



การศึกษารังสีกระจายในประเทศไทย

โดย

นายคณช พลายสถิตย์



วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญามหาบัณฑิต

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2565

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยศิลปากร

การศึกษารังสีกระจายในประเทศไทย



วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาามหาบัณฑิต

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2565

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยศิลปากร

A STUDY OF DIFFUSE SOLAR RADIATION IN THAILAND



By

MR. Danuch PHAISATHIT

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements

for Master of Science (PHYSICS)

Department of PHYSICS

Graduate School, Silpakorn University

Academic Year 2022

Copyright of Silpakorn University

หัวข้อ	การศึกษารังสีกระจายในประเทศไทย
โดย	นายดนุช ปลายสถิตย์
สาขาวิชา	ฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโทมหาบัณฑิต
อาจารย์ที่ปรึกษาหลัก	กรทิพย์ ไตะสิงห์
อาจารย์ที่ปรึกษาร่วม	เสริม จันทร์ฉาย

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร ได้รับพิจารณาอนุมัติให้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

.....	คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย (ผู้รักษาการแทน)
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สาธิต นิรัตติศัย)	
พิจารณาเห็นชอบโดย	
.....	ประธานกรรมการ
(อิสระ มะศิริ)	
.....	อาจารย์ที่ปรึกษาหลัก
(กรทิพย์ ไตะสิงห์)	
.....	อาจารย์ที่ปรึกษาร่วม
(เสริม จันทร์ฉาย)	
.....	ผู้ทรงคุณวุฒิภายนอก
(ประพนมกร ชูศรี)	

620720021 : ฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญาโทบัณฑิต

คำสำคัญ : รังสีกระจาย, ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม, สัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีตรง, ดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า, แบบจำลองกึ่งเอมไพริคัล

นาย ดนุช พลายนิตย์: การศึกษารังสีกระจายในประเทศไทย อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก : กรทิพย์ โตะสิงห์

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการศึกษารังสีกระจายในประเทศไทย โดยผู้วิจัยได้รวบรวมข้อมูลรังสีกระจายซึ่งได้จากสถานีวัด 9 สถานี ข้อมูลรังสีกระจายเหล่านี้ได้มาจาก 2 วิธี โดยวิธีแรกเป็นข้อมูลรังสีกระจายที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ที่ติดตั้งวงแหวนบังรังสีตรงและวิธีที่ 2 ได้จากข้อมูลวัดรังสีตรงที่วัดด้วยเครื่องไพริโอมิเตอร์และรังสีรวมที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ ข้อมูลจากวิธีการแรกเป็นของสถานีเชียงใหม่ (18.78°N, 98.98°E) สถานีอุบลราชธานี (15.25°N, 104.87°E) สถานีนครปฐม (13.82°N, 100.04°E) และสถานีสงขลา (7.2°N, 100.6°E) ส่วนข้อมูลรังสีกระจายจากวิธีการที่ 2 เป็นของสถานีกรุงเทพมหานคร (13.67°N, 100.62°E) สถานีนครสวรรค์ (15.8°N, 100.17°E) สถานีลพบุรี (14.83°N, 100.67°E) สถานีนครราชสีมา (14.97°N, 102.08°E) และสถานีประจวบคีรีขันธ์ (11.83°N, 99.83°E) ผู้วิจัยได้ทำการเปรียบเทียบรังสีกระจายจากทั้ง 2 วิธี พบว่ารังสีกระจายที่ได้จาก 2 วิธีมีความสอดคล้องกันดี จากนั้นผู้วิจัยได้ศึกษาการแจกแจงความถี่ของรังสีกระจายรายวันของ 9 สถานี และพบว่าการแจกแจงรังสีกระจายของทั้ง 9 สถานี มีลักษณะเป็นการแจกแจงปกติ โดยมีค่าความถี่สูงสุดอยู่ที่ 9 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน ในขั้นถัดไปผู้วิจัยได้หาความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง พบว่ากราฟของทั้ง 9 สถานี มีลักษณะที่คล้ายคลึงกัน นอกจากนี้ผู้วิจัยได้เสนอแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลของรังสีกระจายรายชั่วโมง ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพารามิเตอร์ทางบรรยากาศที่ส่งผลต่อรังสีกระจายได้แก่ มุม Zenith ของดวงอาทิตย์ ปริมาณไอน้ำ ปริมาณโอโซน ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองและดัชนีเมฆ จากการทดสอบแบบจำลองดังกล่าวพบว่าแบบจำลองสามารถคำนวณค่ารังสีกระจาย ซึ่งมีค่าความคลาดเคลื่อนในรูปของ Mean Bias Difference (MBD) เท่ากับ -2.08 เปอร์เซ็นต์ และ Root Mean Square Difference (RMSD) เท่ากับ 12.24 เปอร์เซ็นต์ สุดท้ายผู้วิจัยได้ทำการพัฒนาแผนที่รังสีกระจาย โดยแผนที่ดังกล่าวได้แสดงถึงอิทธิพลของลมมรสุมต่อรังสีกระจาย

620720021 : Major (PHYSICS)

Keyword : Diffuse solar radiation, Satellite data, Diffuse fraction, Clearness index, Semi-empirical model

MR. DANUCH PHAISATHIT : A STUDY OF DIFFUSE SOLAR RADIATION IN THAILAND  
THESIS ADVISOR : KORNTIP TOHSING

In this study, diffuse solar radiation in Thailand was investigated. Diffuse radiation data at nine stations in Thailand was collected. These diffuse radiation data came from two approaches. In the first approach, the diffuse radiation data were obtained from the measurement by using the pyranometers with shadow rings and in the second approach, the data were obtained from the measurement of direct normal radiation by using pyrhemometers and global radiation by employing pyranometers. The data from the first approach were used for the main stations: Chiang Mai station (18.78°N, 98.98°E), Ubon Ratchathani station (15.25°N, 104.87°E), Nakhon Pathom station (13.82°N, 100.04°E) and Songkhla station (7.2°N, 100.6°E). The data from the second approach were from Bangkok station (13.67°N, 100.62°E), Nakhon Sawan station (15.8°N, 100.17°E), Lopburi station (14.83°N, 100.67°E), Nakhon Ratchasima station (14.97°N, 102.08°E) and Prachuap Khiri Khan station (11.83°N, 99.83°E). A comparison of the two approaches was conducted and the results showed that the first and the second approaches were in good agreement. Then the statistical distribution of daily diffuse radiation was carried out. It showed normal distribution with the maximum frequency at 9 MJ/m<sup>2</sup>.day for all stations. In the next step, a diffuse fraction of hourly global radiation was plotted against the hourly clearness index. The graphs from the nine stations showed a similar pattern. Besides, a semi-empirical model for calculating hourly diffuse radiation which was a function of parameters affecting the diffuse radiation such as solar zenith angle, precipitable water, total ozone column, aerosol optical depth, and cloud index was proposed. The validation against the independent data set gave the Mean Bias Difference (MBD) of -2.08% and Root Mean Square Difference (RMSD) of 12.24%. Finally, diffuse solar radiation maps were developed. The maps show the influence of the monsoons on diffuse solar radiation.



## กิตติกรรมประกาศ

ในการศึกษาระดับปริญญาโทมหาบัณฑิต ผู้วิจัยได้รับทุนจากโครงการพัฒนาและส่งเสริมผู้มีความสามารถพิเศษทางด้านวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยี (พสวท.) ซึ่งผู้วิจัยขอขอบคุณพสวท. ไว้ ณ ที่นี้

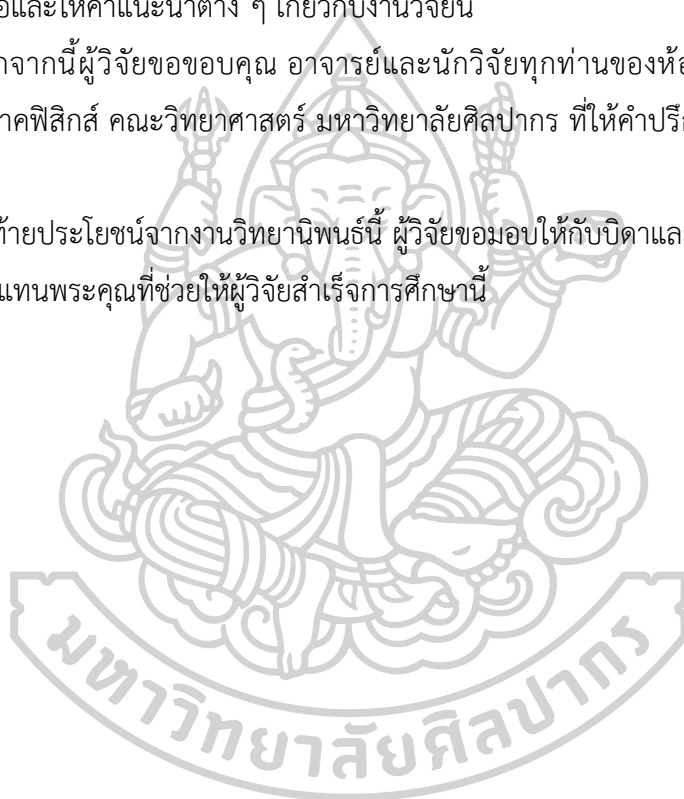
ผู้วิจัยขอขอบคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. กรทิพย์ ไต้ะสิงห์ ซึ่งเป็นอาจารย์ที่ปรึกษาหลักของวิทยานิพนธ์นี้ ที่ให้คำปรึกษาและแนะนำทางวิชาการ จนงานวิจัยนี้สำเร็จลุล่วงด้วยดี

ผู้วิจัยขอขอบคุณ ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย ซึ่งเป็นที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ร่วม ที่ให้ความช่วยเหลือและให้คำแนะนำต่าง ๆ เกี่ยวกับงานวิจัยนี้

นอกจากนี้ผู้วิจัยขอขอบคุณ อาจารย์และนักวิจัยทุกท่านของห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ภาคฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ให้คำปรึกษาและให้ความช่วยเหลือในงานวิจัยนี้

สุดท้ายขอขอบคุณจากงานวิทยานิพนธ์นี้ ผู้วิจัยขอมอบให้กับบิดาและมารดา รวมถึงอาจารย์ทุกท่าน เพื่อตอบแทนพระคุณที่ช่วยให้ผู้วิจัยสำเร็จการศึกษา

นาย ดนุช พลายสฤติย์



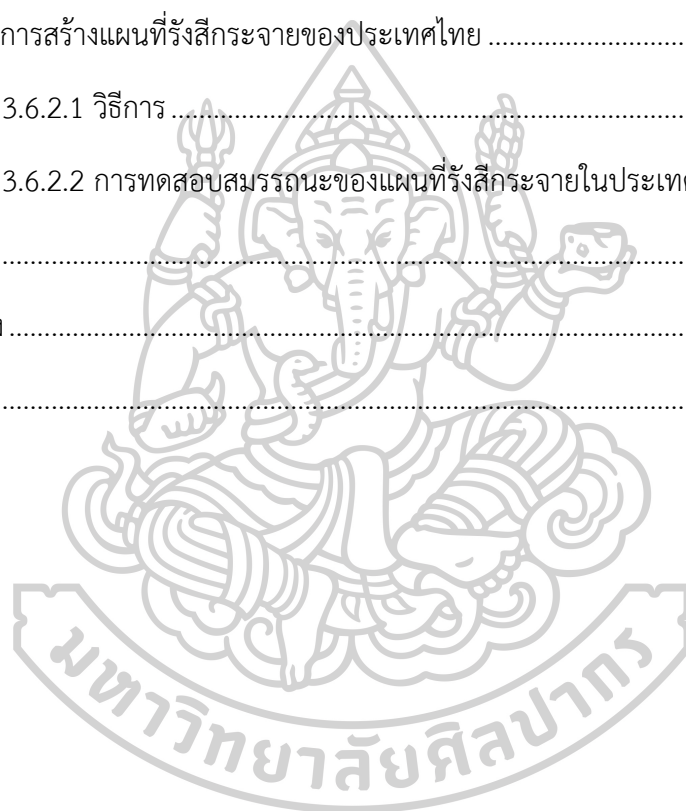


## สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	จ
กิตติกรรมประกาศ.....	ช
สารบัญ.....	ช
สารบัญตาราง.....	ฉ
สารบัญรูปภาพ.....	ฉ
บทที่ 1 บทนำ.....	1
1.1 ที่มาและความสำคัญ.....	1
1.2 ความมุ่งหมายและวัตถุประสงค์ของการศึกษา.....	2
1.3 ขอบเขตการศึกษา.....	2
บทที่ 2 หลักการทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	3
2.1 หลักการทางวิชาการ.....	3
2.1.1 แหล่งที่มาของรังสีอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983).....	3
2.1.2 สมบัติทางเรขาคณิตของรังสีอาทิตย์ (Iqbal, 1983).....	7
2.1.2.1 ทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า.....	7
2.1.2.2 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ (Iqbal, 1983).....	11
2.1.2.3 เวลาและมุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์.....	15
2.1.3 รังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก.....	19
2.1.3.1 สเปกตรัมของรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก.....	19
2.1.3.2 ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ (solar constant).....	20
2.1.3.3 รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนที่ราบ.....	21

2.1.4 องค์ประกอบในชั้นบรรยากาศโลกและผลกระทบต่อรังสีกระจาย .....	24
2.1.4.1 โครงสร้างของบรรยากาศโลก .....	25
2.1.4.2 ผลกระทบของฝุ่นละอองต่อรังสีอาทิตย์.....	27
2.1.4.3 ผลกระทบของไอน้ำต่อรังสีอาทิตย์ .....	32
2.1.4.4 ผลกระทบของเมฆต่อรังสีอาทิตย์ .....	40
2.1.4.5 ผลกระทบของโอโซนต่อรังสีอาทิตย์ .....	43
2.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	47
บทที่ 3 วิธีการดำเนินงานและผลการวิจัย.....	53
3.1 การจัดเตรียมข้อมูลความเข้มของรังสีอาทิตย์ .....	53
3.1.1 รังสีรวม .....	54
3.1.2 รังสีกระจาย.....	64
3.1.3 รังสีตรง.....	67
3.1.4 การสอบเทียบเครื่องมือวัด.....	72
3.1.5 การควบคุมคุณภาพข้อมูล.....	80
3.2 ลักษณะของรังสีกระจายในประเทศไทย.....	81
3.2.1 การเปรียบเทียบรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับที่ คำนวณได้จากเครื่องวัดรังสีตรงและรังสีรวม .....	81
3.2.2 การแจกแจงรังสีกระจายรายวัน.....	84
3.2.3 การเปรียบเทียบสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง .....	89
3.3 การพัฒนาแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัล (semi-empirical model) .....	96
3.3.1 การวิเคราะห์พารามิเตอร์ทางบรรยากาศที่มีผลกับรังสีกระจาย .....	96
3.3.2 การจัดเตรียมข้อมูลพารามิเตอร์ทางบรรยากาศ .....	97
3.3.2.1 ฝุ่นละออง ปริมาณไอน้ำ และปริมาณของโอโซน จากเครือข่าย AERONET..	97

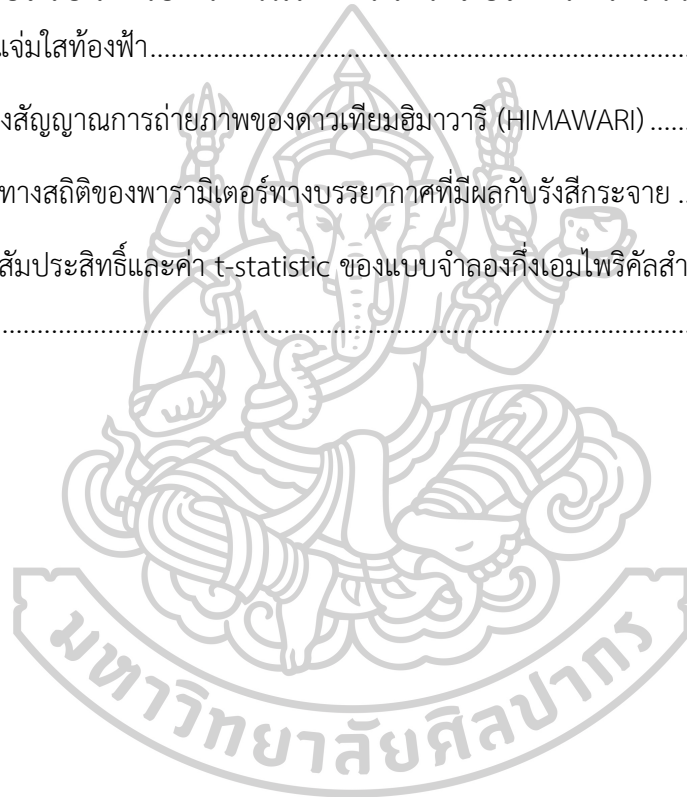
3.3.2.2 ข้อมูลเมฆจากดาวเทียมฮิมาวารี (HIMAWARI).....	101
3.4 แบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลสำหรับคำนวณหาค่ารังสีกระจายรายชั่วโมงในประเทศไทย.....	107
3.5 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง.....	113
3.6 การสร้างแผนที่รังสีกระจายในประเทศไทย .....	115
3.6.1 การศึกษาสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือน (Hd) ต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือน (H) กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน (KT).....	115
3.6.2 การสร้างแผนที่รังสีกระจายของประเทศไทย .....	118
3.6.2.1 วิธีการ .....	118
3.6.2.2 การทดสอบสมรรถนะของแผนที่รังสีกระจายในประเทศไทย .....	122
บทที่ 4 สรุป.....	124
รายการอ้างอิง.....	126
ประวัติผู้เขียน.....	131



## สารบัญตาราง

หน้า

ตารางที่ 1 ช่วงความยาวคลื่นและสัดส่วนของพลังงานในช่วงความยาวคลื่นต่าง ๆ ที่สำคัญเมื่อเทียบกับพลังงานทั้งหมดของรังสีที่แผ่จากดวงอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Petty, 2004) .....	6
ตารางที่ 2 ข้อมูลสถานีวัดรังสีอาทิตย์ชนิดต่าง ๆ ในประเทศไทย .....	53
ตารางที่ 3 แบบจำลองสำหรับการคำนวณหาค่ารังสีกระจายจากกราฟสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า.....	95
ตารางที่ 4 ช่องสัญญาณการถ่ายภาพของดาวเทียมฮิมาวารี (HIMAWARI) .....	102
ตารางที่ 5 ค่าทางสถิติของพารามิเตอร์ทางบรรยากาศที่มีผลกับรังสีกระจาย .....	110
ตารางที่ 6 ค่าสัมประสิทธิ์และค่า t-statistic ของแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลสำหรับรังสีกระจายในประเทศไทย .....	112



## สารบัญรูปร่างภาพ

	หน้า
รูปที่ 1 โครงสร้างดวงอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Lang, 2006).....	4
รูปที่ 2 องค์ประกอบของรังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก.....	7
รูปที่ 3 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983).....	8
รูปที่ 4 ทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983) .....	9
รูปที่ 5 ทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าที่กรุงเทพฯ (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983) .....	10
รูปที่ 6 ทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าที่เมืองสตอกโฮล์ม (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983) .....	10
รูปที่ 7 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยใช้ระนาบในแนวระดับอ้างอิง (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983).....	12
รูปที่ 8 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยใช้ระนาบศูนย์สูตรอ้างอิง (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983) .....	13
รูปที่ 9 การแปรค่าของเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์ ( $\delta$ ) ตามเวลาในรอบปี (ดัดแปลงจาก Bernard et al., 1980).....	13
รูปที่ 10 การแปรค่าในรอบปีของความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย (Et) (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983).....	16
รูปที่ 11 การแปรค่าของแฟคเตอร์สำหรับแก้ไขจากการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ ( $E_0$ ) กับเวลาในรอบปี (ดัดแปลงจาก Duffie & Beckman, 2013).....	18
รูปที่ 12 แสดงสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983) .....	20
รูปที่ 13 รังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบบนระนาบในแนวระดับ ( $I_0$ ) และบนระนาบที่ตั้งฉากกับทิศทางของรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก ( $I_{0n}$ ) เมื่อ $\theta_Z$ คือ มุมเซนธิ์ของดวงอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983).....	21
รูปที่ 14 การแปรค่าของอุณหภูมิและความดันตามความสูงของบรรยากาศมาตรฐาน (ดัดแปลงจาก Andrews, 2010).....	26
รูปที่ 15 ลักษณะของฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวล (ดัดแปลงจาก Boucher, 2015).....	27

รูปที่ 16 การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ ของบรรยากาศ (ดัดแปลงจาก McClatchey, 1972).....	29
รูปที่ 17 เครื่องเซ็นโพโตมิเตอร์ของมหาวิทยาลัยศิลปากรซึ่งเข้าร่วมในเครือข่าย AERONET.....	30
รูปที่ 18 การแปรค่าตามเวลาในรอบปีของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) ที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร ที่สถานีวัดรังสีอาทิตย์ของมหาวิทยาลัยศิลปากรที่ตั้งอยู่ที่จังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา (ดัดแปลงจาก Janjai et al., 2012).....	31
รูปที่ 19 การบอกปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ.....	33
รูปที่ 20 สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ของไอน้ำ ( $\tau_{w\lambda}$ ) กรณีมวลอากาศเท่ากับ 1 และบรรยากาศมีไอน้ำ 2 เซนติเมตร (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983).....	34
รูปที่ 21 การปล่อยบอลลูนตรวจอากาศที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันตก จังหวัดภูเก็ต คำนวณหาปริมาณไอน้ำในบรรยากาศได้.....	35
รูปที่ 22 ตัวอย่างการเปลี่ยนแปลงปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบวัน ซึ่งทำการวัดที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม เมื่อวันที่ 16 มีนาคม ค.ศ. 2013.....	37
รูปที่ 23 การแปรค่าปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบปีที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐมจาก ข้อมูลปี ค.ศ. 2012.....	38
รูปที่ 24 การกระจายตามพื้นที่ของปริมาณไอน้ำในเดือนต่าง ๆ ในประเทศไทย รุ่งนภา รสภิรมณ์และ เสริม จันทร์ฉาย (2010).....	39
รูปที่ 25 สัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของเมฆที่ประกอบด้วยหยดน้ำเล็ก ๆ ที่มีรัศมี (r) เท่ากับ 20 ไมครอน (ดัดแปลงจาก Petty, 2004).....	40
รูปที่ 26 กล้องถ่ายภาพท้องฟ้า ซึ่งติดตั้งที่สถานีวัดรังสีอาทิตย์ มหาวิทยาลัยศิลปากรจังหวัดนครปฐม.....	41
รูปที่ 27 แผนที่แสดงการกระจายตามพื้นที่ของปริมาณเมฆในเดือนต่าง ๆ ของประเทศไทย (ปริมาณเมฆแปรค่าจาก 0 ทัศนท้องฟ้าปราศจากเมฆ จนถึง 10 ทัศนท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆทั้งหมด).....	42
รูปที่ 28 การบอกปริมาณโอโซน.....	44
รูปที่ 29 การกระจายตามพื้นที่ของปริมาณโอโซนในประเทศไทยในเดือนต่าง ๆ โดยกุลณิชษฐ์ ชิวปรีชา และเสริม จันทร์ฉาย (2010).....	46
รูปที่ 30 ตำแหน่งสถานีวัดรังสีอาทิตย์ทั้ง 9 แห่ง ที่ใช้ในงานวิจัยนี้.....	54

