสเตรอมมีค่าใกล้เคียงกันทุกความยาวคลื่นมีค่าประมาณ 0.12 ± 0.01 และค่าตัวเลขยกกำลังของออสเตรอมมีค่าเท่ากับ 1.25 ± 0.14

บทที่ 4

สรุป

ในการคำนวณรังสีอาทิตย์จำเป็นต้องทราบค่าขององค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศ ได้แก่ ไอน้ำ โมเลกุลอากาศ ก๊าซต่างๆ โอโซน ฝุ่นละออง โดยในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยสนใจที่จะศึกษาในเรื่องของ ฝุ่นละอองเนื่องจากฝุ่นละอองมีมากมายหลายประเภทแต่ละประเภทจะมีคุณสมบัติและผลกระทบต่อ รังสีอาทิตย์แตกต่างกันออกไป เนื่องจากฝุ่นละอองในบรรยากาศมีผลต่อกระบวนการลดทอนรังสี อาทิตย์ สำหรับประเทศไทยมีการใช้ข้อมูลความเข้มรังสีอาทิตย์ทั้งจากการวัดและจากแบบจำลอง ซึ่ง การใช้แบบจำลองส่วนมากจำเป็นต้องทราบข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองการคำนวณค่ารังสี อาทิตย์ อย่างไรก็ตามเครื่องมือสำหรับวัดค่าของฝุ่นละอองยังมีอยู่อย่างจำกัด ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงเสนอแนวทางการศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองโดยใช้ข้อมูลจากการประยุกต์เครื่องวัด สเปกตรัมรังสีอาทิตย์ เพื่อนำไปวิเคราะห์หาค่าความลึกเชิงแสงและค่าคุณสมบัติของฝุ่นละอองข้อมูล ที่ได้ ในงานวิจัยนี้เลือกสถานที่ในการเก็บข้อมูลที่จังหวัดลพบุรีซึ่งอยู่ในส่วนภาคกลางของประเทศไทย เนื่องจากที่ลพบุรีมีการติดตั้งแผงเซลล์สุริยะเป็นจำนวนมาก อีกทั้งในเขตจังหวัดลพบุรีมีการระเบิดหิน ทำเหมืองแร่ จำนวนมาก และในพื้นที่นี้ยังไม่มีมีการวัดค่าของฝุ่นละอองอีกด้วย

ในการคำนวณค่าสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองจำเป็นต้องใช้ค่าสเปกตรัมรังสีตรงของดวง อาทิตย์ซึ่งในการประยุกต์เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ซึ่งโดยปกติจะวัดค่าสเปกตรัมรังสีรวม ผู้วิจัย ทำการติดตั้งท่อบังคับแสงและติดตั้งชุดเครื่องมือบนเครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ทำให้ เครื่องที่ประยุกต์ขึ้นนี้สามารถวัดค่าสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ได้ และทำการทดสอบเครื่อง เมื่อทดสอบเรียบร้อยแล้วจึงนำไปติดตั้งที่สถานีลพบุรีแล้วทำการทดสอบและสอบเทียบเครื่องมืออีก ครั้ง และนำข้อมูลที่เก็บรวบรวมได้ตั้งแต่ปี 2017 - 2018 ทำการวิเคราะห์ต่อไป

ขั้นตอนในการวิเคราะห์หาค่าคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองซึ่งได้แก่ ค่าความลึกเชิงแสง ของฝุ่นละออง ค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของ อังสตรอม ผู้วิจัยอาศัยกฎของบูเกอร์ (Bouguer's law) พบว่า พบว่าสถานีลพบุรีมีค่าความลึกเชิงแสง ของฝุ่นละอองเพิ่มสูงขึ้นจากเดือนมกราคมจนมีค่าสูงในช่วงเดือนมีนาคม ถึงเดือนเมษายน และมีค่า สูงที่สุดประมาณกลางเดือนมีนาคม หลังจากนั้นจะลดลงในช่วงกลางปีและเพิ่มขึ้นเล็กน้อยช่วง เดือนตุลาคม ทั้งนี้ในช่วงเดือนมีนาคมถึงเดือนเมษายนมีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองสูง แสดงว่า มีค่าฝุ่นละอองมาก อันเป็นผลมาจากมีการเผาวัสดุทางการเกษตรและเผาป่ามาก ค่ารายวันเฉลี่ยต่อปี ของค่าคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองที่สถานีลพบุรี พบว่า ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความ

ยาวคลื่น 380 nm มีค่ามากที่สุดเท่ากับ 0.37 ± 0.17 และที่ความยาวคลื่น 870 nm มีค่าน้อยที่สุดเท่ากับ 0.13 ± 0.05 โดยเฉลี่ยแล้วที่ความยาวคลื่น 500 nm มีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง 0.29 ± 0.12

ในการคำนวณพารามิเตอร์ของอังสตรอม ผู้วิจัยได้อาศัยสมการของอังสตรอม (Angstrom, 1929) เพื่อใช้ในการคำนวณผลที่ได้สรุปได้ว่า ค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมที่สถานีลพบุรีมีค่าใกล้เคียงกันมาก โดยมีค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมอยู่ระหว่าง 1.02 ถึง 1.50 ซึ่งเดือนพฤศจิกายน มีค่าต่ำที่สุดและเดือนสิงหาคมมีค่าสูงที่สุด โดยรวมตลอดทั้งปีค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมมีค่าสูงตลอดทั้งปี แสดงว่ามีฝุ่นละอองขนาดเล็กมากกว่าฝุ่นละอองขนาดใหญ่ ในช่วงเดือนมิถุนายนและเดือนกรกฎาคมไม่มีผลเนื่องจากช่วงเดือนดังกล่าวมีฝนตกชุก ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมทั่วท้องฟ้า ทำให้มีข้อมูลน้อยไม่เพียงพอสำหรับการวิเคราะห์ ค่ารายวันเฉลี่ยต่อปีของค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมมีค่าเท่ากับ 1.25 ± 0.14

ในส่วนของค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมทั้ง 5 ความยาวคลื่นมีค่าใกล้เคียงกันและมีแนวโน้มเดียวกัน โดยช่วงเดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม เมษายน มีค่าเพิ่มสูงขึ้นมีค่าตั้งแต่ 0.1 ไปจนถึง 0.4 ในบางวัน ซึ่งหมายถึงในบรรยากาศมีความขุ่นมัวจนถึงขุ่นมัวมาก จากนั้นจะลดลงในช่วงเดือนพฤษภาคม มิถุนายน กรกฎาคม สิงหาคม เนื่องจากช่วงนี้มีฝนตก ทำให้ฝนชะล้างสิ่งต่างๆ ในบรรยากาศทำให้บรรยากาศนั้นขุ่นมัวน้อยหรือมีความแจ่มใส ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมเพิ่มสูงขึ้นอีกในช่วงเดือนตุลาคม หรือจากเดือนตุลาคมเข้าสู่ฤดูแล้ง บรรยากาศแห้งทำให้ค่ามีการกระจายแบบสุ่ม ค่ารายวันเฉลี่ยต่อปีของค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมมีค่าใกล้เคียงกันทุกความยาวคลื่นมีค่าประมาณ 0.12 ± 0.01 บรรยากาศ

ข้อเสนอแนะ : เนื่องจากการวัดสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองยังมีค่อนข้างน้อยในประเทศไทย ดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอให้มีการจัดตั้งสถานีวัดฝุ่นละอองเพิ่มขึ้นในอนาคต