รูปที่ 31 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CM21 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่.....	55
รูปที่ 32 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DX2000 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่.....	55
รูปที่ 33 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CM21 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาค ตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี.....	56
รูปที่ 34 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DX2000 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาค ตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี.....	56
รูปที่ 35 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัย ศิลปากร จังหวัดนครปฐม.....	57
รูปที่ 36 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DX2000 ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.....	57
รูปที่ 37 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CM21 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่ง ตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	58
รูปที่ 38 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DX2000 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่ง ตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	58
รูปที่ 39 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีกรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงาน ทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร).....	59
รูปที่ 40 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น GM10 ที่สถานีกรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงาน ทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร).....	59
รูปที่ 41 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์.....	60
รูปที่ 42 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DC100 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์...	60
รูปที่ 43 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีลพบุรี.....	61
รูปที่ 44 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DC100 ที่สถานีลพบุรี.....	61
รูปที่ 45 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา.....	62
รูปที่ 46 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น GM10 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา..	62

รูปที่ 47 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจำบศิริพันธ์	63
รูปที่ 48 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น GM10 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจำบศิริพันธ์	63
รูปที่ 49 เครื่องวัดรังสีกระจาย (เครื่องไพราโนมิเตอร์กับังแหวนบังรังสีตรง ของ Kipp & Zonen รุ่น CM21) ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่	65
รูปที่ 50 เครื่องวัดรังสีกระจาย (เครื่องไพราโนมิเตอร์กับังแหวนบังรังสีตรง ของ Kipp & Zonen รุ่น CM21) ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี	65
รูปที่ 51 เครื่องวัดรังสีกระจาย (เครื่องไพราโนมิเตอร์กับังแหวนบังรังสีตรง ของ Kipp & Zonen รุ่น CM21) ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม	66
รูปที่ 52 เครื่องวัดรังสีกระจาย (เครื่องไพราโนมิเตอร์กับังแหวนบังรังสีตรง ของ Kipp & Zonen รุ่น CM21) ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา	66
รูปที่ 53 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่	67
รูปที่ 54 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี	68
รูปที่ 55 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม	68
รูปที่ 56 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา	69
รูปที่ 57 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีกรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และ อนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร)	69
รูปที่ 58 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์	70
รูปที่ 59 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี	70
รูปที่ 60 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา	71
รูปที่ 61 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจำบศิริพันธ์	71
รูปที่ 62 ตัวอย่างกราฟการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวมที่สถานีอุบลราชธานี ของวันที่ 28 กุมภาพันธ์ ปี ค.ศ. 2019	74
รูปที่ 63 ตัวอย่างกราฟการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีกระจายที่สถานีอุบลราชธานี ของวันที่ 28 กุมภาพันธ์ ปี ค.ศ. 2019	74



รูปที่ 64 ตัวอย่างกราฟการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีตรงที่สถานีอุบลราชธานี ของวันที่ 28 กุมภาพันธ์ ปี ค.ศ. 2019.....	75
รูปที่ 65 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัด เชียงใหม่.....	75
รูปที่ 66 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี.....	76
รูปที่ 67 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.....	76
รูปที่ 68 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	77
รูปที่ 69 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยากรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และ อนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร).....	77
รูปที่ 70 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์.....	78
รูปที่ 71 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาลพบุรี.....	78
รูปที่ 72 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา.....	79
รูปที่ 73 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์.....	79
รูปที่ 74 การเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับเซตเตอร์และที่ได้จากการคำนวณจากข้อมูลรังสีตรงและรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัด เชียงใหม่.....	82
รูปที่ 75 การเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับเซตเตอร์และที่ได้จากการคำนวณจากข้อมูลรังสีตรงและรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี.....	82
รูปที่ 76 การเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับเซตเตอร์และที่ได้จากการคำนวณจากข้อมูลรังสีตรงและรังสีรวม ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.....	83

รูปที่ 77 การเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับเซตเตอร์และที่ ได้จากการคำนวณจากข้อมูลรังสีตรงและรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา .....	83
รูปที่ 78 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ที่สถานีศูนย์ อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ .....	84
รูปที่ 79 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์ อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี .....	85
รูปที่ 80 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ ที่สถานีคณะ วิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม .....	85
รูปที่ 81 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์ อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา .....	86
รูปที่ 82 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีกรุงเทพ (กรม พัฒนาพลังงานทดแทน และ อนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร) .....	86
รูปที่ 83 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยา นครสวรรค์ .....	87
รูปที่ 84 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีลพบุรี .....	87
รูปที่ 85 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยา นครราชสีมา .....	88
รูปที่ 86 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยา ประจวบคีรีขันธ์ .....	88
รูปที่ 87 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ .....	90
รูปที่ 88 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี .....	90
รูปที่ 89 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม .....	91

รูปที่ 90 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	91
รูปที่ 91 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยากรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และ อนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร).....	92
รูปที่ 92 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์.....	92
รูปที่ 93 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาลพบุรี.....	93
รูปที่ 94 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์.....	93
รูปที่ 95 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา.....	94
รูปที่ 96 สเปกตรัมของรังสีอาทิตย์ภายนอกโลกและรังสีอาทิตย์ที่ถูกลดทอนจากองค์ประกอบต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศของโลกที่ระดับน้ำทะเล (ดัดแปลงจาก Singh, 2016).....	97
รูปที่ 97 สถานีตรวจวัดเครือข่าย AERONET ทั่วโลก.....	98
รูปที่ 98 เครื่องชันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่.....	99
รูปที่ 99 เครื่องชันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัด อุบลราชธานี.....	99
รูปที่ 100 เครื่องชันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม .....	100
รูปที่ 101 เครื่องชันโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	100
รูปที่ 102 ดาวเทียมฮิมวาริ (JMA, 2022).....	101
รูปที่ 103 การบันทึกภาพของดาวเทียมฮิมวาริ (JMA, 2022).....	103
รูปที่ 104 ภาพถ่ายครั้งแรกของดาวเทียมฮิมวาริเมื่อวันที่ 25 มกราคม ปี ค.ศ. 2015.....	104
รูปที่ 105 แผนภูมิแสดงกระบวนการดำเนินการข้อมูลดาวเทียม.....	105

รูปที่ 106 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าโคไซน์ของมุมเซนนิธของดวงอาทิตย์กับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020.....	107
รูปที่ 107 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าความถี่เชิงแสงของฝุ่นละอองที่ 500 นาโนเมตรกับความเข้มของ รังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020 .....	108
รูปที่ 108 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าปริมาณไอน้ำในบรรยากาศกับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020 .....	108
รูปที่ 109 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณโอโซนกับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020.....	109
รูปที่ 110 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีเมฆกับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020.....	109
รูปที่ 111 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ด้วยแบบจำลองของสถานีวัดทั้ง 4 สถานี ในปี ค.ศ. 2021 .....	114
รูปที่ 112 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือน (Hd) ต่อรังสีรวมรายวัน เฉลี่ยต่อเดือน (H) กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน (KT) จากข้อมูลของสถานี เชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีนครปฐม และ สถานีสงขลา (ปี ค.ศ. 2016-2020).....	116
รูปที่ 113 การเปรียบเทียบแบบจำลองสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือน (Hd) ต่อรังสีรวม รายวันเฉลี่ยต่อเดือน (H) กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน (KT) ที่ได้จากสมการที่ 3.12 (Present study) กับงานวิจัยอื่น ๆ.....	117
รูปที่ 114 แผนที่รังสีกระจายรายเดือนเฉลี่ย 5 ปี (ค.ศ. 2016–2020).....	119
รูปที่ 115 แผนที่รังสีกระจายเฉลี่ย 5 ปี (ค.ศ. 2016–2020) .....	120
รูปที่ 116 การเปรียบเทียบรังสีกระจายที่ได้จากแผนที่รังสีกระจายของประเทศไทยกับรังสีกระจายที่ วัดได้จริงจากเครื่องวัดรังสีกระจายที่ 4 สถานีหลัก ในปี ค.ศ. 2016-2020 .....	123

## บทที่ 1

### บทนำ

#### 1.1 ที่มาและความสำคัญ

ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งพลังงานขนาดใหญ่ที่เกิดจากปฏิกิริยาเทอร์โมนิวเคลียร์ที่อยู่ใจกลางของดวงอาทิตย์และแผ่พลังงานออกสู่อวกาศในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่มีความยาวคลื่นต่างกัน ซึ่งเรียกว่า รังสีอาทิตย์ (solar radiation) โดยรังสีดวงอาทิตย์จะแผ่ออกไปยังโลกโดยตรง รังสีอาทิตย์ที่มายังบรรยากาศโลกจะอยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.30–3.00 ไมครอน โดยทั่วไปจะเรียกรังสีนี้ว่า รังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นกว้าง (broadband solar radiation) รังสีอาทิตย์ที่เดินทางสู่ชั้นบรรยากาศและตกกระทบยังพื้นผิวโลกสามารถแบ่งออกเป็น 3 ชนิด ได้แก่ รังสีตรง (direct radiation) เป็นรังสีอาทิตย์ที่พุ่งตรงมายังพื้นผิวโลก รังสีกระจาย (diffuse radiation) คือรังสีอาทิตย์ส่วนที่เกิดการกระเจิง (scattering) จากการที่รังสีอาทิตย์ตกกระทบกับองค์ประกอบต่างๆ ในชั้นบรรยากาศโลก เช่น ฝุ่นละออง เมฆ ไอน้ำ หรือ ก๊าซต่าง ๆ ก่อนที่รังสีจะเดินทางมาถึงพื้นโลกและรังสีรวม (global radiation) เป็นผลรวมของรังสีตรงและรังสีกระจาย โดยรังสีอาทิตย์ที่แผ่มาถึงยังโลกจะประกอบด้วยรังสีอัลตราไวโอเล็ต (Ultraviolet : UV) ที่มีความยาวคลื่น 0.28–0.40 ไมโครเมตร แสงสว่างที่มองเห็นได้ (Visible light) มีความยาวคลื่น 0.40–0.70 ไมโครเมตร และรังสีอินฟราเรด (Infrared : IR) ที่ผ่านมายังผิวโลกมีความยาวคลื่น 0.76–3.00 ไมโครเมตร

รังสีกระจายเป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ถูกส่งมาจากดวงอาทิตย์ ก่อนจะตกกระทบบนพื้นดินนั้นจะดูดกลืน และเกิดการกระเจิงจากองค์ประกอบต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศ ซึ่งองค์ประกอบที่มีอิทธิพลในการกระเจิงของรังสีอาทิตย์ ได้แก่ ฝุ่นละออง (aerosol) ที่ลอยอยู่ในบรรยากาศ ปริมาณของแก๊สโอโซน (ozone) ที่สะสมอยู่ ปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าและปริมาณไอน้ำในอากาศ ซึ่งเมื่อรังสีอาทิตย์เกิดการกระเจิงและถูกดูดกลืนจะทำให้ค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ตกกระทบบนพื้นโลกนั้นเกิดการเปลี่ยนแปลงไป ข้อมูลความเข้มรังสีกระจายสามารถนำไปประยุกต์ใช้ประโยชน์ในงานด้านพลังงานแสงอาทิตย์ เช่น การคำนวณค่าความเข้มรังสีอาทิตย์บนแผ่นเซลล์แสงอาทิตย์ที่วางเอียงทำมุมต่าง ๆ เป็นต้น อย่างไรก็ตามความรู้เกี่ยวกับความเข้มรังสีกระจายในประเทศไทยจากการวัดยังมีอยู่น้อย

ดังนั้นงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงศึกษารังสีกระจายและทำการพัฒนาแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลสำหรับคำนวณค่าความเข้มรังสีกระจายตามพื้นที่ต่าง ๆ ในประเทศไทย

## 1.2 ความมุ่งหมายและวัตถุประสงค์ของการศึกษา

1. เพื่อวิเคราะห์ลักษณะทางสถิติของความเข้มรังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ในภูมิภาคหลักของประเทศไทย
2. เพื่อหาความสัมพันธ์ของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีตรงและดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้าในประเทศไทย
3. เพื่อพัฒนาแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลสำหรับคำนวณค่าความเข้มรังสีกระจายในประเทศไทย
4. เพื่อพัฒนาแผนที่รังสีกระจายของประเทศไทย

## 1.3 ขอบเขตการศึกษา

งานวิจัยนี้ได้ทำการศึกษาความเข้มรังสีกระจายในพื้นที่ต่าง ๆ ของประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลจากการวัดด้วยเครื่องวัดรังสีกระจายที่ 4 สถานี ได้แก่ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82 °N, 100.04 °E) ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ (18.78 °N, 98.98 °E) ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี (15.25 °N, 104.87 °E) และ ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.20 °N, 100.60 °E) และใช้ข้อมูลจากเครื่องวัดรังสีรวมและรังสีตรงที่ 5 สถานี ได้แก่ ที่กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร (13.67°N, 100.62°E) สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์ (15.8°N, 100.17°E) สถานีอุตุนิยมวิทยาอุทกบัวชุม จังหวัดลพบุรี (14.83°N, 100.67°E) สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์ (11.83°N, 99.83°E) และสถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา (14.97°N, 102.08°E) นอกจากนี้จะใช้ข้อมูลจากดาวเทียม HIMAWARI และเครือข่าย Aeronet สำหรับนำมาหาองค์ประกอบของบรรยากาศสำหรับคำนวณค่าความเข้มรังสีกระจาย รวมทั้งการใช้ภาพถ่ายดาวเทียมเพื่อพัฒนาแผนที่รังสีกระจายของประเทศไทย

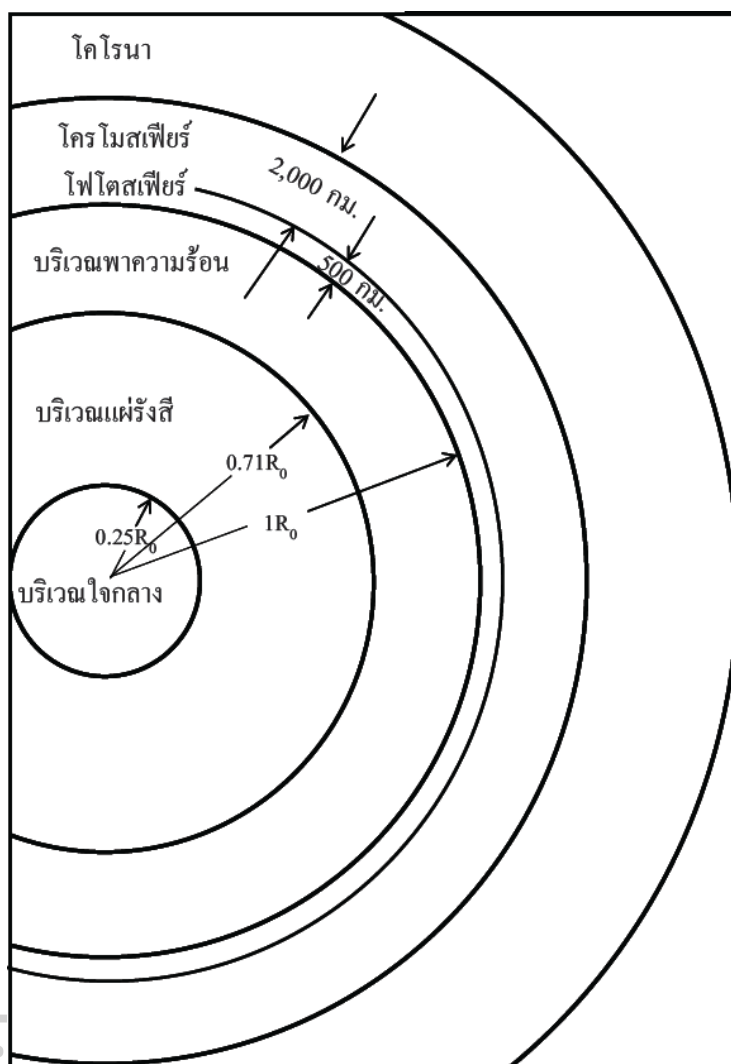
## บทที่ 2

### หลักการทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

#### 2.1 หลักการทางวิชาการ

##### 2.1.1 แหล่งที่มาของรังสีอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

ดวงอาทิตย์เป็นดาวฤกษ์ซึ่งเป็นศูนย์กลางของระบบสุริยะ (solar system) ที่มีโลกและดาวเคราะห์อื่น ๆ เป็นบริวาร โดยดวงอาทิตย์มีเส้นผ่านศูนย์กลาง 1.4 ล้านกิโลเมตร หรือ ประมาณ 109 เท่าของเส้นผ่านศูนย์กลางของโลก และมีมวลเท่ากับ  $1.989 \times 10^{30}$  กิโลกรัม หรือประมาณ 3 แสนเท่าของมวลโลก และดวงอาทิตย์มีระยะทางห่างจากโลกเฉลี่ยเท่ากับ  $1.495978 \times 10^{11}$  เมตร หรือประมาณ 150 ล้านกิโลเมตร ในทางดาราศาสตร์ได้กำหนดระยะทางนี้ว่า 1 หน่วยดาราศาสตร์ (Astronomical Unit, AU) และใช้หน่วยนี้บอกระยะทางในระบบสุริยะ ในด้านองค์ประกอบทางเคมีของดวงอาทิตย์ มวลสาร 70.67 เปอร์เซ็นต์ ของดวงอาทิตย์เป็นไฮโดรเจนและ 27.43 เปอร์เซ็นต์เป็นฮีเลียม ส่วนที่เหลือจะเป็นคาร์บอน ไนโตรเจน ออกซิเจน และ โลหะต่าง ๆ เนื่องจากดวงอาทิตย์มีอุณหภูมิสูงทำให้อิเล็กตรอนของอะตอมของธาตุต่าง ๆ หลุดออกมา ดังนั้นมวลสารของดวงอาทิตย์จึงมีสถานะเป็นพลาสมา กล่าวคือ ประกอบด้วยไอออนบวก และ อิเล็กตรอนอิสระ และโครงสร้างของดวงอาทิตย์จะประกอบด้วยส่วนต่าง ๆ ได้แก่ บริเวณใจกลาง (core) บริเวณแผ่รังสี (radiative zone) บริเวณพาความร้อน (convective zone) และ บรรยากาศ โดยบรรยากาศชั้นล่างสุดคือ โฟโตสเฟียร์ (photosphere) ถัดขึ้นมาคือโครโมสเฟียร์ (chromosphere) และบรรยากาศชั้นนอกสุดคือโคโรนา (corona) โครงสร้างดังกล่าวจะแสดงตามรูปที่ 1



รูปที่ 1 โครงสร้างดวงอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Lang, 2006)

พลังงานที่กำเนิดขึ้นจากดวงอาทิตย์ทั้งหมดเกิดจากปฏิกิริยาเทอร์โมนิวเคลียร์ที่บริเวณใจกลาง ซึ่งมีรัศมี  $1.74 \times 10^8$  เมตร หรือประมาณ  $0.25R_0$  เมื่อ  $R_0$  เป็นรัศมีของดวงอาทิตย์ ( $R_0$  เท่ากับ  $6.9556 \times 10^8$  เมตร) บริเวณดังกล่าวมีปริมาตร 1.6 เพอร์เซ็นต์ ของปริมาตรของดวงอาทิตย์ แต่มีมวลสารคิดเป็นครึ่งหนึ่งของมวลสารทั้งหมดของดวงอาทิตย์ โดยมวลสารในบริเวณใจกลางจะกดทับกันจนมีความหนาแน่นสูงถึง 151,300 กิโลกรัมต่อลูกบาศก์เมตร ทำให้เกิดปฏิกิริยาเทอร์โมนิวเคลียร์ที่บริเวณดังกล่าว ปฏิกิริยาเทอร์โมนิวเคลียร์ไม่สามารถเกิดขึ้นภายนอกบริเวณใจกลางซึ่งมีอุณหภูมิและความหนาแน่นต่ำกว่านี้ได้ ดังนั้นนอกบริเวณใจกลางจึงไม่มีการกำเนิดพลังงานจากปฏิกิริยาดังกล่าว พลังงานที่กำเนิดขึ้นภายในบริเวณใจกลางจะถ่ายเทออกมาที่ผิวดวงอาทิตย์เพื่อทำให้อาทิตย์อยู่ในสภาวะสมดุล



กลไกการถ่ายเทพลังงานจะเป็นตัวกำหนดโครงสร้างและธรรมชาติของบริเวณต่าง ๆ ภายในดวงอาทิตย์ โดยถัดจากบริเวณใจกลางจะเป็นบริเวณแผ่รังสีและบริเวณพาความร้อน จากนั้นจะเป็นบริเวณที่โปร่งแสงและมวลสารมีความหนาแน่นต่ำซึ่งเรียกว่าบรรยากาศ โดยแบ่งได้เป็น 3 ชั้น ได้แก่ โฟโตสเฟียร์ โครโมสเฟียร์ และโคโรนา (รูปที่ 1)

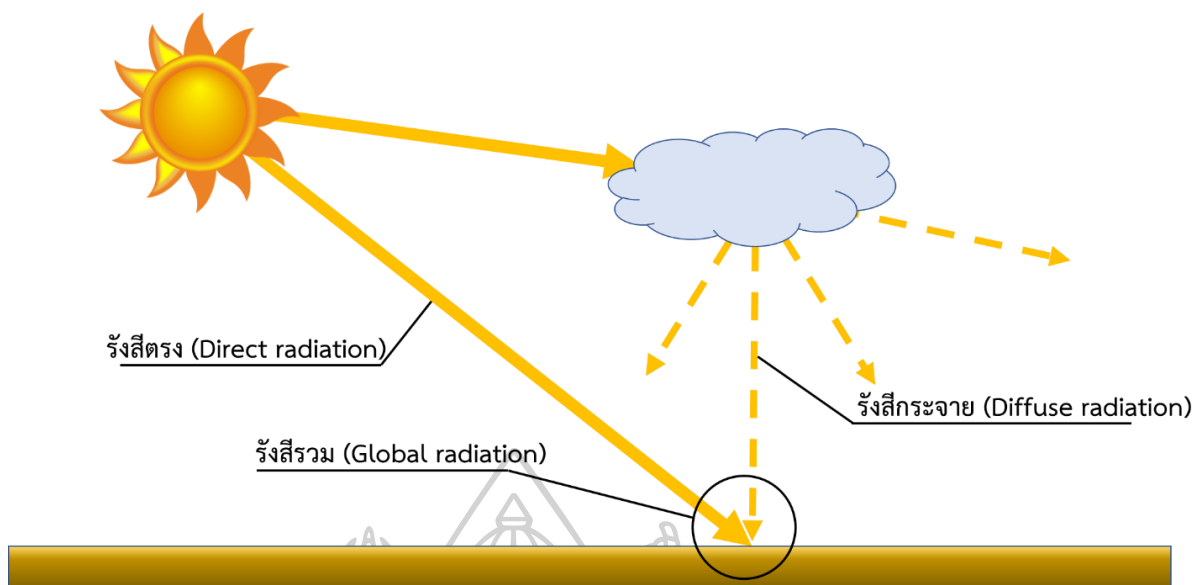
โดยภายในชั้นบรรยากาศของดวงอาทิตย์พลังงานที่เกิดขึ้นจากจุดศูนย์กลางของดวงอาทิตย์นั้นจะถูกส่งถ่ายเทออกมาสู่ชั้นบรรยากาศชั้นนอกโดยกระบวนการถ่ายเทความร้อนแบบการแผ่รังสี ความร้อนในชั้นบรรยากาศที่ถัดจากบริเวณใจกลางจนถึงที่ระยะ  $0.71R_0$  ซึ่งจะถูกเรียกเป็นบริเวณแผ่รังสีความร้อนและในชั้นที่อยู่ถัดจากระยะรัศมี  $0.71R_0$  ขึ้นมาเนื่องจากเป็นบริเวณที่อุณหภูมิของมวลสารในดวงอาทิตย์จะลดลงจนมีค่าประมาณ 2 ล้านเคลวิน ทำให้การเคลื่อนที่ของอิเล็กตรอนมีความเร็วลดลง นิวเคลียสของธาตุหนักต่าง ๆ จึงสามารถจับอิเล็กตรอนมาเป็นบริวารกลายเป็นไอออนบวกที่มีขนาดใหญ่ขึ้นและไอออนเหล่านี้มีความสามารถในการดูดกลืนรังสีต่าง ๆ ได้มากขึ้น และเกิดการสะสมของพลังงานทำให้ไอออนที่มีอุณหภูมิสูงก็จะลอยตัวสูงขึ้นแล้วปลดปล่อยพลังงานสู่ชั้นบรรยากาศที่อยู่ด้านบน หลังจากนั้นไอออนที่คายพลังงานแล้วก็จะจมลงและรับพลังงานอีกครั้งหนึ่งซึ่งเป็นการถ่ายเทพลังงานแบบพาความร้อนหรือเรียกว่าบริเวณพาความร้อนและชั้นบรรยากาศที่อยู่สูงกว่าบริเวณพาความร้อนนั้นจะเป็นบรรยากาศที่มีความหนาแน่นต่ำและโปร่งแสง โดยชั้นบรรยากาศชั้นแรกที่ถัดจากบริเวณพาความร้อนคือชั้นโฟโตสเฟียร์ ซึ่งตั้งแต่ชั้นนี้เป็นต้นไปจะเป็นบริเวณที่มีการถ่ายเทความร้อนแบบแผ่รังสีหรือเรียกว่าบริเวณแผ่รังสี

นอกจากนี้พลังงานที่กำเนิดจากดวงอาทิตย์นั้นจะแผ่ออกสู่อวกาศโดยรอบในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ ซึ่งมีทั้งในรูปรังสีและแสงสว่างจึงเรียกโดยทั่วไปว่า รังสีอาทิตย์ โดยรังสีที่มีความสำคัญในด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม ได้แก่ รังสีอัลตราไวโอเล็ต แสงสว่าง และ รังสีอินฟราเรด พลังงานรวมของรังสีทั้งหมดที่แผ่จากดวงอาทิตย์จะมีค่าเท่ากับ  $3.854 \times 10^{26}$  วัตต์ โดยพลังงานของรังสีแต่ละช่วงความยาวคลื่นมีส่วนเป็นเปอร์เซ็นต์เมื่อเทียบกับพลังงานทั้งหมด แสดงดังตารางที่ 1

ตารางที่ 1 ช่วงความยาวคลื่นและสัดส่วนของพลังงานในช่วงความยาวคลื่นต่าง ๆ ที่สำคัญเมื่อเทียบกับพลังงานทั้งหมดของรังสีที่แผ่จากดวงอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Petty, 2004)

รังสีอาทิตย์	ช่วงความยาวคลื่น (μm)	สัดส่วนของพลังงาน เมื่อเทียบกับพลังงานทั้งหมดที่แผ่ออกมา (%)
รังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ความคลื่นสั้นมาก (extreme ultraviolet, XUV)	0.01-0.1	$3 \times 10^{-6}$
รังสีอัลตราไวโอเล็ตไกล (far ultraviolet, FUV)	0.1-0.2	0.01
รังสีอัลตราไวโอเล็ตซี (ultraviolet C, UVC)	0.2-0.28	0.5
รังสีอัลตราไวโอเล็ตบี (ultraviolet B, UVB)	0.28-0.32	1.3
รังสีอัลตราไวโอเล็ตเอ (ultraviolet A, UVA)	0.32-0.40	6.2
แสงสว่าง	0.40-0.78	39
รังสีอินฟราเรด	0.78-1,000	52.9

รังสีอาทิตย์จะเดินทางเป็นเส้นตรงจากดวงอาทิตย์ออกมายังอวกาศรอบ ๆ และเมื่อรังสีอาทิตย์เคลื่อนผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก รังสีดังกล่าวจะถูกโมเลกุลอากาศ ฝุ่นละออง และเมฆกระเจิงและดูดกลืน โดยรังสีที่เหลือจะพุ่งตรงมาถึงพื้นผิวโลก ซึ่งจะเรียกว่ารังสีตรง (direct radiation) ส่วนรังสีที่เกิดจากการกระเจิงโดยองค์ประกอบต่าง ๆ ของบรรยากาศจะเรียกว่า รังสีกระจาย (diffuse radiation) และเรียกผลรวมของรังสีตรงและรังสีกระจายว่ารังสีรวม (global radiation) (รูปที่ 2)

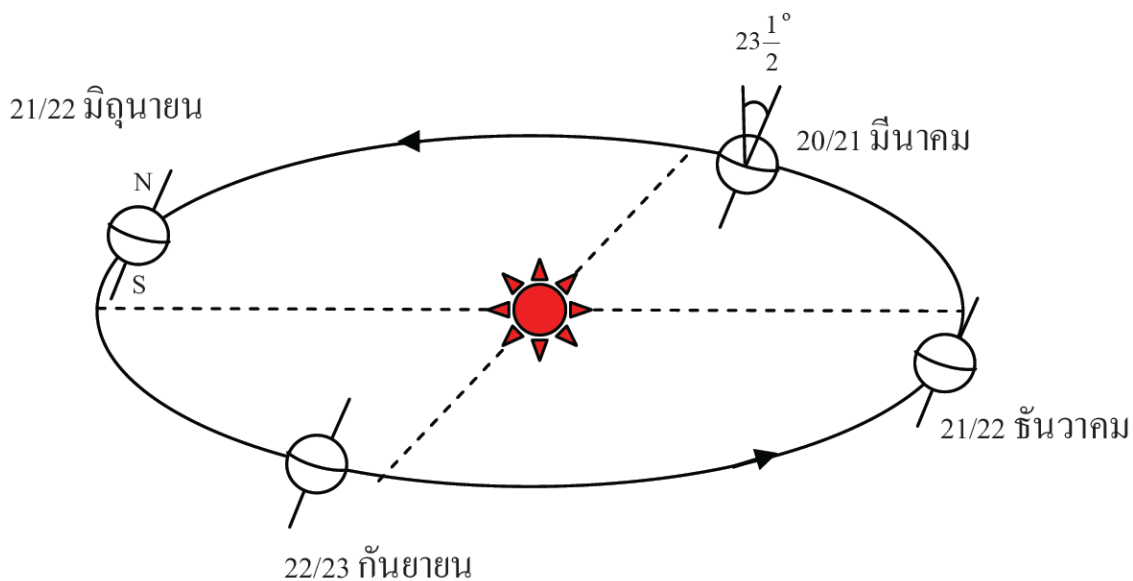


รูปที่ 2 องค์ประกอบของรังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก

## 2.1.2 สมบัติทางเรขาคณิตของรังสีอาทิตย์ (Iqbal, 1983)

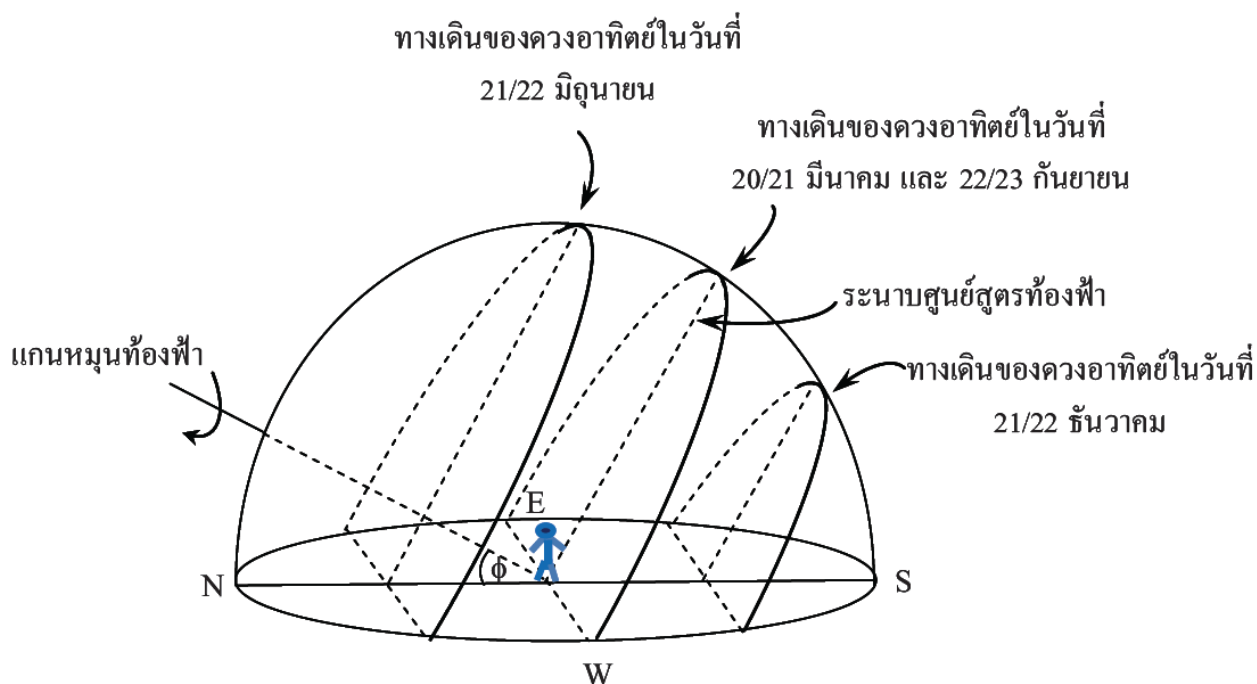
### 2.1.2.1 ทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า

โดยทั่วไปตำแหน่งของดาวฤกษ์จะอยู่คงที่เมื่อเทียบกับระนาบศูนย์สูตรของโลก ทั้งนี้เพราะดาวฤกษ์อยู่ไกลจากโลกมากจนไม่สามารถสังเกตเห็นการเคลื่อนที่ในช่วงเวลาสั้น ๆ ได้ ดังนั้นเราจึงเห็นดาวฤกษ์อยู่ในระนาบเดิมซึ่งขนานกับระนาบศูนย์สูตรท้องฟ้า แต่กรณีของดาวเคราะห์และดวงอาทิตย์จะมีการเปลี่ยนระนาบการเคลื่อนที่บนท้องฟ้าไปตามเวลาในรอบปี ทั้งนี้เพราะเทหวัตถุเหล่านี้อยู่ใกล้โลก และมีตำแหน่งเปลี่ยนแปลงไปตลอดเวลาเมื่อเทียบกับระนาบศูนย์สูตรของโลก เป็นที่ทราบกันดีแล้วว่าโลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรีโดยมีดวงอาทิตย์อยู่ที่ตำแหน่งโฟกัสหนึ่งของวงรีดังกล่าวและแกนหมุนของโลกทำมุมเอียงกับเส้นตั้งฉากของระนาบวงโคจรของโลกเป็นมุม  $23\frac{1}{2}$  องศา แสดงในรูปที่ 3



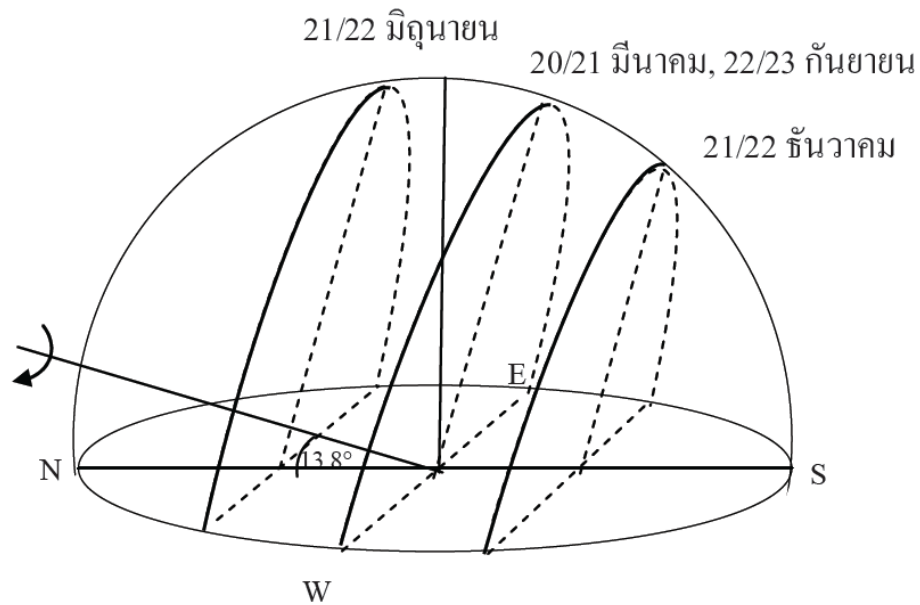
รูปที่ 3 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

จากรูปที่ 3 จะเห็นว่าในวันที่ 21 หรือ 22 มิถุนายน โลกจะหันขั้วเหนือเข้าหาดวงอาทิตย์มากที่สุดและในวันที่ 21 หรือ 22 ธันวาคมโลกจะหันขั้วใต้เข้าหาดวงอาทิตย์มากที่สุดสำหรับวันที่ 20 หรือ 21 มีนาคม และวันที่ 22 หรือ 23 กันยายน ดวงอาทิตย์จะอยู่ในแนวศูนย์สูตรของโลก โดยในวันที่ 20 หรือ 21 มีนาคม และ 22 หรือ 23 กันยายน เราจะเห็นดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ในแนวศูนย์สูตรท้องฟ้า และในวันที่ 21 หรือ 22 มิถุนายน ดวงอาทิตย์จะเคลื่อนที่ไปเหนือสุดเมื่อเทียบกับศูนย์ท้องฟ้า สำหรับในวันที่ 21 หรือ 22 ธันวาคม ดวงอาทิตย์จะเคลื่อนไปได้ต่ำสุด เมื่อเทียบกับศูนย์สูตรท้องฟ้า ดังแสดงในรูปที่ 4

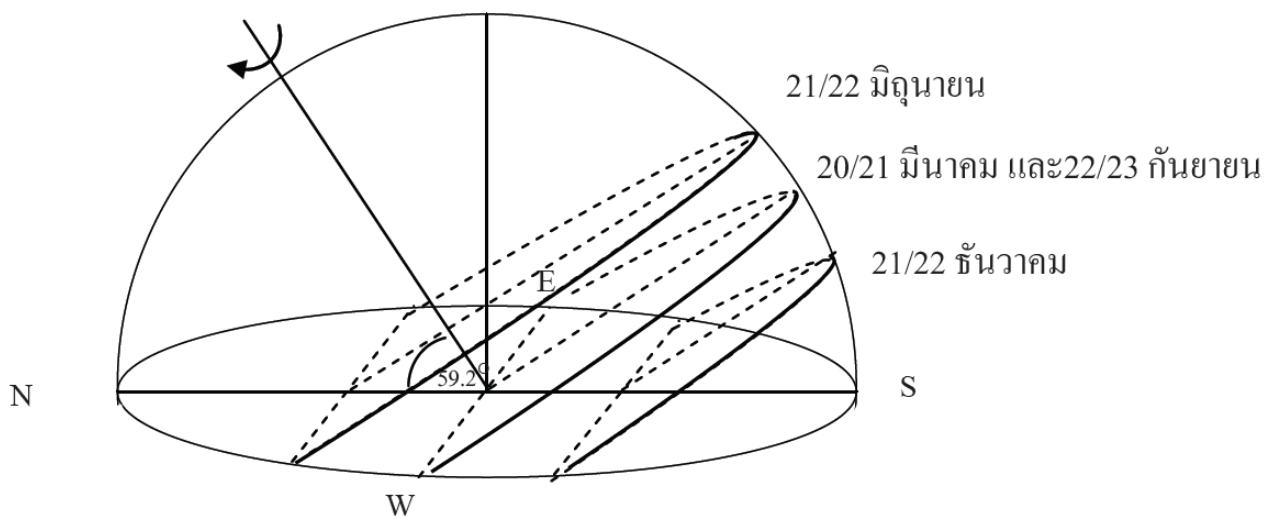


รูปที่ 4 ทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

ระนาบของทางเดินของเทหวัตถุต่าง ๆ บนท้องฟ้ารวมถึงดวงอาทิตย์จะขนานกับระนาบศูนย์สูตรท้องฟ้า แต่เนื่องจากระนาบศูนย์สูตรท้องฟ้าทำมุมตั้งฉากกับแกนหมุนของท้องฟ้าและแกนหมุนดังกล่าวจะทำมุมกับระนาบในแนวระดับเท่ากับละติจูดของผู้สังเกตดังนั้นระนาบของทางเดินของดวงอาทิตย์ ณ ตำแหน่งละติจูดต่าง ๆ บนผิวโลกจึงแตกต่างกันด้วยดังตัวอย่างในรูปที่ 5 ซึ่งแสดงทางเดินของดวงอาทิตย์ที่กรุงเทพมหานคร (ละติจูด 13.8 องศาเหนือ) และรูปที่ 6 แสดงทางเดินของดวงอาทิตย์ที่เมืองสตอกโฮล์ม ประเทศสวีเดน (ละติจูด 59.2 องศาเหนือ)



รูปที่ 5 ทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าที่กรุงเทพฯ (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)



รูปที่ 6 ทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าที่เมืองสตอกโฮล์ม (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

จากรูปที่ 5 และ 6 จะเห็นว่าในวันที่ 21 หรือ 22 มิถุนายน ซึ่งเป็นวันที่ดวงอาทิตย์อยู่เหนือขอบฟ้ายาวนานที่สุด ความยาวนานของวันดังกล่าวที่เมืองสตอกโฮล์มจะยาวกว่าที่กรุงเทพฯ มาก ในทางกลับกันในวันที่ 21 หรือ 22 ธันวาคม ซึ่งเป็นวันที่ดวงอาทิตย์อยู่เหนือขอบฟ้าสั้นที่สุด ความยาวนานของวันที่กรุงเทพฯ จะยาวนานกว่าที่เมืองสตอกโฮล์มมาก

### 2.1.2.2 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ (Iqbal, 1983)

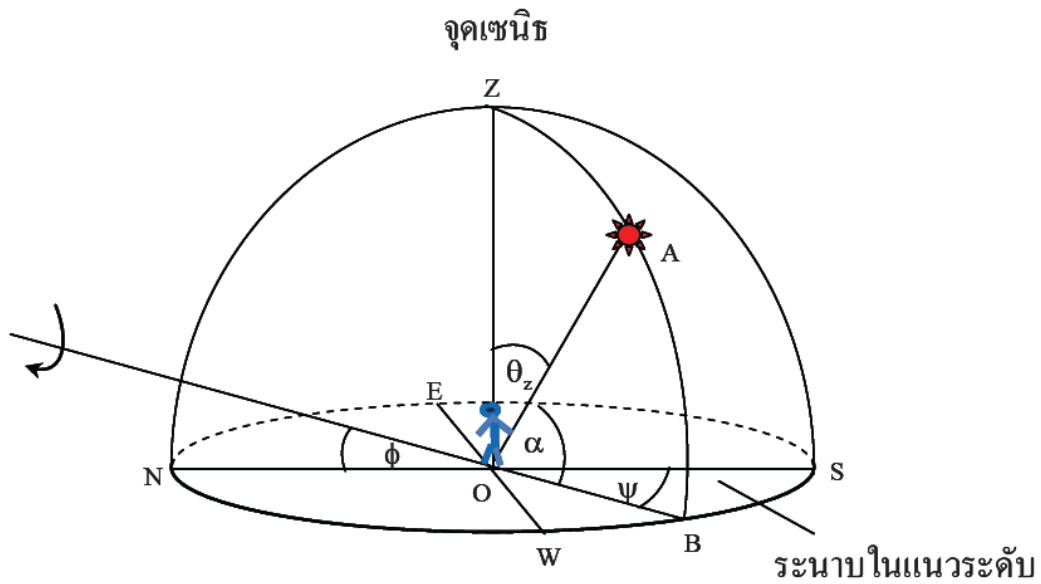
ในการคำนวณรังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบบนระนาบต่าง ๆ ทั้งที่อยู่นอกบรรยากาศโลกและที่พื้นผิวโลก จำเป็นต้องรู้ตำแหน่งของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า ในการบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะพิจารณาว่าท้องฟ้าเป็นครึ่งหนึ่งของทรงกลม ที่เรียกว่า ทรงกลมท้องฟ้า โดยมีผู้สังเกตเป็นศูนย์กลาง เนื่องจากท้องฟ้ามีขนาดใหญ่มาก หรือมีรัศมีเป็นอนันต์ (infinity) ดังนั้นการบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์จึงใช้มุมเพียง 2 มุม หรือใช้ส่วนโค้ง (arc) ของทรงกลมท้องฟ้า 2 ส่วนโค้ง ก็สามารถระบุตำแหน่งได้ ในงานด้านรังสีอาทิตย์สามารถบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ได้ 2 ระบบ ดังนี้

1) ระบบที่ใช้ระนาบในแนวระดับอ้างอิง (horizontal system) ระบบนี้จะอาศัยมุม 2 มุม ในการระบุตำแหน่งของดวงอาทิตย์ (รูปที่ 7) ดังนี้