รายการอ้างอิง

- Ångström, A. (1929). On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation and on Dust in the Air. *Geografiska Annaler*, 11, 156-166. doi:10.2307/519399
- ASTM. (2000). Standard solar constant and zero air mass solar spectral tables. Standard E-490. *American Society for Testing and Materials*.
- Boucher, O. (2015). *Atmospheric Aerosols Properties and Climate Impacts*: Springer, Dordrecht.
- Duffie, J. A., & Beckman, W. A. (1991). *Solar Engineering of Thermal Processes*: Wiley.
- EKO Instrument Manual. (2013). Grating Spectroradiometer VIS-NIS : MS-710, NIR MS-712 In *EKO INSTRUMENTS*. EKO INSTRUMENTS CO., LTD.
- EKO MS-710 and MS-712 Broadband Infrared Spectroradiometer (WISER Series) with CR3000 Datalogger. (2014). *Application Notes 2RA-K Campbell Scientific*.
- Facchini, M. C., Rinaldi, M., Decesari, S., Carbone, C., Finessi, E., & O'Dowd, C. D. (2008). Primary submicron marine aerosol dominated by insoluble organic colloids and aggregates. *Geophysical Research Letters*, 35(17).
- Iqbal, M. (1983). *An Introduction to Solar Radiation*. New York: Academic Press.
- Janjai, S., Kumharn, W., & Laksanaboonsong, J. (2003). *Determination of Angstrom's turbidity coefficient over Thailand* (Vol. 28).
- Janjai, S., Núñez, M., Masiri, I., Wattan, R., Buntoung, S., Jantarach, T., & Promsen, W. (2012). Aerosol Optical Properties at Four Sites in Thailand. 02. doi:10.4236/acs.2012.24038
- Kasten, F. (1965). A new table and approximation formula for the relative optical air mass. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 14(2), 206-223. doi:10.1007/BF02248840
- Kipp & Zonen. (2015). 2 AP Instruction Manual. In K. Z. B.V (Ed.). Delftechpark 36 Holland.
- Kondratyev, K. Y. (1999). *Climatic Effects of Aerosols and Clouds* (Vol. VIII): Springer-Verlag London.

- Kumharn, W., Rimmer, J., Smedley, A., Ying Ying, T., & R Webb, A. (2012). Aerosol Optical Depth and the Global Brewer Network: A Study Using U.K.-and Malaysia-Based Brewer Spectrophotometers. 29, 857–866.
- Leck, C., & Bigg, E. (2007). *Comparison of sources and nature of the tropical aerosol with the summer High Arctic aerosol* (Vol. 60).
- Leckner, B. (1978). The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface—elements of a model. *Solar Energy*, 20(2), 143-150.
- Louche, A., Maurel, M., Simonnot, G., Peri, G., & Iqbal, M. (1987). Determination of Ångström's turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurements. *Solar Energy*, 38(2), 89-96.
- Lunde, P. J. (1980). *Solar Thermal Engineering: Space Heating and Hot Water Systems*: Wiley.
- Mächler, M. (1983). *Parameterization of solar irradiation under clear skies*. (Master of applied science). University of British Columbia, (105)
- Paltridge, G. W., & Platt, C. M. R. (1976). *Radiative processes in meteorology and climatology*: Elsevier Scientific Pub. Co.
- Scientific, C. (2013). EKO MS-710 and MS-712 Application note. In I. Campbell Scientific (Ed.).
- Spencer, J. W. (1971). Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 1971(2(5)), 17-20.
- Watt. (1978). *On the nature and distribution of solar radiation*. The Branch : for sale by the Supt. of Docs., U.S. Govt. Print. Off. .
- พิมพ์พัฒน์ กฤตธนาเดช. (2559). การศึกษาแบบจำลองสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ภายใต้ท้องฟ้าปราศจากเมฆ. (ปริญญาโท). มหาวิทยาลัยศิลปากร,
- วิลาวรรณ คำหาญ. (2560). ฝุ่นละอองในบรรยากาศ: โรงพิมพ์แห่งจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- เสริม จันทร์ฉาย. (2560). รังสีอาทิตย์. หน่วยวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร. : จังหวัดนครปฐม.



ประวัติผู้เขียน

ชื่อ-สกุล	ลัดดาวรรณ บัวขาว
วัน เดือน ปี เกิด	09 มิถุนายน 2536
สถานที่เกิด	โรงพยาบาลท่าม่วง จ.กาญจนบุรี
วุฒิการศึกษา	วิทยาศาสตรบัณฑิต (ฟิสิกส์)
ที่อยู่ปัจจุบัน	1128/208,ถนนแสงชูโต ท่าม่วง อำเภอ ท่าม่วง กาญจนบุรี 71110