ก. มุมอาซิมุท (azimuth,  $\psi$ ) เป็นมุมที่วัดจากแนวทิศใต้ (OS ในรูปที่ 7) ไปยังภาพฉาย (projection) ของเส้นตรงที่เชื่อมต่อระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์บนระนาบในแนวระดับ (OB) โดยมีค่าเป็นบวกถ้าเงาดังกล่าวอยู่ซีกตะวันออก และเป็นลบถ้าอยู่ซีกตะวันตกของท้องฟ้า หรือ  $-180$  องศา  $\leq \psi \leq 180$  องศา

ข. มุมอัลติจูด (altitude,  $\alpha$ ) หรือมุมเงยเป็นมุมระหว่างเส้นตรงที่เชื่อมต่อระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์ (OA) กับภาพฉายของเส้นตรงดังกล่าวบนระนาบในแนวระดับ (OB) ซึ่งจะมีค่าจาก 0 ถึง 90 องศา สำหรับมุมระหว่างเส้นตรงที่เชื่อมต่อระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์ (OA) กับเส้นตรงที่เชื่อมต่อระหว่างผู้สังเกตกับจุดเซนิธ (OZ) จะเรียกว่า มุมเซนิธ (zenith angle,  $\theta_z$ ) ซึ่งนิยมใช้บอกตำแหน่งดวงอาทิตย์เช่นกัน โดยที่  $\theta_z = 90 - \alpha$

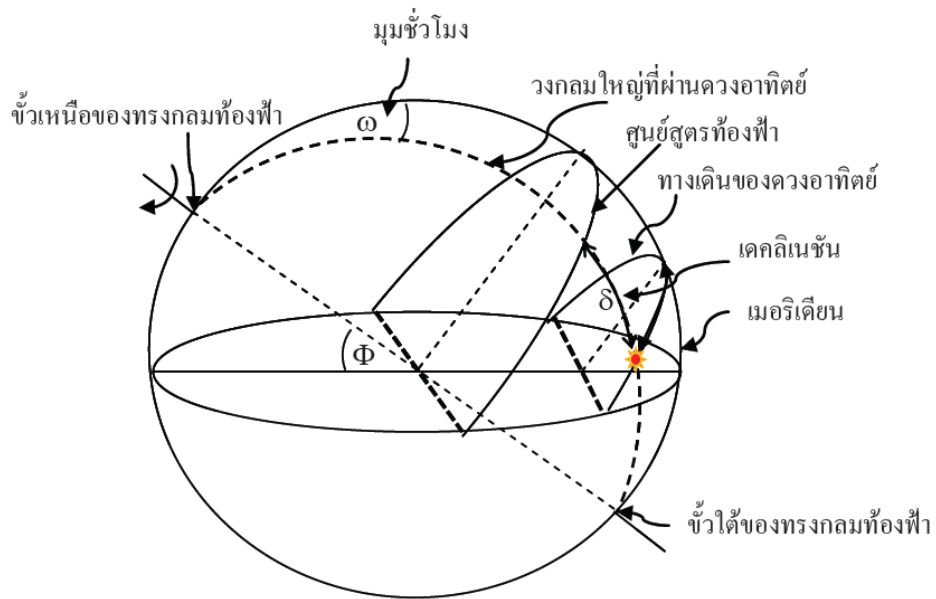
การบอกตำแหน่งโดยใช้ระบบระนาบในแนวระดับอ้างอิง มีข้อดี คือ เข้าใจได้ง่ายแต่มีข้อด้อย คือ ค่ามุมอาซิมุท และมุมอัลติจูด จะเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาตั้งแต่ดวงอาทิตย์ขึ้นจนถึงดวงอาทิตย์ตก และเปลี่ยนแปลงไปตามวันในรอบปีด้วย



รูปที่ 7 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยใช้ระนาบในแนวระดับอ้างอิง (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

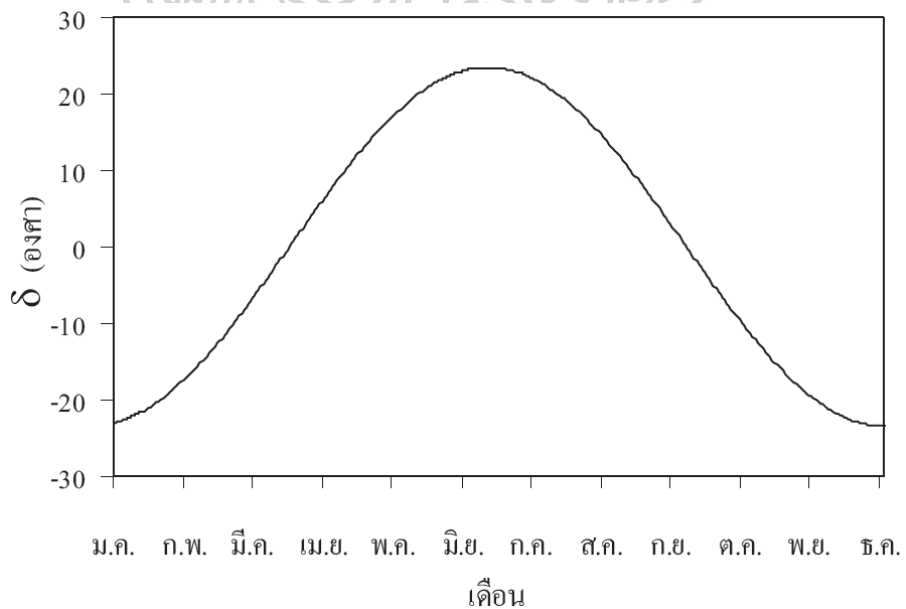
2) ระบบที่ใช้ระนาบศูนย์สูตรอ้างอิง (equatorial system) เนื่องจากระนาบของทางเดินของดวงอาทิตย์บนทรงกลมท้องฟ้าจะขนานกับระนาบของศูนย์สูตรท้องฟ้า โดยในช่วงเวลา 1 วัน ระนาบของทางเดินของดวงอาทิตย์จะเปลี่ยนแปลงน้อยมากจนสามารถถือว่าคงที่ได้ ดังนั้นในระบบที่ใช้ระนาบศูนย์สูตรอ้างอิงจะบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ โดยการลากวงกลมใหญ่ (great circle) จากขั้วหนึ่งของทรงกลมท้องฟ้าผ่านดวงอาทิตย์ไปยังอีกขั้วหนึ่ง (รูปที่ 8) และใช้ระยะห่างเชิงมุมระหว่างดวงอาทิตย์กับศูนย์สูตรท้องฟ้าบนวงกลมใหญ่นี้ดังกล่าวเป็นตัวแปรที่ 1 เพื่อบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ และเรียกวัดแปรนี้ว่าเดคลิเนชัน (declination,  $\delta$ ) สำหรับตัวแปรที่ 2 จะใช้มุมบนผิวทรงกลมท้องฟ้าระหว่างวงกลมใหญ่ที่ลากผ่านดวงอาทิตย์และเส้นเมริเดียน โดยจะเรียกมุมนี้นี้ว่ามุมชั่วโมง (hour angle,  $\omega$ )





รูปที่ 8 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยใช้ระนาบศูนย์สูตรอ้างอิง (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

ค่าเดคลิเนชัน ( $\delta$ ) จะแปรค่าอยู่ระหว่าง  $-23\frac{1}{2}$  องศา และ  $23\frac{1}{2}$  องศา จากการสังเกตการณ์ จะพบว่าค่าเดคลิเนชันจะแปรตามเวลาในรอบปี ดังแสดงในกราฟรูปที่ 9



รูปที่ 9 การแปรค่าของเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์ ( $\delta$ ) ตามเวลาในรอบปี (ดัดแปลงจาก Bernard et al., 1980)

จากกราฟในรูปที่ 9 สามารถแทนด้วยสมการเอมไพริคัล ได้ดังสมการที่ 2.1

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

เมื่อ  $\delta$  คือ เดคลิเนชัน (องศา)

$\Gamma$  คือ มุมวัน (day angle) (เรเดียน) ซึ่งคำนวณได้จากสมการ

ซึ่งมุมวันสามารถคำนวณหาได้จากสมการที่ 2.2

$$\Gamma = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365} \quad (2.2)$$

เมื่อ  $d_n$  เป็นลำดับของวันในรอบปี โดย  $d_n=1$  ในวันที่ 1 มกราคม และ  $d_n=365$  ในวันที่ 31 ธันวาคม สำหรับเดือนกุมภาพันธ์จะคิดว่ามี 28 วัน

สมการที่ 2.1 จะให้ความละเอียดถูกต้องของค่าเดคลิเนชันสูง โดยมีความคลาดเคลื่อนสูงสุดไม่เกิน 3 ลิปดา แต่การคำนวณโดยใช้สูตรดังกล่าวค่อนข้างยุ่งยาก ดังนั้นคูเปอร์ (Cooper, 1969) จึงเสนอสมการที่ใช้งานได้สะดวกขึ้น ถึงแม้จะมีความคลาดเคลื่อนเพิ่มขึ้นเล็กน้อยแต่สามารถใช้งานด้านพลังงานรังสีอาทิตย์ทั่วไปได้ สมการดังกล่าวเขียนได้ดังสมการ

$$\delta = 23.45 \sin \left[ \frac{360}{365} (d_n + 284) \right] \quad (2.3)$$

กรณีของมุมชั่วโมง ( $\omega$ ) จะแปรตามเวลาที่ใช้ตำแหน่งดวงอาทิตย์อ้างอิงหรือเวลาดวงอาทิตย์ (solar time) ทั้งนี้เพราะช่วงเวลาที่ดวงอาทิตย์เคลื่อนจากเส้นเมริเดียนที่อยู่ตรงศีรษะของผู้สังเกตไปทางทิศตะวันตกจนกลับมายังตำแหน่งเดิมอีกครั้ง จะใช้เวลา 24 ชั่วโมง ในขณะที่เดียวกันมุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ก็จะวนมาครบรอบ หรือ 360 องศา จะเห็นว่าดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ด้วยอัตรา 15 องศาต่อชั่วโมง ดังนั้นเราจึงสามารถหาความสัมพันธ์ระหว่างมุมชั่วโมงกับเวลาดวงอาทิตย์ได้ดังสมการ

$$\omega = 15(12-ST) \quad (2.4)$$

เมื่อ  $\omega$  คือ มุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ (องศา)  
 $ST$  คือ เวลาดวงอาทิตย์ (ชั่วโมง)

เวลาดวงอาทิตย์สามารถคำนวณได้จากเวลามาตรฐานท้องถิ่น (local standard time) หรือ เวลาตามนาฬิกาที่ใช้ในชีวิตประจำวัน โดยรายละเอียดของการคำนวณจะอธิบายในหัวข้อถัดไป

### 2.1.2.3 เวลาและมุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์

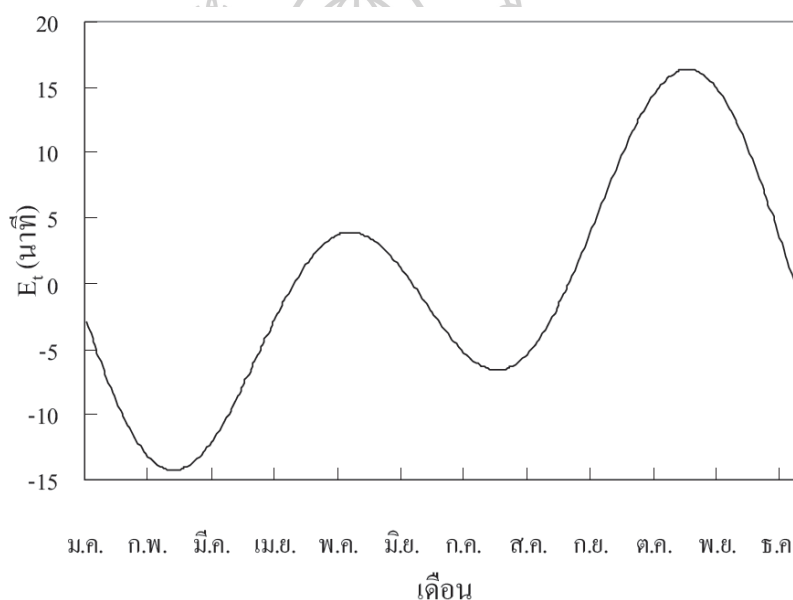
เวลาดวงอาทิตย์เป็นเวลาที่สม่ำเสมอ กล่าวคือ ความยาวนานของแต่ละวันไม่เท่ากันโดยจะแปรค่าไปตามเวลาในรอบปี ทั้งนี้เพราะวงโคจรของโลกเป็นวงรีทำให้ความเร็วในการเคลื่อนที่ของโลก รอบดวงอาทิตย์ที่ตำแหน่งต่าง ๆ ในวงโคจรมีค่าไม่เท่ากัน โดยที่ตำแหน่งที่โลกอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์ โลกจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วสูงกว่าที่ตำแหน่งอื่น ๆ การใช้เวลาดวงอาทิตย์ในการเปรียบเทียบเหตุการณ์ต่าง ๆ จึงมีความยุ่งยาก นักวิทยาศาสตร์จึงได้กำหนดเวลาที่สม่ำเสมอขึ้น โดยนำเวลาดวงอาทิตย์ในวันที่ 1 มกราคม ปี ค.ศ. 1900 มาแบ่งเป็น 86400 ส่วน ซึ่งเรียก 1 ส่วนว่า 1 วินาที และเรียกเวลานี้ว่าเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย (mean solar time) (Bernard et al., 1980; Smart, 1971)

เนื่องจากเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ยเป็นเวลาที่สม่ำเสมอจึงสามารถวัดได้ด้วยคาบของการสั่นต่าง ๆ ที่คงที่ เช่น คาบการแกว่งของลูกตุ้มนาฬิกา และการสั่นของผลึกควอทซ์ เป็นต้น และกำหนดว่า เวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย ณ เมืองกรีนวิช (Greenwich) ประเทศอังกฤษเป็นเวลามาตรฐานสากล (Universal time, UT) หรือเวลากรีนวิช (Greenwich mean time, GMT) ประเทศต่าง ๆ จะแบ่งเวลาออกเป็นเขต ๆ เทียบกับเวลากรีนวิช โดยแต่ละเขตจะกำหนดเส้นลองจิจูดมาตรฐาน (standard longitude,  $L_s$ ) และในเขตนั้น ๆ จะใช้เวลาเดียวกัน โดยเส้นลองจิจูดมาตรฐานนี้จะห่างจากลองจิจูดของกรีนวิชเป็นจำนวนเท่าของ 15 องศา เช่น เส้นลองจิจูดมาตรฐานของประเทศไทยเท่ากับ 105 องศา ( $15 \times 7$ ) นั่นคือเวลาของประเทศไทยจะเร็วกว่าเวลากรีนวิช 7 ชั่วโมง โดยทั่วไปเวลาในแต่ละเขตจะเรียกว่าเวลามาตรฐานท้องถิ่น (local standard time,  $LST$ ) ซึ่งเป็นเวลาที่อ่านได้จากนาฬิกา (clock time) และใช้ในชีวิตประจำวันนั่นเองสำหรับประเทศที่มีขนาดใหญ่ เช่น สหรัฐอเมริกา จะแบ่งเขตเวลามาตรฐานท้องถิ่นออกเป็นหลายเขต เพื่อให้สอดคล้องกับสภาพที่เป็นจริงของกลางวันและกลางคืนของท้องถิ่นนั้น ๆ

เวลาดวงอาทิตย์และเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ยมีความแตกต่างกันตามวันในรอบปี ตามกราฟในรูปที่ 10 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 (นาฬิกา)  
 $\Gamma$  คือ มุมวัน (day angle) (เรเดียน)



รูปที่ 10 การแปรค่าในรอบปีของความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย ( $E_t$ ) (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

เวลาดวงอาทิตย์จะมีความสัมพันธ์โดยตรงกับตำแหน่งของดวงอาทิตย์ กล่าวคือเมื่อเวลา 12.00 นาฬิกา ตามเวลาดวงอาทิตย์ ค่า  $\omega$  เท่ากับ 0 องศา ถ้าเวลาดวงอาทิตย์เป็น 11.00 นาฬิกา  $\omega$  เท่ากับ 15 องศา เวลาดวงอาทิตย์นี้สามารถคำนวณได้จากเวลามาตรฐานท้องถิ่น สมการเวลา และผลต่างระหว่างตำแหน่งเส้นลองจิจูดมาตรฐาน และเส้นลองจิจูดของตำแหน่งที่ต้องการคำนวณซึ่งเขียนเป็นรูปสมการได้ดังนี้

$$ST = LST + 4(L_s - L_{loc}) + E_t \quad (2.6)$$

เมื่อ	ST	คือ เวลาดวงอาทิตย์ (ชั่วโมง:นาท)
	LST	คือ เวลามาตรฐานท้องถิ่น (ชั่วโมง:นาท)
	$L_s$	คือ ลองจิจูดมาตรฐาน (องศา)
	$L_{loc}$	คือ ลองจิจูดของตำแหน่งที่ต้องการคำนวณ (องศา)
	$E_t$	คือ ความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย (นาท)

ค่าของ  $4(L_s - L_{loc})$  มีหน่วยเป็นนาทและค่าของ  $L_s$  และ  $L_{loc}$  เป็นลบเมื่ออยู่ทางตะวันออกของกรีนิช และเป็นบวก เมื่ออยู่ทางตะวันตกของกรีนิช ดังนั้นถ้าเราทราบเวลามาตรฐานท้องถิ่นหรือเวลาตามนาฬิกา เราจะสามารถคำนวณเวลาดวงอาทิตย์ได้ จากนั้นจะนำไปแทนค่าในสมการที่ 2.4 จะได้ค่ามุมชั่วโมงตามต้องการ

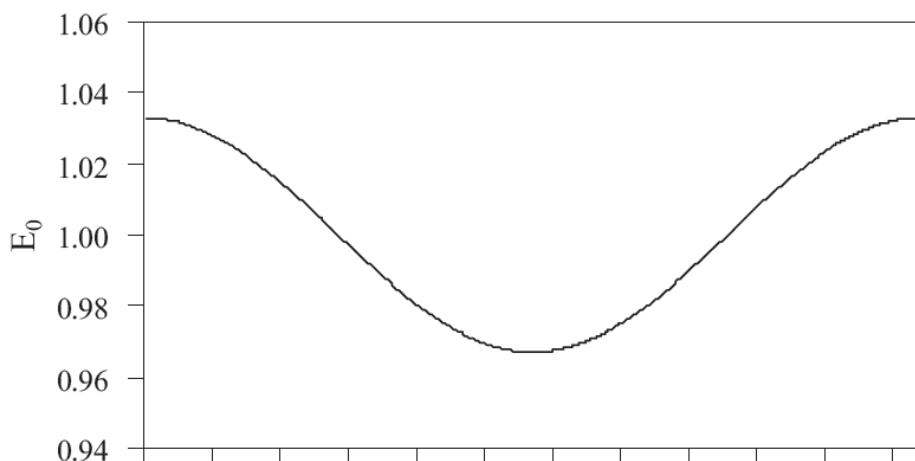
เนื่องจากโลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี โดยดวงอาทิตย์อยู่ที่จุดโฟกัสหนึ่งของวงรีดังกล่าว ดังนั้นขณะที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์จึงเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวมีผลต่อความเข้มรังสีอาทิตย์ที่โลกได้รับ ทั้งนี้เพราะความเข้มรังสีอาทิตย์จะแปรผกผันกับระยะทางยกกำลังสอง ถ้า  $I_{sc}$  เป็นความเข้มรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนระนาบตั้งฉากกับทิศทางของรังสีที่ระยะทางเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ ( $r_0$ ) และ  $I_{on}$  เป็นรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนระนาบตั้งฉากกับทิศทางของรังสีขณะที่โลกอยู่ที่ระยะทางจากดวงอาทิตย์  $r$  เราสามารถเขียนสมการความสัมพันธ์ระหว่าง  $I_{on}$  กับ  $I_{sc}$  ได้ดังนี้

$$I_{on} = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 I_{sc} \quad (2.7)$$

ถ้าให้  $E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2$  เราสามารถเขียนสมการที่ 2.7 ใหม่ได้ดังนี้

$$I_{on} = E_0 I_{sc} \quad (2.8)$$

โดยทั่วไปจะเรียก  $E_0$  ว่าเป็นแฟคเตอร์สำหรับแก้ผลการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ เนื่องจากความรู้ทางดาราศาสตร์ เราสามารถหาค่า  $r_0$  และค่า  $r$  ได้ ดังนั้นเราจึงสามารถหาค่า  $E_0$  ในแต่ละวันขณะที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์ได้ ถ้านำค่า  $E_0$  มาเขียนกราฟกับเวลาจะได้ผลดังรูปที่ 11



ม.ค. ก.พ. มี.ค. เม.ย. พ.ค. มิ.ย. ก.ค. ส.ค. ก.ย. ต.ค. พ.ย. ธ.ค.

เดือน

รูปที่ 11 การแปรค่าของแฟคเตอร์สำหรับแก้ผลการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ ( $E_0$ ) กับเวลาในรอบปี (ดัดแปลงจาก Duffie & Beckman, 2013)

เพื่อความสะดวกในการนำค่า  $E_0$  ไปใช้ในการคำนวณต่าง ๆ สเปนเซอร์ (Spencer, 1971) จึงได้ทำการแทนกราฟในรูปที่ 11 ด้วยสมการเอมไพริคัล ซึ่งเขียนได้ดังนี้

$$E_0 = 1.000110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma \quad (2.9)$$

โดยที่  $\Gamma$  คือมุมวัน (day angle) (เรเดียน) ซึ่งสามารถคำนวณได้จากสมการที่ 2.2

ค่า  $E_0$  ที่คำนวณจากสมการที่ 2.9 จะมีความละเอียดถูกต้องมาก ซึ่งเหมาะสมกับการใช้งานที่ต้องการความละเอียดสูง สำหรับงานทางด้านวิศวกรรมทั่วไป ดัฟฟีและเบคแมน (Duffie & Beckman, 2013) เสนอให้ใช้สมการที่ซับซ้อนน้อยกว่าซึ่งเขียนได้ดังนี้

$$E_0 = 1 + 0.033 \cos \left[ \frac{2\pi d_n}{365} \right] \quad (2.10)$$

เมื่อ  $d_n$  คือ ลำดับวันในรอบปี โดย  $d_n = 1$  ในวันที่ 1 มกราคม และเดือนกุมภาพันธ์จะกำหนดให้มีจำนวนวัน 28 วัน

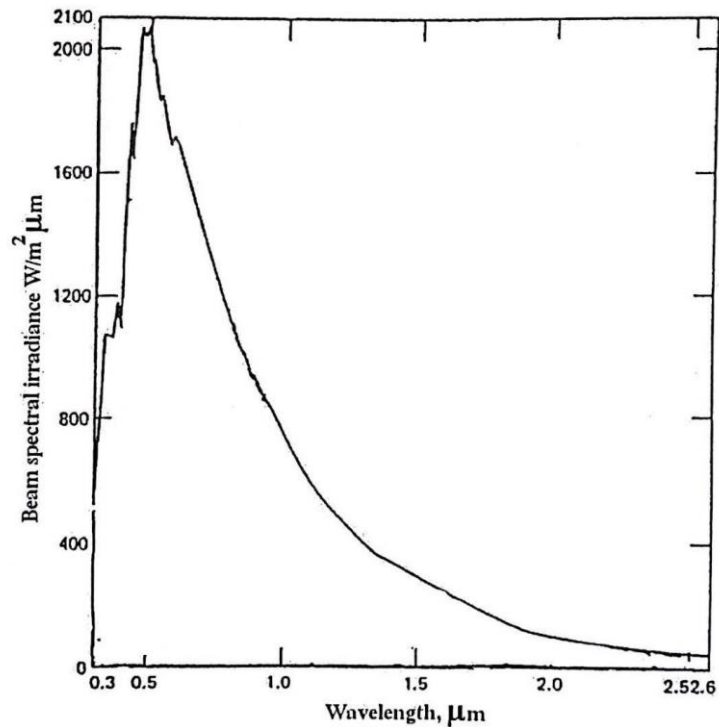
เราสามารถนำค่า  $E_0$  ไปใช้แก้ค่าผลจากการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ ในกระบวนการคำนวณพลังงานของรังสีอาทิตย์ที่ระยะห่างใด ๆ จากดวงอาทิตย์ ทั้งกรณีรังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นกว้าง (0.3–3.0 ไมครอน) และในช่วงความยาวคลื่นต่าง ๆ เช่น ความยาวคลื่นแสงสว่างและรังสีอัลตราไวโอเล็ต เป็นต้น

### 2.1.3 รังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก

ค่าความเข้มรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก (extraterrestrial solar radiation) เป็นข้อมูลสำคัญสำหรับการออกแบบเซลล์สุริยะ เพื่อใช้ในดาวเทียมและยานอวกาศต่าง ๆ นอกจากนี้ยังเป็นข้อมูลพื้นฐานในการคำนวณรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก ในหัวข้อนี้จะกล่าวถึงสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ (solar spectrum) นอกบรรยากาศโลก ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ (solar constant) การหาค่ารังสีอาทิตย์บนระนาบต่าง ๆ นอกบรรยากาศโลก และแฟคเตอร์สำหรับใช้แปลงค่ารังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนระนาบในแนวระดับให้เป็นค่าบนระนาบเอียง

#### 2.1.3.1 สเปกตรัมของรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก

รังสีที่แผ่ออกมาจากดวงอาทิตย์เป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งมีความยาวคลื่นต่าง ๆ ตั้งแต่รังสีแกมมาจนถึงคลื่นวิทยุ โดยแต่ละความยาวคลื่นมีความเข้มแตกต่างกัน สเปกตรัมรังสีอาทิตย์หมายถึงความเข้มของรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ เนื่องจากเซลล์สุริยะและวัสดุที่ใช้เป็นผนังชั้นนอกของยานอวกาศมีการตอบสนองต่อรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ ไม่เท่ากัน ดังนั้นข้อมูลสเปกตรัมรังสีอาทิตย์จึงมีความสำคัญต่อการออกแบบเซลล์สุริยะและวัสดุที่ใช้เป็นผนังของยานอวกาศ นอกจากนี้สเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศยังใช้เป็นข้อมูลสำหรับคำนวณสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก จากการใช้วิธีการคำนวณทางทฤษฎีประกอบกับข้อมูลที่วัดได้จากเครื่องมือวัดบนพื้นดินจะได้สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก ดังแสดงในรูปที่ 12



รูปที่ 12 แสดงสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

#### 2.1.3.2 ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ (solar constant)

ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ หรือ ค่าคงที่สุริยะ (solar constant,  $I_{sc}$ ) คือ พลังงานของรังสีอาทิตย์รวมทุกความยาวคลื่นที่ตกกระทบตั้งฉากกับพื้นที่ 1 หน่วยต่อ 1 หน่วยเวลาที่ระยะทางเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ ( $1.495 \times 10^{11}$  เมตร) หรือ 1 AU นอกบรรยากาศโลก ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์นั้นมีความสำคัญสำหรับการคำนวณค่าพลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบบนผิวโลก ที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินและการวัดโดยการอาศัยบอลลูนและเครื่องบินในระดับสูง ซึ่งพบว่าค่าคงตัวรังสีอาทิตย์มีค่าเท่ากับ 1353 วัตต์ต่อตารางเมตร โดยภายหลังได้มีการวัดและแก้ไขความคลาดเคลื่อนต่าง ๆ จนกระทั่งได้ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์เท่ากับ 1366.1 วัตต์ต่อตารางเมตร หรือเท่ากับ 4921 กิโลจูลต่อตารางเมตรต่อชั่วโมง ค่าดังกล่าวที่ได้ทำการแก้ไขแล้วนั้นเป็นที่ยอมรับขององค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (World Meteorology Organization, WMO)



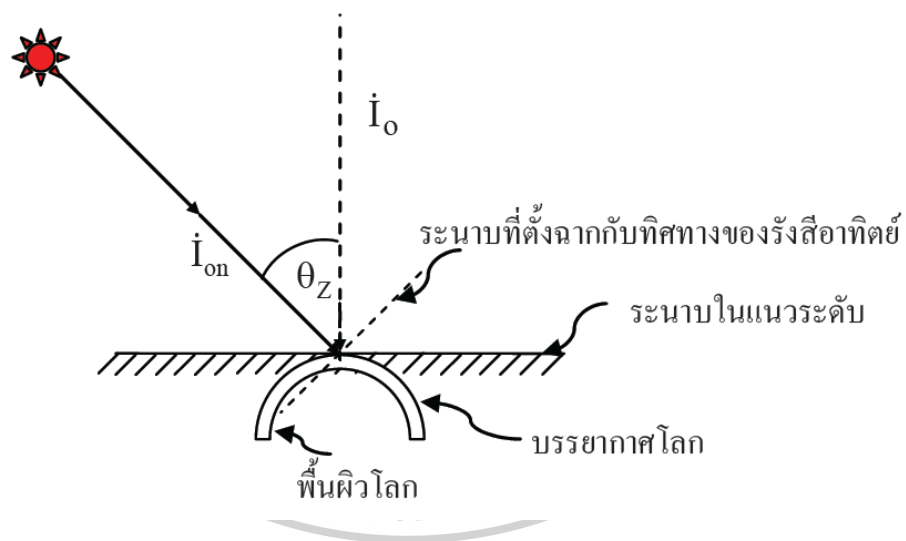
### 2.1.3.3 รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนที่ราบ

#### 1). รังสีอาทิตย์รายชั่วโมง

ปริมาณรังสีอาทิตย์ที่ระยะเวลาหนึ่ง (solar irradiance) นอกบรรยากาศโลกที่ตกกระทบบนระนาบซึ่งตั้งฉากกับทิศทางของรังสีอาทิตย์ จะขึ้นกับระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ตามสมการ

$$I_{on} = I_{sc} E_0 \quad (2.11)$$

เมื่อ	$I_{on}$	คือ รังสีอาทิตย์ที่ระยะเวลาหนึ่งซึ่งตกกระทบระนาบที่ตั้งฉากกับทิศทางของรังสี (วัดต่อตารางเมตร)
	$I_{sc}$	คือ ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์ (1,366.1 วัดต่อตารางเมตร)
	$E_0$	คือ แฟคเตอร์สำหรับแก้ผลการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (-)



รูปที่ 13 รังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบบนระนาบในแนวระดับ ( $I_0$ ) และบนระนาบที่ตั้งฉากกับทิศทางของรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก ( $I_{on}$ ) เมื่อ  $\theta_z$  คือ มุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (ตัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

กรณีระนาบในแนวระดับ รังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบขณะเวลาหนึ่งบนระนาบดังกล่าวจะเขียนได้ดังสมการ

$$I_o = I_{sc} E_0 \cos \theta_z \quad (2.12)$$

แทนค่า  $\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega$  ในสมการที่ 2.12 จะได้

$$I_o = I_{sc} E_0 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) \quad (2.13)$$

กรณีที่เราต้องการหาปริมาณของรังสีอาทิตย์  $dI_o$  ที่ตกกระทบในช่วงเวลา  $dt$  และต้องการทราบพลังงานของรังสีอาทิตย์ในช่วงเวลาหนึ่งเราสามารถเขียนสมการที่ 2.13 ใหม่ในรูปสมการ

$$dI_o = 3600 I_{sc} E_0 \cos \theta_z dt \quad (2.14)$$

เมื่อ  $dt$  เป็นช่วงเวลาซึ่งมีหน่วยเป็นชั่วโมง และ  $I_{sc}$  เป็นค่าคงตัวรังสีอาทิตย์โดยคิดปริมาณพลังงานในช่วงเวลา 1 ชั่วโมง ( $4,917.96 \times 10^3$  จูลต่อตารางเมตร) จากสมการที่ 2.14 จะเห็นว่า  $\cos \theta_z$  ขึ้นกับมุมชั่วโมง ( $\omega$ ) เพื่อความสะดวกในการหา  $I_o$  เราจะแปลง  $dt$  ให้อยู่ในรูปของ  $d\omega$  โดยอาศัยความจริงที่ว่า เมื่อโลกหมุนครบรอบ ซึ่งใช้เวลา 24 ชั่วโมง มุมชั่วโมงจะเปลี่ยนไป  $2\pi$  เรเดียน หรือเขียนในรูปสมการได้ดังนี้

$$dt = \left(\frac{12}{\pi}\right) d\omega \quad (2.15)$$

เมื่อแทน  $dt$  จากสมการที่ 2.15 และแทนค่า  $\cos \theta_z$  ในสมการที่ 2.14 จะได้ดังสมการต่อไปนี้

$$dI_o = \left(\frac{12 \times 3600}{\pi}\right) I_{sc} E_0 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) d\omega \quad (2.16)$$

ค่าพลังงานของรังสีอาทิตย์ในช่วงเวลา 1 ชั่วโมง จะหาได้โดยการอินทิเกรต  $dI_0$  ในช่วงเวลา 1 ชั่วโมง ดังสมการที่ 2.17

$$I_0 = \left( \frac{12 \times 3600}{\pi} \right) I_{sc} E_0 \int_{\omega_1 - \frac{\pi}{24}}^{\omega_1 + \frac{\pi}{24}} (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) d\omega \quad (2.17)$$

โดย  $\omega_1$  เป็นมุมชั่วโมงที่กึ่งกลางชั่วโมงนั้น ผลจากการอินทิเกรตจะได้ดังสมการที่ 2.18

$$I_0 = \left( \frac{12 \times 3600}{\pi} \right) I_{sc} E_0 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega_1) \quad (2.18)$$

กรณีที่ต้องการหาค่ารังสีอาทิตย์ในช่วงเวลาที่น้อยหรือมากกว่า 1 ชั่วโมง กล่าวคือในช่วงเวลา ระหว่างที่ดวงอาทิตย์มีค่ามุมชั่วโมง  $\omega_1$  และ  $\omega_2$  เราสามารถหาสมการสำหรับคำนวณค่ารังสีดังกล่าว โดยการอินทิเกรตสมการที่ 2.18 ตั้งแต่  $\omega_1$  ถึง  $\omega_2$  ดังนี้

$$I_0 = \left( \frac{12 \times 3600}{\pi} \right) I_{sc} E_0 \left[ \frac{\pi}{180} (\omega_2 - \omega_1) \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi (\sin \omega_2 - \sin \omega_1) \right] \quad (2.19)$$

$\omega_1$  และ  $\omega_2$  ในสมการที่ 2.19 มีหน่วยเป็นองศา โดยแฟคเตอร์  $\pi / 180$  ใช้แปลงหน่วยของ  $\omega_1$  และ  $\omega_2$  ให้เป็นเรเดียน



## 2). รังสีอาทิตย์รายวัน

ค่ารังสีอาทิตย์รายวัน ( $H_0$ ) จะได้จากกรอินทิเกรตรังสีอาทิตย์รายชั่วโมงตั้งแต่ดวงอาทิตย์ขึ้นจนถึงดวงอาทิตย์ตก

$$H_0 = \left( \frac{12 \times 3600}{\pi} \right) I_{sc} E_0 \int \left( \frac{\sin \delta \sin \phi}{+ \cos \delta \cos \phi \cos \omega_1} \right) d\omega \quad (2.20)$$

$$\text{หรือ } H_0 = \left( \frac{12 \times 3600}{\pi} \right) I_{sc} E_0 \left[ \frac{\pi}{180} \left( \frac{(\omega_{ss}) \sin \delta \sin \phi}{+ \cos \delta \cos \phi \cos \omega_{ss}} \right) \right] \quad (2.21)$$

เมื่อ  $H_0$  คือ รังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกรายวันบนระนาบในแนวระดับ

(จุดต่อตารางเมตรต่อวัน)

$\omega_{ss}$  คือ มุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ตก (องศา)

$I_{sc}$  คือ ค่าคงตัวรังสีอาทิตย์กรณีรายชั่วโมง ( $4,917.96 \times 10^3$  จุดต่อตารางเมตร)

## 2.1.4 องค์ประกอบในชั้นบรรยากาศโลกและผลกระทบต่อรังสีกระจาย

รังสีที่แผ่จากดวงอาทิตย์จะเดินทางผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก โดยระหว่างทางจะถูกองค์ประกอบต่าง ๆ ของบรรยากาศโลกกระเจิงและดูดกลืน ในการคำนวณความเข้มรังสีอาทิตย์และรังสีกระจายที่เกิดขึ้นจำเป็นต้องมีความรู้เกี่ยวกับองค์ประกอบต่าง ๆ ของบรรยากาศโลกและผลกระทบขององค์ประกอบดังกล่าวที่มีต่อรังสีอาทิตย์ รังสีอาทิตย์ที่แผ่มายังบรรยากาศโลกนั้นจะอยู่ในช่วงความยาวคลื่นที่กว้างประมาณ 0.30–3.00 ไมโครเมตร ซึ่งจะสามารถแยกออกเป็น 3 ความยาวคลื่นได้แก่ รังสีอัลตราไวโอเล็ต (Ultraviolet : UV) มีความยาวคลื่นประมาณ 0.28–0.40 ไมโครเมตร แสงสว่างที่มองเห็นได้ (Visible light) มีความยาวคลื่น 0.40–0.70 ไมโครเมตร และรังสีอินฟราเรด (Infrared : IR) มีช่วงความยาวคลื่น 0.76–3.00 ไมโครเมตร ส่งผลให้องค์ประกอบต่าง ๆ ของบรรยากาศจะมีผลต่อรังสีอาทิตย์แตกต่างกันออกไปในแต่ละช่วงความยาวคลื่น ซึ่งองค์ประกอบของบรรยากาศโลกที่มีผลกระทบต่อรังสีกระจายหลัก ๆ จะได้แก่ ฝุ่นละออง ไอน้ำ เมฆ และ ก๊าซที่สะสมอยู่ในชั้นบรรยากาศ ซึ่งก๊าซที่มีผลต่อรังสีอาทิตย์มากที่สุดคือ โอโซน

#### 2.1.4.1 โครงสร้างของบรรยากาศโลก

บรรยากาศโลกสามารถแบ่งตามการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงได้ 4 ชั้น (Andrews, 2010) (รูปที่ (2.14)) ดังนี้

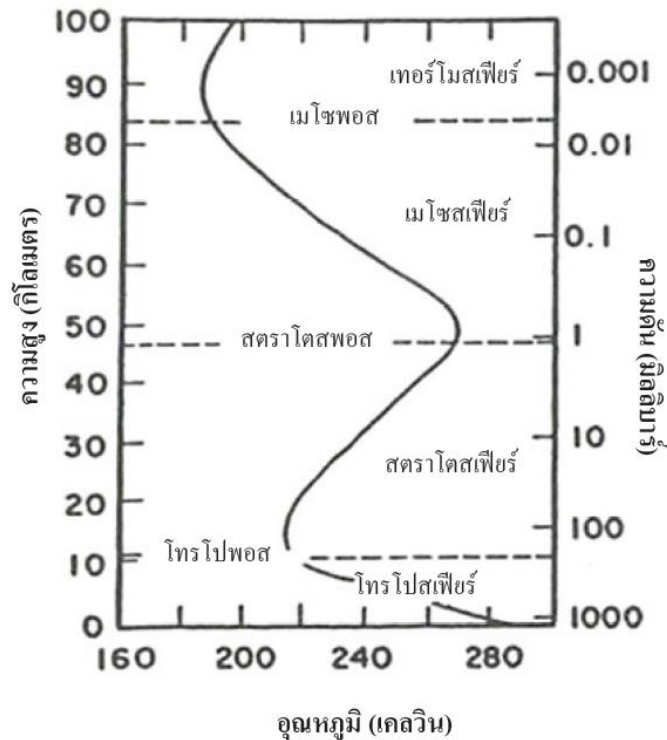
ก) โทรโปสเฟียร์ (troposphere) เป็นบรรยากาศชั้นแรก ซึ่งมีความสูงจากพื้นผิวโลกขึ้นไปประมาณ 16-18 กิโลเมตร ที่บริเวณศูนย์สูตร และ 8-10 กิโลเมตร ที่บริเวณขั้วโลก มวลอากาศ 80 เปอร์เซ็นต์ ของบรรยากาศโลกทั้งหมดจะอยู่ในโทรโปสเฟียร์ โดยเมฆ ไอน้ำและฝุ่นละออง (aerosols) ส่วนใหญ่จะอยู่ในบรรยากาศชั้นนี้ พลังงานส่วนใหญ่ที่บรรยากาศชั้นนี้ได้รับจะได้รับการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ขององค์ประกอบของบรรยากาศชั้นนี้ ที่สำคัญได้แก่คาร์บอนไดออกไซด์ ไอน้ำและฝุ่นละออง องค์ประกอบเหล่านี้มีปริมาณมากที่บริเวณใกล้พื้นผิวโลกและค่าลดลงเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น นอกจากนี้บรรยากาศชั้นนี้ยังได้รับพลังงานจากรังสีที่แผ่จากพื้นผิวโลก ดังนั้นบรรยากาศบริเวณใกล้พื้นผิวโลกจึงมีอุณหภูมิสูงสุด แล้วค่อย ๆ ลดลงตามความสูง โดยอุณหภูมิที่ส่วนบนของโทรโปสเฟียร์ หรือเรียกว่า โทรโปพอส (tropopause) จะมีค่าประมาณ 217 เคลวิน ความแตกต่างของอุณหภูมิที่พื้นผิวกับส่วนบนของโทรโปสเฟียร์ทำให้เกิดการไหลเวียนของอากาศในแนวตั้ง ซึ่งช่วยพาความร้อนจากพื้นผิวโลกขึ้นไปสู่บรรยากาศชั้นนี้ด้วย

ข) สตราโตสเฟียร์ (stratosphere) เป็นบรรยากาศที่อยู่ถัดขึ้นไปจากโทรโปสเฟียร์จนถึงที่ระดับความสูงประมาณ 50 กิโลเมตร จากพื้นผิวโลก อุณหภูมิของอากาศในบรรยากาศชั้นนี้จะเพิ่มตามความสูง โดยมีค่าสูงสุดประมาณ 270 เคลวิน ที่ความสูง 50 กิโลเมตร ทั้งนี้เนื่องจากโอโซนในบรรยากาศชั้นนี้ดูดกลืนรังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอัลตราไวโอเล็ตทำให้บรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ฝุ่นละอองที่เกิดจากการระเบิดของภูเขาไฟสามารถขึ้นมาถึงชั้นนี้ได้

ค) เมโซสเฟียร์ (mesosphere) เป็นบรรยากาศที่อยู่สูงขึ้นไปจากสตราโตสเฟียร์ถึงที่ระดับความสูงประมาณ 80-90 กิโลเมตร จากพื้นผิวโลก อุณหภูมิของอากาศจะลดลงเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น เนื่องจากอยู่ห่างจากพื้นผิวโลกมาก ทำให้บรรยากาศชั้นนี้ได้รับพลังงานจากพื้นผิวโลกน้อย นอกจากนี้มวลของบรรยากาศชั้นเมโซสเฟียร์เบาบางมากจึงดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้น้อยมาก ส่วนบนสุดของบรรยากาศชั้นเมโซสเฟียร์ที่เรียกว่า เมโซพอส (mesopause) มีอุณหภูมิประมาณ 180-190 เคลวิน

ง) เทอร์โมสเฟียร์ (thermosphere) เป็นบรรยากาศชั้นบนสุด โดยอยู่ถัดจากเมโซสเฟียร์ขึ้นไป ไม่สามารถบอกขอบเขตได้แน่นอน โดยความหนาแน่นของมวลสารของเทอร์โมสเฟียร์จะค่อย ๆ ลดลงจนเป็นส่วนหนึ่งของมวลสารที่กระจายอยู่เล็กน้อยในอวกาศอุณหภูมิของเทอร์โมสเฟียร์จะเพิ่มขึ้นเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น โดยที่ความสูง 200 กิโลเมตร จะมีอุณหภูมิสูงถึง 1000-1100 เคลวิน ทั้งนี้เนื่องจากมีระยะทางเข้าใกล้ดวงอาทิตย์

โดยทั่วไปจะเรียกบรรยากาศชั้นโทรโปสเฟียร์ว่าเป็นบรรยากาศชั้นล่าง เรียกบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์และเมโซสเฟียร์ว่าเป็นบรรยากาศชั้นกลาง และเรียกบรรยากาศชั้นเทอร์โมสเฟียร์ว่าเป็นบรรยากาศชั้นบน ในงานด้านรังสีอาทิตย์จะนิยามกำหนดส่วนบนสุดของบรรยากาศ (top of atmosphere, TOA) ว่าอยู่ที่ความสูงประมาณ 100 กิโลเมตร (Saha, 2008)

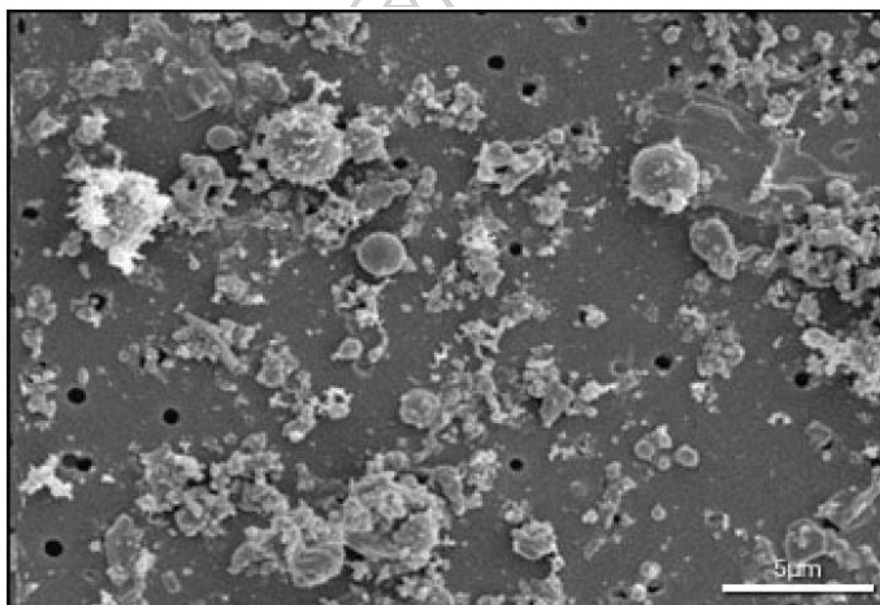


รูปที่ 14 การแปรค่าของอุณหภูมิและความดันตามความสูงของบรรยากาศมาตรฐาน (ดัดแปลงจาก Andrews, 2010)

#### 2.1.4.2 ผลกระทบของฝุ่นละอองต่อรังสีอาทิตย์

##### 1). คำจำกัดความและธรรมชาติทั่วไป

ฝุ่นละอองหมายถึงอนุภาคของแข็งหรือของเหลวที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศ ทั้งนี้รวมถึงควันจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงต่าง ๆ ฝุ่นที่ฟุ้งกระจายจากพื้นดินหรือจากทะเลทราย ละอองเกลือจากน้ำทะเล ละอองเกสรดอกไม้ และละอองของเหลวของสารเคมีต่าง ๆ แต่จะไม่รวมถึงเมฆและหมอก โดยทั่วไปฝุ่นละอองในบรรยากาศมีขนาดตั้งแต่ 0.1–1000 ไมครอน โดยมีรูปทรงและองค์ประกอบทางเคมีแตกต่างกัน ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับแหล่งกำเนิดของฝุ่นละออง (Iqbal, 1983) ตัวอย่างของฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวลจะมีลักษณะดังรูปที่ 15



รูปที่ 15 ลักษณะของฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวล (ดัดแปลงจาก Boucher, 2015)

ฝุ่นละอองส่วนใหญ่จะอยู่ในบรรยากาศชั้นโทรโปสเฟียร์ที่ช่วงความสูงตั้งแต่พื้นผิวโลกจนถึงที่ระดับความสูง 2 กิโลเมตร และจะลอยไปตามกระแสลม โดยทั่วไปฝุ่นละอองในบรรยากาศชั้นนี้จะอยู่ในบรรยากาศประมาณ 1-2 สัปดาห์ จากนั้นจะร่วงหล่นลงสู่พื้นผิวโลกด้วยแรงโน้มถ่วงหรือการชะล้างของฝน เราสามารถพบฝุ่นละอองได้เล็กน้อยในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ โดยส่วนใหญ่เกิดจากเถ้าที่พ่นจากภูเขาไฟ และสามารถฟุ้งกระจายไปได้ทั่วโลก ฝุ่นละอองนี้อาจอยู่ในบรรยากาศได้นานหลายปี เนื่องจากในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ไม่มีฝนช่วยชะล้างและอยู่ในระดับสูง ซึ่งได้รับอิทธิพลจากแรงโน้มถ่วงน้อย

โดยทั่วไปเราสามารถแบ่งฝุ่นละอองในบรรยากาศได้เป็น 2 ประเภท คือ ฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ และฝุ่นละอองธรรมชาติ ตัวอย่างของฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ ได้แก่ ฝุ่นละอองจากการสันดาปของเชื้อเพลิงฟอสซิลต่าง ๆ และการเผาชีวมวล เป็นต้น สำหรับฝุ่นละอองธรรมชาติจะเกิดขึ้นตามกระบวนการต่าง ๆ ในธรรมชาติ เช่น ฝุ่นละอองจากทะเลทราย ฝุ่นละอองจากพื้นดิน ละอองเกลือจากน้ำทะเล และละอองเกสรดอกไม้ เป็นต้น

## 2). การลดทอนรังสีอาทิตย์ของฝุ่นละอองในบรรยากาศ

โดยทั่วไปบรรยากาศจะมีฝุ่นละอองอยู่เสมอ เมื่อรังสีอาทิตย์เดินทางผ่านจะถูกฝุ่นละอองกระเจิงทำให้เกิดรังสีกระจาย และบางส่วนจะถูกฝุ่นละอองดูดกลืน สัดส่วนของการกระเจิงและการดูดกลืนจะขึ้นกับชนิดของฝุ่นละออง เช่น ฝุ่นละอองที่เกิดจากการสันดาปของเชื้อเพลิงฟอสซิลซึ่งมีคาร์บอนดำ (black carbon) เป็นองค์ประกอบจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้ถึง 20 เปอร์เซ็นต์ ส่วนฝุ่นละอองจากทะเลทรายจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์น้อยกว่า 5 เปอร์เซ็นต์ (Kondrat'ev, 1999)

เนื่องจากความสามารถในการลดทอนรังสีอาทิตย์ของฝุ่นละอองเกิดได้ทั้งจากการกระเจิง การดูดกลืนและการกระเจิง การแยกสัดส่วนของรังสีอาทิตย์ที่ลดลงจากแต่ละกระบวนการทำได้ยาก ดังนั้น อังสตรอม (Ångström, 1929) จึงเสนอให้บอกความสามารถในการลดทอนรังสีอาทิตย์ของฝุ่นละออง โดยใช้ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองซึ่งเป็นฟังก์ชันของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัว (turbidity coefficient) และตัวเลขยกกำลังของความยาวคลื่น (wavelength exponent) ตามสมการ

$$AOD = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.22)$$

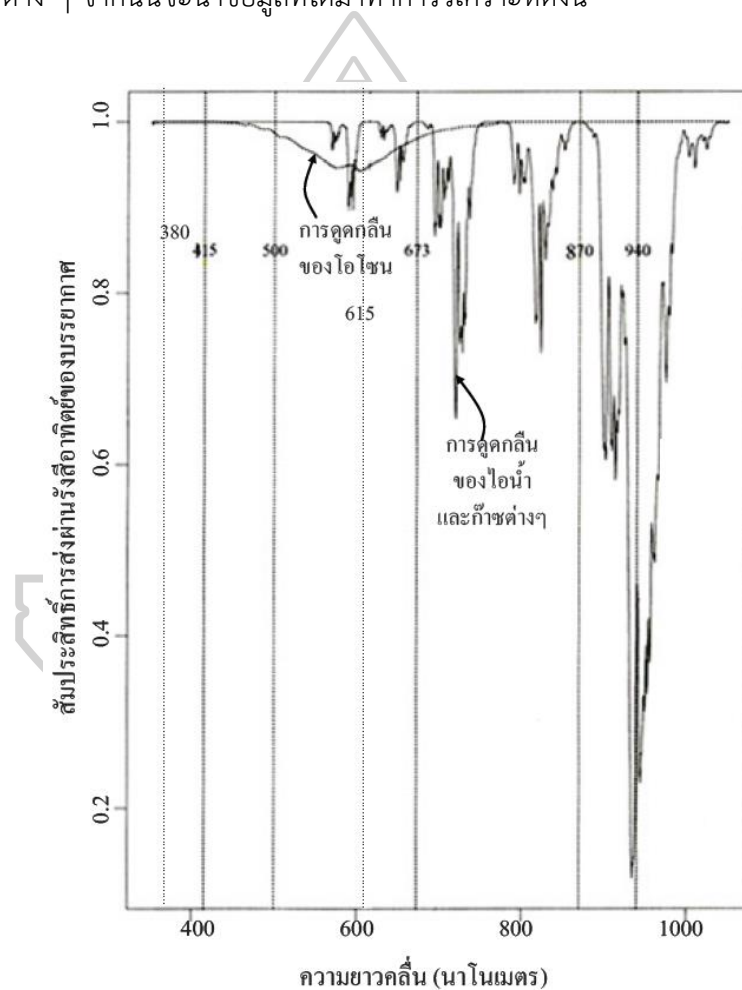
เมื่อ	AOD	คือ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (-)
	$\beta$	คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom's turbidity coefficient) (-)
	$\alpha$	คือ ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (Angstrom's wavelength exponent) (-)
	$\lambda$	คือ ความยาวคลื่นของรังสีอาทิตย์ (ไมครอน)

ค่า  $\beta$  จะมีความสัมพันธ์กับความเข้มข้น (concentration) ของปริมาณฝุ่นละออง หรือจำนวนอนุภาคของฝุ่นละอองต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ กล่าวคือ ถ้า  $\beta$  มีค่ามาก ความเข้มข้นของฝุ่นละอองในบรรยากาศจะมีค่ามากด้วย สำหรับ  $\alpha$  จะมีความสัมพันธ์กับขนาดของฝุ่นละอองแบบผกผัน กล่าวคือ ถ้า  $\alpha$  มีค่าน้อย ฝุ่นละอองจะมีขนาดใหญ่ และ  $\alpha$  มีค่ามาก ฝุ่นละอองจะมีขนาดเล็ก โดยฝุ่นละอองทั่วไปจะมีค่า  $\alpha = 1.3 \pm 0.5$



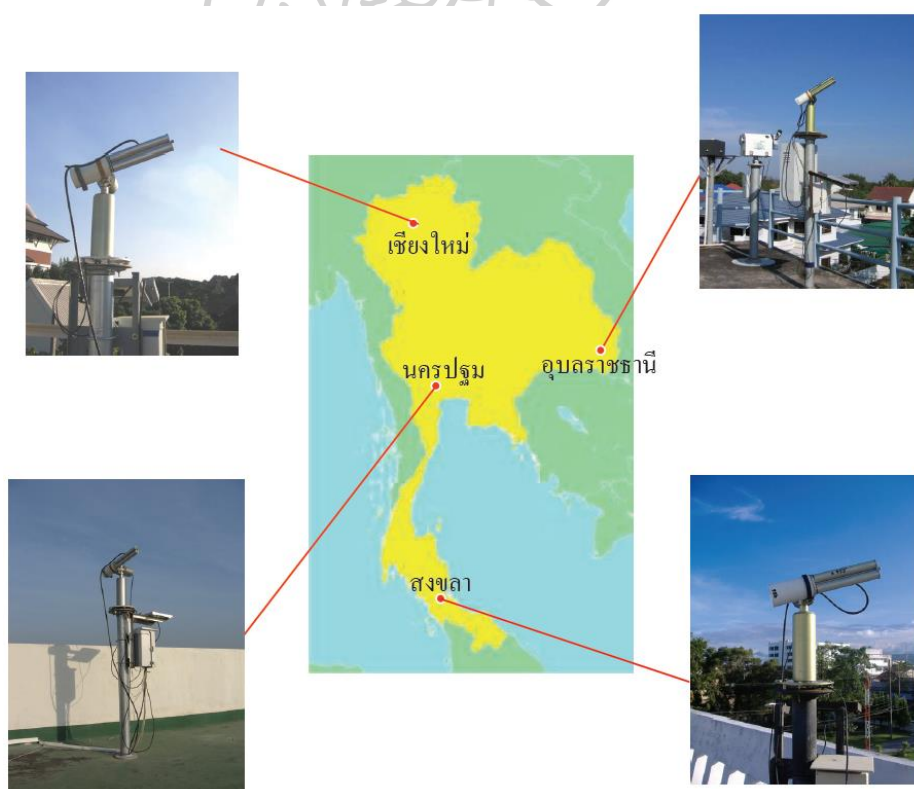
3). การหาความลึกเชิงแสงและพารามิเตอร์ของอังสตรอมของฝุ่นละอองจากข้อมูลสเปกตรัมรังสีตรง

การหาสมบัติของฝุ่นละอองดังกล่าวเราจะต้องทำการวัดสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆด้วยเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (sun photometer) หรือ สเปกโตรเรดิโอมิเตอร์ (spectroradiometer) โดยต้องเลือกวัดที่ความยาวคลื่นซึ่งไม่มีการดูดกลืนรังสีอาทิตย์จากไอน้ำและก๊าซต่าง ๆ ซึ่งสามารถดูได้จากกราฟการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของบรรยากาศ (รูปที่ 16) โดยทั่วไปนิยมเลือกวัดที่ความยาวคลื่น 380, 415, 500, 673 และ 870 นาโนเมตร โดยทำการวัดที่มวลอากาศค่าต่าง ๆ จากนั้นจะนำข้อมูลที่ได้นำมาทำการวิเคราะห์ดังนี้



รูปที่ 16 การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ ของบรรยากาศ (ดัดแปลงจาก McClatchey, 1972)

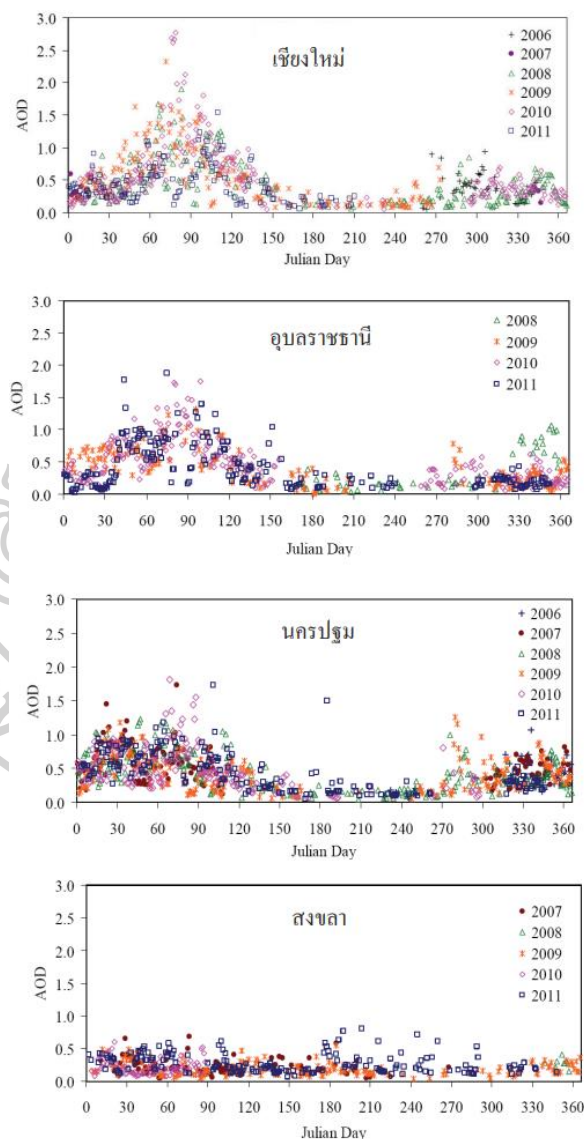
เนื่องจากความลึกเชิงแสงและสมบัติเชิงแสงอื่น ๆ ของฝุ่นละอองเป็นข้อมูลที่สำคัญสำหรับงานวิจัยด้านบรรยากาศและภูมิอากาศ ดังนั้นองค์การนาซาของประเทศสหรัฐอเมริกาจึงได้จัดตั้งเครือข่ายการวัดสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองอัตโนมัติที่เรียกว่า AERONET (Aerosol Robotic Network) โดยมีสถานีวัดกระจายอยู่ในประเทศต่าง ๆ ทั่วโลกกว่า 500 แห่ง (Holben et al., 1998) สถานีแต่ละแห่งจะติดตั้งเครื่องเซ็นโพโตมิเตอร์ซึ่งทำการวัดรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 และ 1020 นาโนเมตร โดยข้อมูลที่ใช้ในการหาความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเป็นข้อมูลที่ความยาวคลื่น 340, 380, 440, 500, 675, 870 และ 1020 นาโนเมตร ส่วนที่ความยาวคลื่น 940 นาโนเมตร จะใช้หาปริมาณไอน้ำ และทำการเผยแพร่ข้อมูลความลึกเชิงแสง และสมบัติเชิงแสงอื่น ๆ ของฝุ่นละออง ทางเว็บไซต์ <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/> กรณีของประเทศไทย หน่วยวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ภาควิชาฟิสิกส์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ได้นำเครื่องเซ็นโพโตมิเตอร์ซึ่งติดตั้งอยู่ที่จังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา เข้าร่วมในเครือข่ายดังกล่าวด้วย (รูปที่ 17) และผู้สนใจสามารถนำข้อมูลจากเว็บไซต์ดังกล่าวมาใช้ได้ โดยปฏิบัติตามเงื่อนไขของ AERONET



รูปที่ 17 เครื่องเซ็นโพโตมิเตอร์ของมหาวิทยาลัยศิลปากรซึ่งเข้าร่วมในเครือข่าย AERONET

#### 4. การแปรค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองตามเวลาและสถานที่

ปริมาณและชนิดของฝุ่นละอองในบรรยากาศในบริเวณหนึ่งจะขึ้นกับแหล่งที่มาของฝุ่นละออง ซึ่งอาจอยู่ในพื้นที่นั้น หรือถูกลมพัดพามาจากบริเวณอื่น ทำให้ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาด้วย สำหรับกรณีประเทศไทย จันทรฉายและคณะ (Janjai et al., 2012) ได้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปีของความลึกเชิงแสงที่ภูมิภาคต่าง ๆ ของประเทศไทย ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 18



รูปที่ 18 การแปรค่าตามเวลาในรอบปีของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) ที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร ที่สถานีวัดรังสีอาทิตย์ของมหาวิทยาลัยศิลปากรที่ตั้งอยู่ที่จังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครพนม และสงขลา (ดัดแปลงจาก Janjai et al., 2012)

จากกราฟจะเห็นว่า ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง 3 สถานี ได้แก่ เชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม มีลักษณะการแปรค่าคล้ายกัน กล่าวคือ ค่าความลึกเชิงแสงจะค่อย ๆ เพิ่มขึ้นจากเดือนมกราคมจนถึงค่าสูงสุดในเดือนเมษายนแล้วค่อยลดลงจนถึงเดือนธันวาคมที่เป็นเช่นนี้เพราะในช่วงเดือนมกราคมถึงเมษายนเป็นช่วงฤดูแล้ง มีฝุ่นละอองจากพื้นดินที่พัดพาโดยลมมาก นอกจากนี้ยังมีฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาชีวมวลต่าง ๆ ด้วย หลังจากนั้นจะเป็นฤดูฝน โดยฝนจะช่วยชะล้างฝุ่นละอองจากบรรยากาศ ทำให้ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองลดลง สำหรับกรณีของสงขลา ค่าความลึกเชิงแสงมีการเปลี่ยนแปลงเล็กน้อยตลอดทั้งปี ทั้งนี้เพราะฝุ่นละอองส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือจากทะเลซึ่งมีค่าคงที่ตลอดทั้งปี นอกจากนี้จันทรฉายและคณะ (Janjai et al., 2009) ยังได้ทำการศึกษากการแปรค่าของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่กรุงเทพฯ และบริเวณชานเมือง ผลที่ได้พบว่าค่าการแปรค่าของความลึกเชิงแสงในบริเวณดังกล่าวมีค่าสูงสุดในเดือนเมษายนและมีค่าต่ำสุดในเดือนกรกฎาคม

#### 2.1.4.3 ผลกระทบของไอน้ำต่อรังสีอาทิตย์

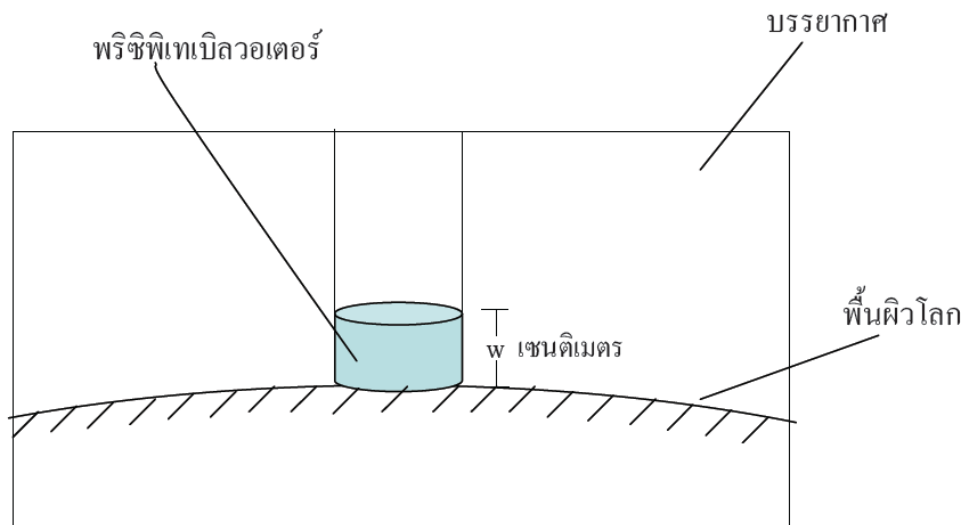
##### 1). คำจำกัดความและธรรมชาติทั่วไป

โดยทั่วไปน้ำที่อยู่ในบรรยากาศมีได้ทั้ง 3 สถานะ ได้แก่ ของแข็ง ของเหลวและก๊าซ โดยไอน้ำในบรรยากาศจะหมายถึงน้ำที่อยู่ในสถานะของก๊าซซึ่งแทรกตัวอยู่ในช่องว่างระหว่างโมเลกุลของก๊าซอื่น ๆ ในบรรยากาศ ไอน้ำส่วนใหญ่จะอยู่ในบรรยากาศตั้งแต่พื้นผิวโลกจนถึงที่ระดับความสูงประมาณ 2 กิโลเมตร ในขณะที่อยู่ในบรรยากาศ ไอน้ำสามารถเปลี่ยนสถานะไปเป็นของเหลวหรือของแข็งได้ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของบรรยากาศ

ไอน้ำเกิดจากการระเหยของน้ำ ซึ่งส่วนใหญ่ระเหยจากทะเลและมหาสมุทรนอกจากนี้ยังเกิดจากการระเหยของน้ำผิวดิน และ การคายน้ำของพืช ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศจะขึ้นกับสภาพภูมิอากาศ โดยในเขตร้อนย์สูตรจะมีไอน้ำสูงกว่าบริเวณเขตละติจูดปานกลางและเขตละติจูดสูง

##### 2). การบอกปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ

วิธีบอกปริมาณไอน้ำในงานด้านรังสีอาทิตย์ นิยมบอกในรูปของปริมาตรของน้ำที่ตกลงมา (precipitable water) ซึ่งเป็นความสูงของน้ำในคอลัมน์ของอากาศ ถ้าสมมติว่าทำให้ไอน้ำทั้งหมดในคอลัมน์ของอากาศที่ตั้งฉากกับพื้นผิวโลกซึ่งมีพื้นที่ฐาน 1 หน่วยควบแน่นกลายเป็นน้ำที่พื้นผิวโลก โดยมีหน่วยเป็นเซนติเมตร (รูปที่ 19)

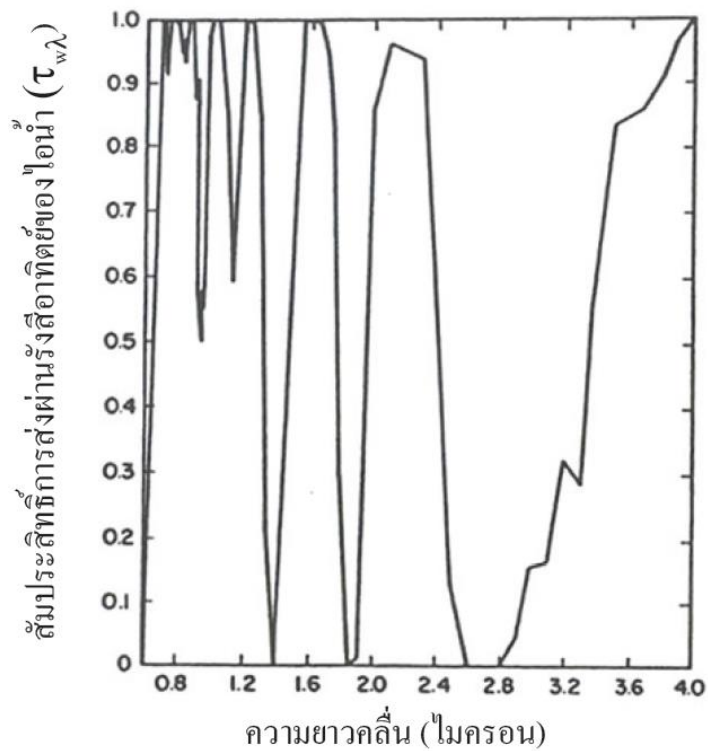


รูปที่ 19 การบอกปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ

### 3). การดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของไอน้ำ

เมื่อรังสีอาทิตย์เดินทางผ่านบรรยากาศจะถูกไอน้ำดูดกลืนและกระเจิง ทำให้รังสีอาทิตย์ที่มาถึงพื้นโลกมีปริมาณลดลงโดยการลดลงของรังสีอาทิตย์ซึ่งเกิดจากการกระเจิงของโมเลกุลไอน้ำจะถือว่าน้อยมากเมื่อเทียบการดูดกลืน ดังนั้นการคำนวณรังสีอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศโดยทั่วไปจะพิจารณาเฉพาะผลจากการดูดกลืนเท่านั้น

ไอน้ำ จะดูดกลืนรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ เป็นแถบความยาวคลื่น (wavelength band) โดยส่วนใหญ่จะอยู่ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด ปริมาณของรังสีอาทิตย์ที่ถูกดูดกลืนจะขึ้นกับปริมาณไอน้ำในบรรยากาศและมวลอากาศที่รังสีอาทิตย์เดินทางผ่าน ผลของการดูดกลืนนี้สามารถแสดงได้ในรูปของสัมประสิทธิ์การส่งผ่านสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ของไอน้ำ (spectral transmittance) ซึ่งเป็นอัตราส่วนของสเปกตรัมรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกต่อสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก ตัวอย่างของสัมประสิทธิ์การส่งผ่านที่กรณีของบรรยากาศซึ่งมีไอน้ำคิดเป็นปริซึมพีเทเบิลวอเตอร์เท่ากับ 2 เซนติเมตร แสดงไว้ในรูปที่ 20 จากรูปจะเห็นได้ชัดเจนว่า ไอน้ำมีบทบาทสำคัญต่อการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด



รูปที่ 20 สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ของไอน้ำ ( $\tau_{w\lambda}$ ) กรณีมวลอากาศเท่ากับ 1 และบรรยากาศมีไอน้ำ 2 เซนติเมตร (ดัดแปลงจาก Iqbal, 1983)

ในการคำนวณสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกจำเป็นต้องรู้ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ที่แต่ละความยาวคลื่น สัมประสิทธิ์ดังกล่าวจะขึ้นกับปริมาณไอน้ำ และสัมประสิทธิ์การลดทอนรังสีอาทิตย์ (extinction coefficient) ของไอน้ำ ซึ่งสามารถคำนวณได้จากสมการของเลคเนอร์ (Leckner, 1978) ดังนี้

$$\tau_{w\lambda} = \exp[-0.2385k_{w\lambda}w_{m_r}/(1+20.07k_{w\lambda}w_{m_r})^{0.45}] \quad (2.23)$$

เมื่อ  $\tau_{w\lambda}$  คือ สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น  $\lambda$  ของไอน้ำ (-)

$k_{w\lambda}$  คือ สัมประสิทธิ์การลดทอนรังสีอาทิตย์ของไอน้ำ (เซนติเมตร<sup>-1</sup>)

$m_r$  คือ มวลอากาศ (-)

กรณีของสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ของไอน้ำในช่วงความยาวคลื่นกว้างสามารถหาได้จากสูตรของลาซิสและแฮนเซน (Lacis & Hansen, 1974) ดังนี้

$$\tau_w = 1 - \frac{2.9U_1}{(1+141.5U_1)^{0.635} + 5.92U_1} \quad (2.24)$$

$$\text{เมื่อ } U_1 = wm_r \quad (2.25)$$

#### 4). วิธีหาปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ

โดยทั่วไปที่สถานีอุตุนิยมวิทยาหลักของประเทศต่าง ๆ จะมีการตรวจอากาศชั้นบนโดยการปล่อยบอลลูนตรวจอากาศ (radiosonde) เป็นประจำทุกวัน (รูปที่ 21) บอลลูนดังกล่าวจะติดตั้งอุปกรณ์วัดอุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ และความดันบรรยากาศ เมื่อบอลลูนลอยขึ้นอุปกรณ์วัดจะส่งข้อมูลที่ได้ทางวิทยุลงมายังเครื่องรับที่พื้นดิน ทำให้เราทราบค่าอุณหภูมิความชื้นสัมพัทธ์และความดันบรรยากาศที่ระดับความสูงต่าง ๆ ที่สามารถวัดได้



รูปที่ 21 การปล่อยบอลลูนตรวจอากาศที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันตก จังหวัดภูเก็ต  
คำนวณหาปริมาณไอน้ำในบรรยากาศได้

เนื่องจากการตรวจอากาศชั้นบนมีค่าใช้จ่ายค่อนข้างสูง ดังนั้นสถานีอุตุนิยมวิทยาที่มีการตรวจอากาศชั้นบนจึงมีจำนวนจำกัด สำหรับประเทศไทยมี 5 แห่ง ได้แก่ ที่กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพฯ ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา และศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันตก จังหวัดภูเก็ต โดยแต่ละสถานีจะทำการตรวจวัดวันละ 1 ครั้ง ที่เวลา 7.00 น. ข้อมูลจากการตรวจอากาศชั้นบนจึงมีน้อย ดังนั้นนักวิจัยต่าง ๆ จึงได้พยายามหาวิธีคำนวณปริมาณไอน้ำจากข้อมูลอุตุนิยมวิทยาผิวพื้น ซึ่งมีจุดตรวจวัดมากกว่าการตรวจอากาศชั้นบน โดยข้อมูลที่นิยมใช้คือ อุณหภูมิ และความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศแวดล้อม โดยมีการเสนอสูตรเอมไพริคัลสำหรับคำนวณปริมาณไอน้ำจากข้อมูลอุตุนิยมวิทยาผิวพื้นในบริเวณต่าง ๆ ของโลกหลายสูตร (Cole, 1976; Smith, 1966) สำหรับกรณีของประเทศไทย จันทร์ฉายและคณะ (Janjai et al., 2005) ได้ทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณไอน้ำที่ได้จากข้อมูลตรวจอากาศชั้นบนกับข้อมูลอุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์และความดันไอน้ำอิ่มตัว และได้เสนอแบบจำลองดังนี้

$$w = 0.8933 \exp(0.1715rh - p_{vs}/T') \quad (2.26)$$

เมื่อ	w	คือ ปริมาณไอน้ำ (เซนติเมตร)
	rh	คือ ความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศแวดล้อม (-)
	T'	คือ อุณหภูมิของอากาศแวดล้อม (เคลวิน)
	p <sub>vs</sub>	คือ ความดันไอน้ำอิ่มตัว (มิลลิบาร์)

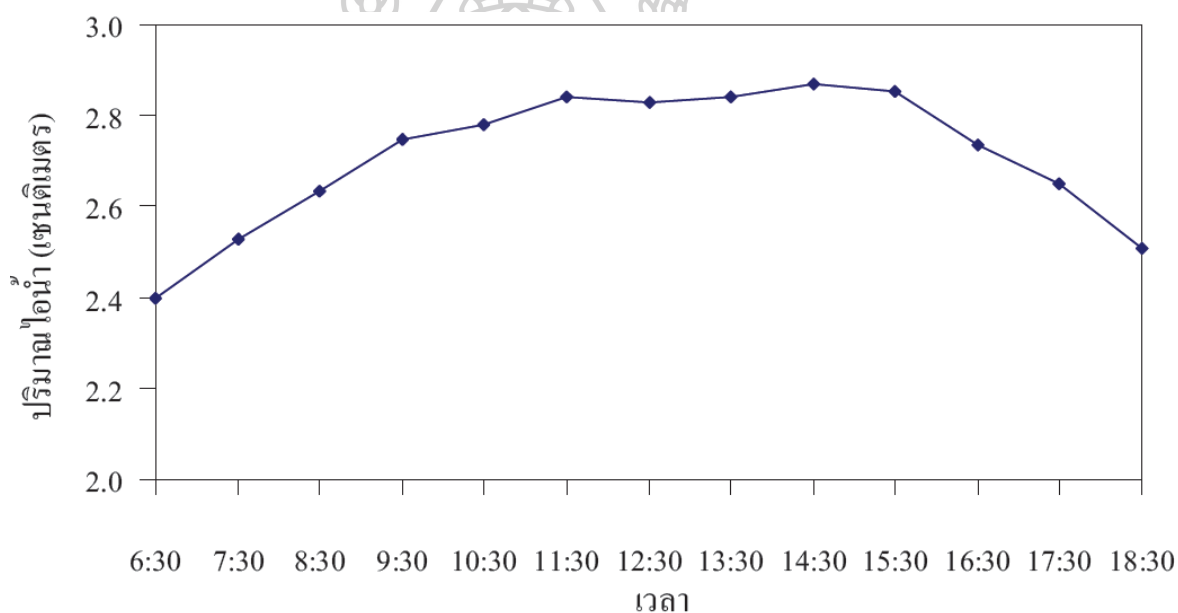
แบบจำลองตามสมการ (2.26) จะใช้ได้เฉพาะกรณีของการคำนวณค่าปริมาณไอน้ำรายวันเฉลี่ยต่อเดือนเท่านั้น โดยตัวแปรด้านขวามือของสมการ ต้องเป็นค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน ("กุลนิษฐ์ ชิวปรีชา และ เสริม จันทร์ฉาย (2010) การศึกษาปริมาณไอโซนในบรรยากาศของ ประเทศไทย เอกสารการประชุมวิชาการ ศิลปากรวิจัย ครั้งที่ 3, 28-29 มกราคม พ.ศ. 2553 สถาบันวิจัยและพัฒนา มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.") ได้ทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองดังกล่าวและพบว่าแบบจำลองนี้สามารถใช้คำนวณปริมาณไอน้ำ โดยมีค่าความคลาดเคลื่อนในรูปของรากที่สองของค่าเฉลี่ยความแตกต่างยกกำลังสอง (RMSE) เท่ากับ 15.7 เปอร์เซ็นต์



### 5). การแปรค่าของปริมาณไอน้ำ

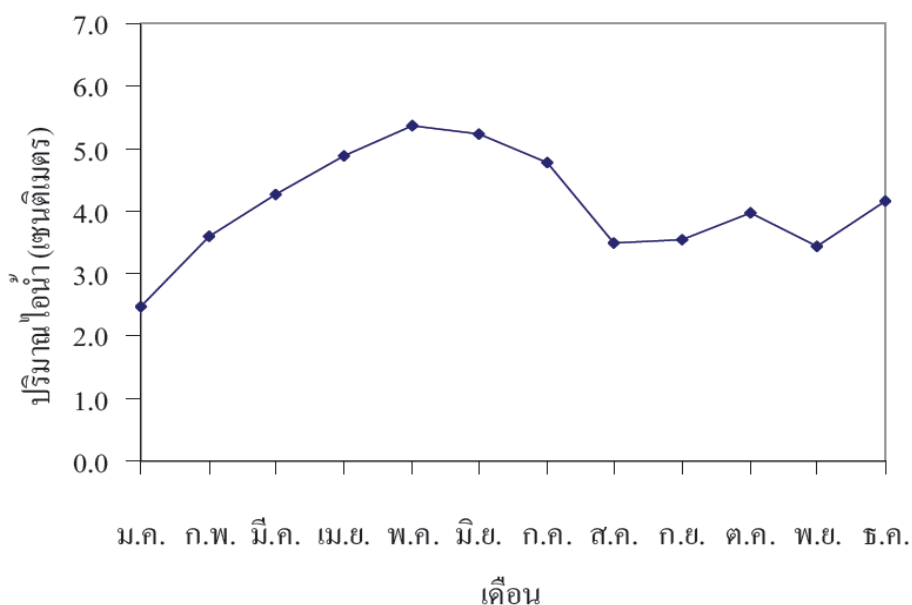
ไอน้ำส่วนใหญ่เกิดจากการระเหยของน้ำผิวดินและน้ำในทะเลและมหาสมุทร ซึ่งเกิดจากพลังงานความร้อนที่ได้รับจากรังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบ เนื่องจากแหล่งน้ำในบริเวณต่าง ๆ ของโลกมีปริมาณมากน้อยแตกต่างกันและรังสีอาทิตย์ที่ตกกระทบมีการเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่และเวลา ดังนั้นปริมาณไอน้ำในบรรยากาศจึงมีการเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่และเวลาเช่นเดียวกัน

ในด้านของการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบวัน ปริมาณไอน้ำจะมีการเปลี่ยนแปลงโดยแปรค่าตามสภาพแวดล้อมและสถานะทางอุณหภูมิตามของบริเวณนั้น ๆ สำหรับกรณีประเทศไทยซึ่งอยู่ในเขตร้อน (tropical zone) โดยทั่วไปปริมาณไอน้ำจะมีค่าค่อย ๆ เพิ่มขึ้นจากตอนเช้าจนถึงค่าสูงสุดในตอนบ่ายแล้วลดลงจนถึงตอนเย็น ดังตัวอย่างในรูปที่ 22



รูปที่ 22 ตัวอย่างการเปลี่ยนแปลงปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบวัน ซึ่งทำการวัดที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม เมื่อวันที่ 16 มีนาคม ค.ศ. 2013

กรณีของการเปลี่ยนแปลงปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบปีจะขึ้นกับภูมิอากาศของพื้นที่ที่พิจารณา ตัวอย่างเช่นกรณีที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม ปริมาณไอน้ำจะมีค่าค่อย ๆ เพิ่มขึ้นจากเดือนมกราคมจนถึงค่าสูงสุดในเดือนพฤษภาคมซึ่งเป็นช่วงฤดูฝน จากนั้นจะลดลงจนถึงเดือนสิงหาคม หลังจากนั้นจะมีการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงเล็กน้อยจนถึงเดือนธันวาคม

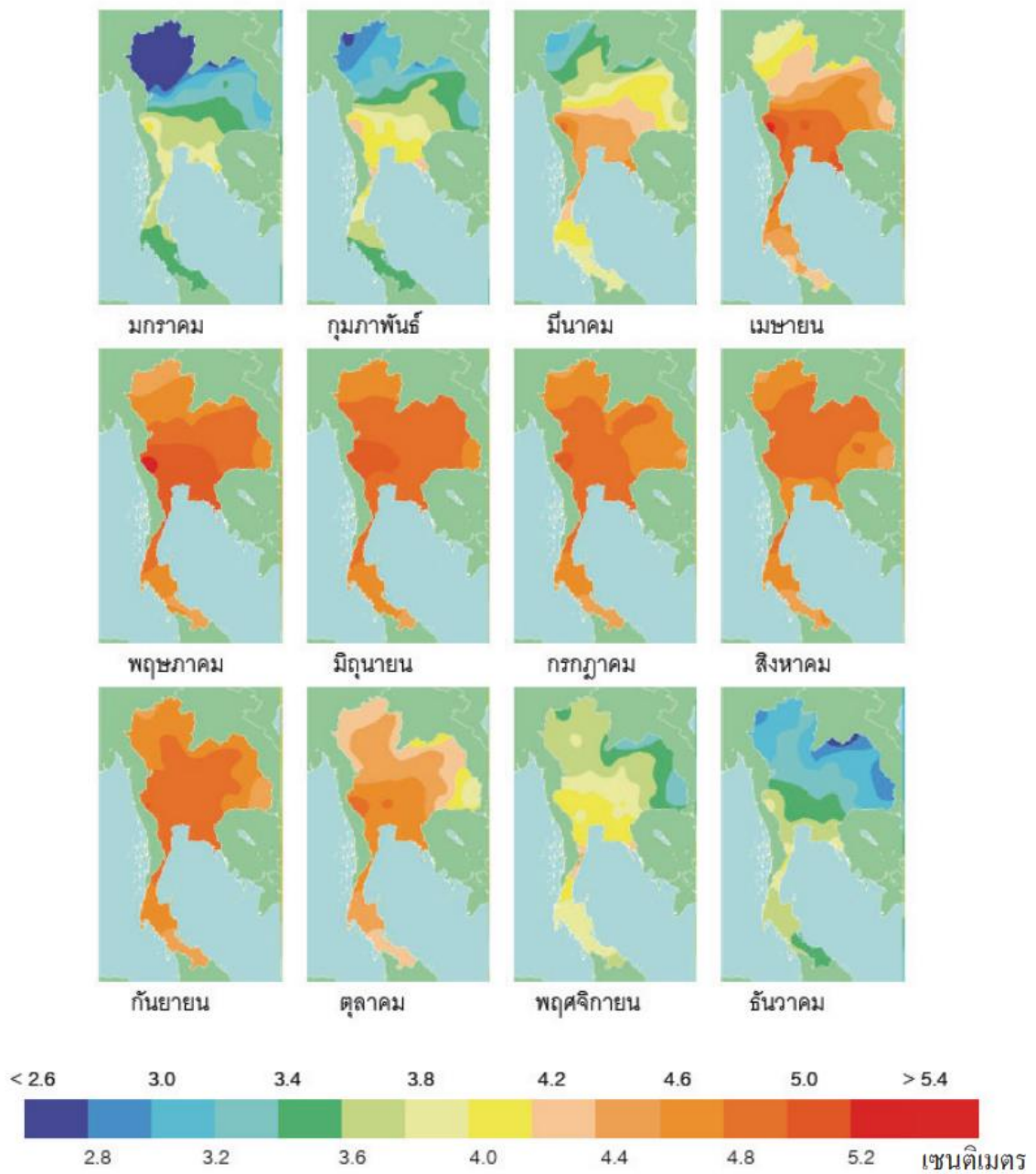


รูปที่ 23 การแปรค่าปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบปีที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐมจากข้อมูลปี ค.ศ. 2012

สำหรับการเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่ ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยต่อปีจะขึ้นอยู่กับภูมิอากาศของแต่ละพื้นที่ ตัวอย่างเช่น ในเขตทะเลทราย ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยตลอดทั้งปี อาจมีค่าเพียง 0.1 เซนติเมตร ในทางตรงกันข้ามในเขตร้อนอาจมีค่าปริมาณไอน้ำเฉลี่ยตลอดทั้งปีถึง 4 เซนติเมตร

ในกรณีของประเทศไทย รุ่งนภา รสภิรมณ์และเสริม จันท์ฉาย ("รุ่งนภา รสภิรมณ์ และ เสริม จันท์ฉาย (2010) การกระจายตามพื้นที่ของปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ ในประเทศไทย เอกสารการประชุมวิชาการศิลปากรวิจัย ครั้งที่ 3, 28-29 มกราคม พ.ศ. 2553 สถาบันวิจัยและพัฒนา มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.") ได้ศึกษาการกระจายตามพื้นที่ของปริมาณไอน้ำ โดยใช้ข้อมูลปริมาณไอน้ำที่คำนวณจากอุณหภูมิและความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศแวดล้อมจากสถานีวัด 85 แห่ง และคำนวณค่าปริมาณไอน้ำในช่องว่างระหว่างสถานี โดยการประมาณค่าจากค่าข้างเคียง (interpolation) และจัดแสดงผลในรูปแบบแผนที่ (รูปที่ 24)

จากรูปที่ 24 จะเห็นว่าปริมาณไอน้ำในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลางจะมีค่าสูงในฤดูฝน (พฤษภาคม - ตุลาคม) โดยมีค่าค่อนข้างต่ำในช่วงเวลาที่เหลือและปริมาณไอน้ำในภาคใต้จะสูงกว่าภาคอื่น ๆ ทั้งนี้เพราะภาคใต้มีฤดูฝนยาวนานกว่าภาคอื่น ๆ (พฤษภาคม - ธันวาคม) และตั้งอยู่ใกล้ทะเล



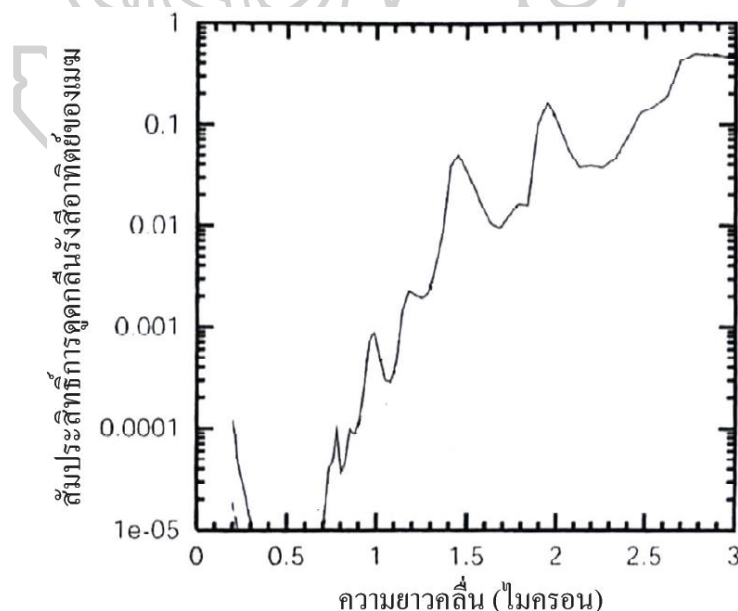
รูปที่ 24 การกระจายตามพื้นที่ของปริมาณไอน้ำในเดือนต่าง ๆ ในประเทศไทย รุ่งนภา รสภิรมณ์และ เสริม จันทร์ฉาย (2010)

#### 2.1.4.4 ผลกระทบของเมฆต่อรังสีอาทิตย์

เมฆประกอบด้วยหยดน้ำเล็ก ๆ (water droplet) หรือ ผลึกน้ำแข็ง (ice crystal) หรือทั้งสองอย่างผสมกัน เราสามารถแบ่งเมฆตามความสูงได้เป็น 3 ระดับ ได้แก่ เมฆชั้นต่ำ เมฆชั้นกลาง และเมฆชั้นสูง โดยเมฆชั้นต่ำจะอยู่ที่ความสูงน้อยกว่า 2 กิโลเมตร จากพื้นผิวโลก ส่วนเมฆชั้นกลางจะอยู่ที่ความสูง 2-7 กิโลเมตร สำหรับเมฆชั้นสูงจะอยู่สูงกว่า 7 กิโลเมตรขึ้นไปนอกจากนี้ยังมีเมฆที่มีโครงสร้างในแนวตั้ง หรือเมฆคิวมูโลนิมบัส (cumulonimbus) ซึ่งมีฐานอยู่ในระดับเมฆชั้นต่ำและมีความสูงหลายกิโลเมตรโดยทั่วไปเมฆชั้นต่ำและเมฆชั้นกลางจะประกอบด้วยละอองน้ำเป็นส่วนใหญ่ ส่วนเมฆชั้นสูงส่วนมากจะประกอบด้วยผลึกน้ำแข็ง

เมฆมีผลสำคัญต่อการลดลงของรังสีอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก โดยเมฆสามารถกระเจิงรังสีอาทิตย์บางส่วนออกไปนอกบรรยากาศและบางส่วนลงมาถึงพื้นผิวโลกในรูปของรังสีกระจาย โดยทั่วไปเมฆจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอัลตราไวโอเล็ตและแสงสว่างน้อยมากแต่จะดูดกลืนมากในช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด

สมบัติเชิงแสงของเมฆที่สำคัญ ได้แก่ ความลึกเชิงแสงและสัมประสิทธิ์การกระเจิงรังสีซึ่งพิจารณารังสีที่ตกกระทบครั้งแรก (single scattering albedo) สมบัติเหล่านี้จะขึ้นกับสมบัติขององค์ประกอบของเมฆที่สำคัญ ได้แก่ สถานะของน้ำ และขนาดของละอองน้ำตัวอย่างของสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของเมฆที่ประกอบด้วยหยดน้ำขนาด 20 ไมครอน แสดงไว้ในรูปที่ 25



รูปที่ 25 สัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของเมฆที่ประกอบด้วยหยดน้ำเล็ก ๆ ที่มีรัศมี ( $r$ ) เท่ากับ 20 ไมครอน (ดัดแปลงจาก Petty, 2004)

ในการคำนวณรังสีอาทิตย์อย่างละเอียดในช่วงความยาวคลื่นกว้าง (0.3-3.0 ไมครอน) เราจำเป็นต้องรู้สมบัติเชิงแสงของเมฆ ซึ่งการวัดภาคพื้นดินมีอยู่น้อยมาก อย่างไรก็ตามในปัจจุบันเราสามารถหาข้อมูลสมบัติของเมฆที่ได้จากดาวเทียมขององค์การนาซาที่สำคัญได้แก่ดาวเทียม CLOUDSAT นอกจากนี้เรายังสามารถใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา เช่น MTSAT-1R หรือ HIMAWARI เพื่อคำนวณการสะท้อนของบรรยากาศและเมฆได้ (Janjai et al.,2013)

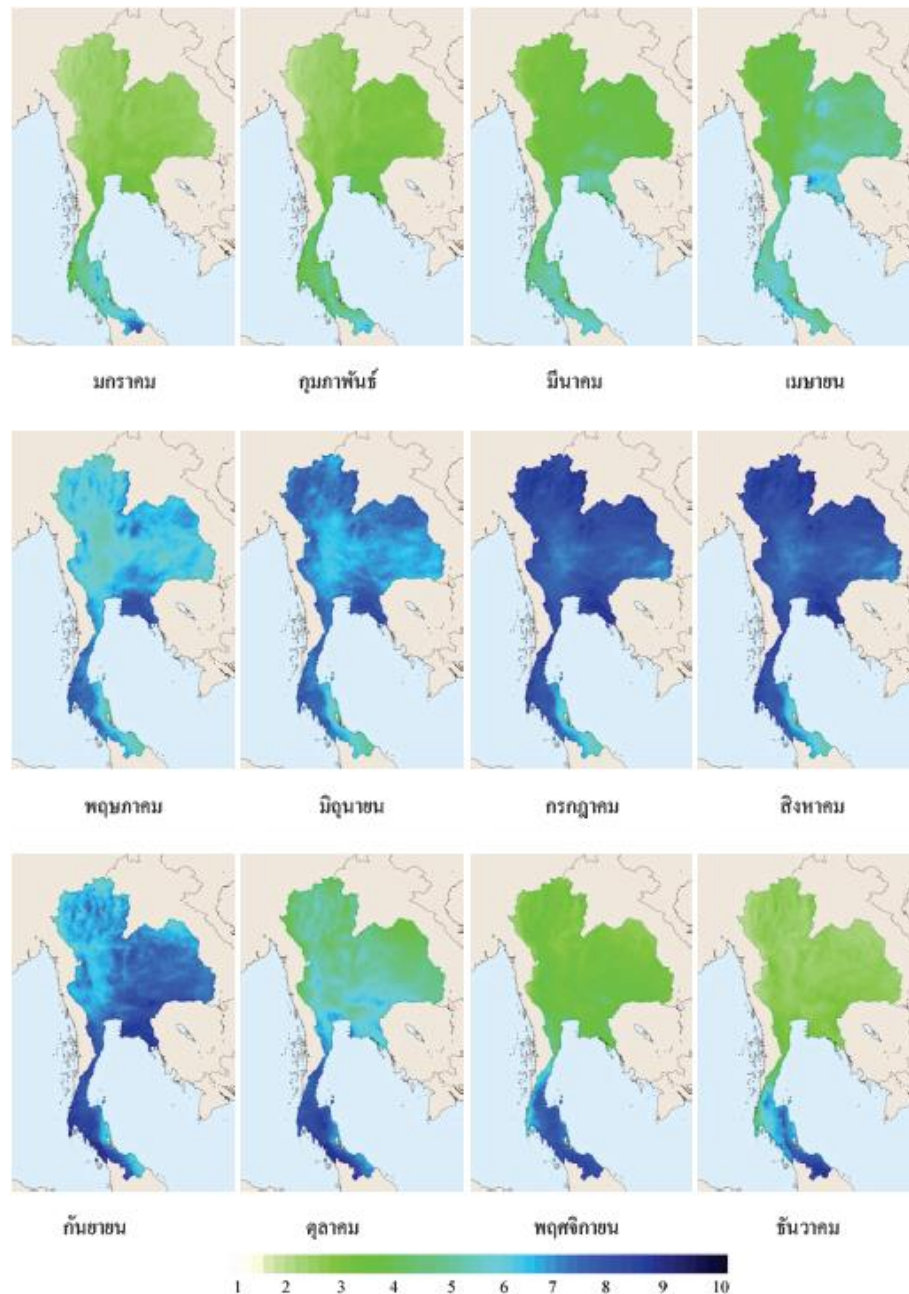
การคำนวณรังสีอาทิตย์ด้วยแบบจำลองทางสถิติจะนิยมแทนผลของเมฆด้วยปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้า (cloud cover) ซึ่งมีการสังเกตการณ์ตามสถานีอุตุนิยมวิทยาทั่วไป โดยการสังเกตการณ์ส่วนใหญ่จะดูด้วยตาเปล่า และประมาณว่าในขณะนั้นมีเมฆปกคลุมท้องฟ้าก็ส่วนถ้าแบ่งท้องฟ้าออกเป็น 10 ส่วน อย่างไรก็ตามในปัจจุบันเราสามารถใช้กล้องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky camera) ทำการสังเกตการณ์ปริมาณเมฆโดยอัตโนมัติได้ (รูปที่ 26)



รูปที่ 26 กล้องถ่ายภาพท้องฟ้า ซึ่งติดตั้งที่สถานีวัดรังสีอาทิตย์ มหาวิทยาลัยศิลปากรจังหวัดนครปฐม

โดยทั่วไป ปริมาณเมฆจะขึ้นกับสภาพภูมิอากาศ โดยในบริเวณศูนย์สูตรจะมีเมฆมากกว่าในบริเวณทะเลทราย สำหรับกรณีประเทศไทย การแปรค่าของปริมาณเมฆตามพื้นที่ในเดือนต่าง ๆ แสดงไว้ในรูปที่ 27

จากแผนที่จะเห็นว่า ในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม) พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยจะมีเมฆปกคลุมมากกว่าในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) และบริเวณภาคใต้มีปริมาณเมฆสูงกว่าในภาคอื่น ๆ



รูปที่ 27 แผนที่แสดงการกระจายตามพื้นที่ของปริมาณเมฆในเดือนต่าง ๆ ของประเทศไทย (ปริมาณเมฆแปรค่าจาก 0 ทัศนท้องฟ้าปราศจากเมฆ จนถึง 10 ทัศนท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆทั้งหมด)

#### 2.1.4.5 ผลกระทบของโอโซนต่อรังสีอาทิตย์

##### 1). กำเนิดของโอโซนและการกระจายในบรรยากาศ

โอโซนส่วนใหญ่จะอยู่ในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ และมีอยู่เล็กน้อยในบรรยากาศชั้นโทรโปสเฟียร์ โอโซนในบรรยากาศชั้นโทรโปสเฟียร์เกิดจากโรงงานอุตสาหกรรมบางอย่าง เช่น อุตสาหกรรมน้ำดื่มที่ใช้โอโซนฆ่าเชื้อโรคและเกิดจากฟ้าผ่า ส่วนโอโซนในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์เกิดจากปฏิกิริยาโฟโตดิสโซซิเอชัน (photodissociation) ของโมเลกุลของออกซิเจน ( $O_2$ ) โดยโฟตอนของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ จะทำให้โมเลกุลของออกซิเจนแตกตัวเป็นอะตอมของออกซิเจน (O) จากนั้นอะตอมของออกซิเจนจะไปรวมตัวกับโมเลกุลของออกซิเจน ( $O_2$ ) เกิดเป็นโอโซน ( $O_3$ ) หรือเขียนในรูปสมการทางเคมีได้ดังนี้ (Frederick, 2008)



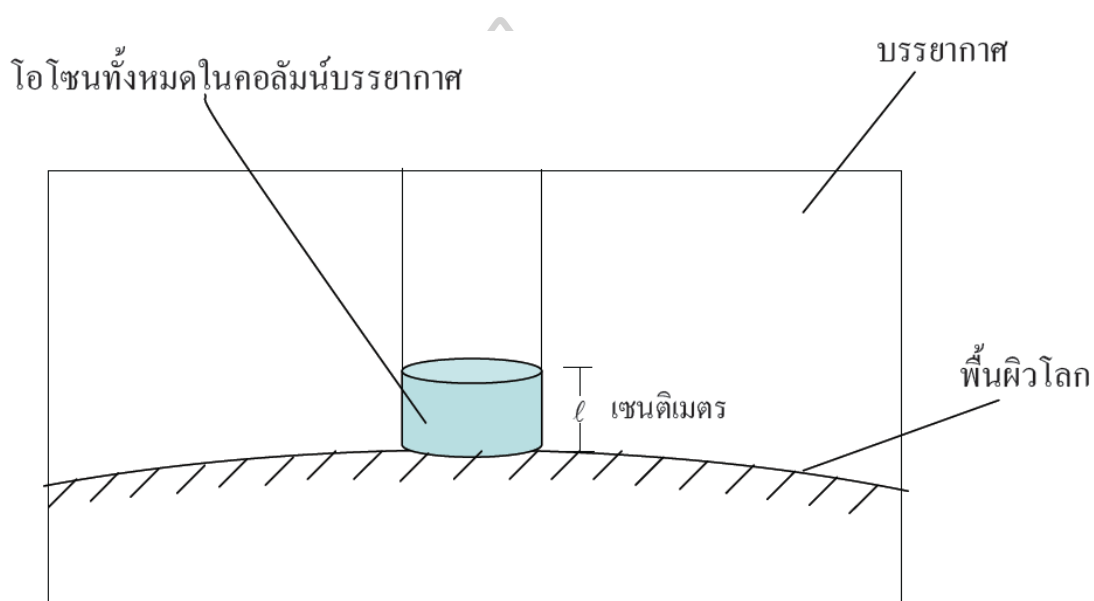
เมื่อ	$h\nu$	คือ พลังงานโฟตอนของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ (จุด)
	$\nu$	คือ ความถี่ของรังสีอัลตราไวโอเล็ต (เฮิร์ต)
	$h$	คือค่าคงที่ของพลังค์ (Planck's constant)
	$M$	คือ อะตอมหรือโมเลกุลของธาตุอื่น ๆ ที่ทำหน้าที่เป็นตัวเร่งปฏิกิริยา

ในการทำให้เกิดความสมดุล โอโซนที่อยู่ในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ก็จะถูกทำลายด้วยปฏิกิริยาโฟโตไลซิส (photolysis) โดยโมเลกุลของโอโซนจะถูกชนด้วยโฟตอนของรังสีอัลตราไวโอเล็ต ทำให้สลายตัวเป็นโมเลกุลของออกซิเจนและอะตอมของออกซิเจน ตามสมการ (Frederick, 2008)



## 2). การบอกปริมาณโอโซน

ในการบอกปริมาณของโอโซนจะคล้ายกับการบอกปริมาณไอน้ำ กล่าวคือจะนิยมบอกในรูปความสูงของโอโซนในคอลัมน์ของบรรยากาศที่มีพื้นที่ฐาน 1 หน่วย (รูปที่ 28) โดยสมมติว่านำโอโซนที่อยู่ในคอลัมน์ของอากาศนั้นทั้งหมดมารวมกันที่พื้นผิวโลกที่อุณหภูมิและความดันปกติ (Normal Temperature and Pressure, NTP) กล่าวคือที่อุณหภูมิ 15 องศาเซลเซียส และความดัน 101.325 กิโลปาสคาล และบอกปริมาณโอโซนเป็นความสูงของโอโซนในคอลัมน์นั้นในหน่วยเซนติเมตร และจะเรียกปริมาณโอโซนที่วัดได้ว่า โอโซนทั้งหมดในคอลัมน์บรรยากาศ (total ozone column)



รูปที่ 28 การบอกปริมาณโอโซน

นอกจากนี้เรายังสามารถบอกปริมาณโอโซนในหน่วยดอบสัน (Dobson Unit) หรือ DU ซึ่งเท่ากับปริมาณโอโซนในรูปของปริมาณโอโซนทั้งหมดในคอลัมน์บรรยากาศเป็นเซนติเมตรคูณด้วย 1000 หรือ  $1 \text{ DU} = 1000 \times \text{ปริมาณโอโซนทั้งหมดในคอลัมน์บรรยากาศเป็นเซนติเมตร}$



### 3). การดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของโอโซน

จากโครงสร้างระดับพลังงานของโมเลกุลของโอโซน ทำให้โอโซนสามารถดูดกลืนรังสีเป็นแถบความยาวคลื่น ที่สำคัญคือ แถบฮาร์ทลีย์ (Hartley band) ซึ่งอยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.220–0.295 ไมครอน ในช่วงความยาวคลื่นนี้โอโซนจะดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้สูงมากนอกจากนี้ยังมีแถบอื่น ๆ ที่สามารถดูดกลืนรังสีอาทิตย์ได้เล็กน้อย ได้แก่ แถบฮักกินส์ (Hugginsband) ซึ่งอยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.32–0.36 ไมครอน และแถบแชปปูสซ์ (Chappuis band) ในช่วงความยาวคลื่นตั้งแต่ 0.45–0.65 ไมครอน จากแถบการดูดกลืนเหล่านี้ทำให้รังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอัลตราไวโอเล็ตบี (0.28–0.32 ไมครอน) ส่วนใหญ่ถูกดูดกลืนโดยโอโซน และในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างถูกดูดกลืนโดยโอโซนเล็กน้อย

กรณีของสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีอาทิตย์ของโอโซนในช่วงความยาวคลื่นกว้างสามารถหาได้จากสมการของลาซิสและแฮนสัน (Lacis & Hansen, 1974) ดังนี้

$$\tau_o = 1 - \frac{0.02118U_3}{1+0.042U_3+3.23 \times 10^{-4}U_3^2} + \frac{1.082U_3}{(1+138.6U_3)^{0.805}} + \frac{0.0658U_3}{1+(138.6U_3)^3} \quad (2.30)$$

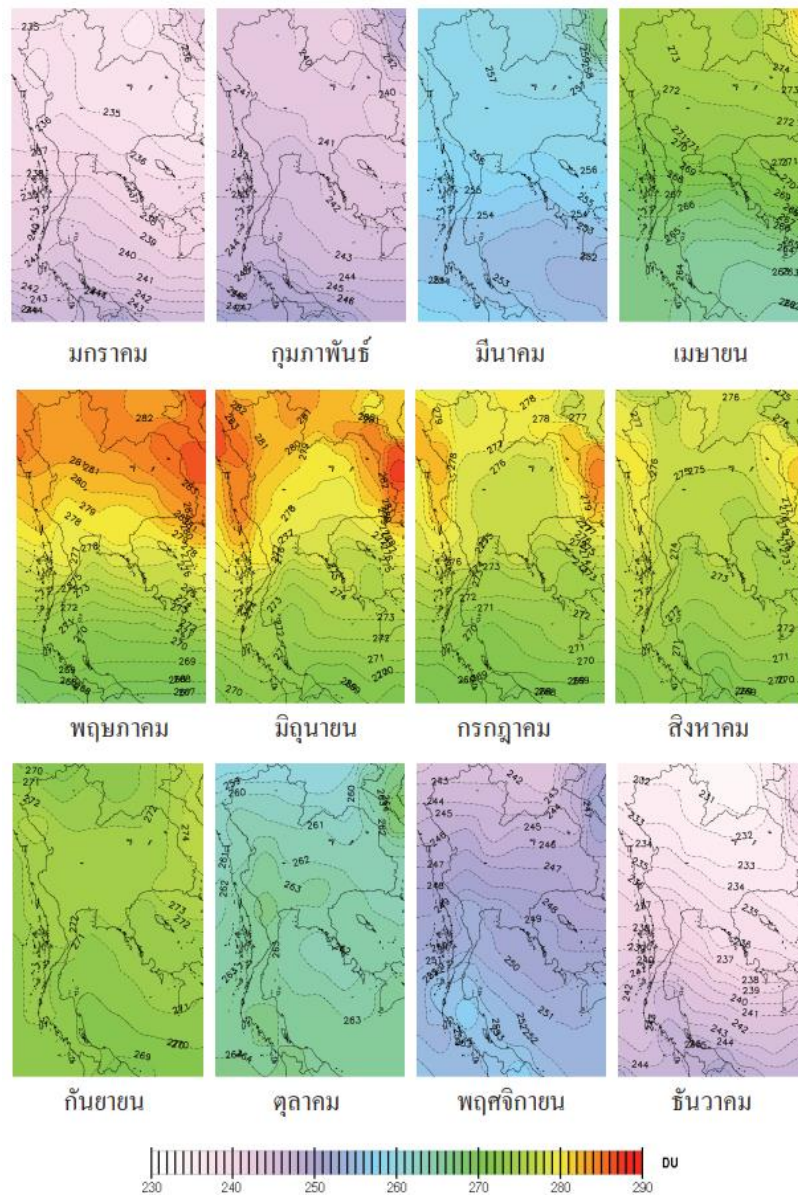
$$\text{เมื่อ} \quad U_3 = \text{Im}_r \quad (2.31)$$

### 4). การแปรค่าตามเวลาและพื้นที่ของปริมาณโอโซน

โดยทั่วไปปริมาณโอโซนมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบวันน้อยมากจนสามารถถือได้ว่ามีค่าคงที่ ในงานทางด้านรังสีอาทิตย์ เราสามารถใช้ค่าปริมาณโอโซนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดิน หรือค่าที่ได้จากดาวเทียมเพียง 1 ครั้งต่อวัน เพื่อการคำนวณรังสีอาทิตย์ตลอดทั้งวันได้

จากที่กล่าวไปแล้วข้างต้นว่าโอโซนเกิดจากปฏิกิริยาโฟโตดิสโซซิเอชัน โดยใช้พลังงานจากรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ ในขณะที่เดียวกันการสลายตัวของโอโซนก็เกิดจากรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์เช่นเดียวกัน เนื่องจากความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ชั้นสตราโตสเฟียร์ซึ่งเป็นบริเวณที่มีโอโซนอยู่หนาแน่น จะมีการเปลี่ยนแปลงตามละติจูดและเวลาในรอบปี ดังนั้นปริมาณโอโซนจึงมีการเปลี่ยนแปลงตามละติจูดและฤดูกาลด้วยโดยทั่วไปปริมาณโอโซนจะมีค่าเพิ่มขึ้นตามการเพิ่มขึ้นของค่าละติจูด ทั้งนี้เพราะที่ละติจูดสูง ๆ ความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตจะลดลง ทำให้ปริมาณโอโซนที่เป็นค่าสมดุระหว่างอัตราการเกิดและอัตราการสลายตัวมีค่าสูงขึ้น ปริมาณโอโซนในบริเวณศูนย์สูตรมีค่าต่ำกว่าบริเวณละติจูดสูง ๆ ในด้านการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล ปริมาณโอโซนในช่วงฤดูร้อนจะสูงกว่าในช่วงฤดูหนาว ทั้งนี้เพราะความเข้มรังสีอัลตราไวโอเล็ตในช่วงฤดูร้อนมีค่าสูงกว่าในฤดูหนาว

สำหรับกรณีประเทศไทย กุลนิษฐ์ ชิวปรีชาและเสริม จันท์ฉาย (2010) ได้ทำการศึกษาการกระจายตามพื้นที่ของปริมาณโอโซนในประเทศไทยในเดือนต่าง ๆ โดยใช้ข้อมูลโอโซนจากดาวเทียม TOMS/EP ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 29



รูปที่ 29 การกระจายตามพื้นที่ของปริมาณโอโซนในประเทศไทยในเดือนต่าง ๆ โดยกุลนิษฐ์ ชิวปรีชา และเสริม จันท์ฉาย (2010)

จากรูปจะเห็นว่าโอโซนเหนือพื้นดินที่ส่วนใหญ่ของประเทศจะมีค่าสูงในช่วงระหว่างเดือนเมษายนจนถึงตุลาคม ทั้งนี้เพราะรังสีอัลตราไวโอเลตนอกบรรยากาศโลกในช่วงเวลาดังกล่าวมีค่าสูงกว่าช่วงเวลาอื่น ๆ ในรอบปี

## 2.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

จากช่วงเวลาหลายปีที่ผ่านมา มีงานวิจัยหลายงานที่ทำการศึกษเกี่ยวกับรังสีกระจายที่เกิดในประเทศต่าง ๆ ทั่วทุกมุมโลก ในแต่ละสถานที่ก็จะมีตำแหน่ง ละติจูด ลองจิจูด และลักษณะทางภูมิอากาศที่แตกต่างกันออกไป ซึ่งมีผลกับลักษณะของรังสีกระจายที่เกิดขึ้นในพื้นที่นั้น ๆ นอกจากนี้ในงานวิจัยส่วนมากก็จะทำการสร้างแบบจำลองเพื่อคำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายในพื้นที่ต่าง ๆ ของโลก

Pattarapanitchai & Janjai (2012) ได้นำเสนอแบบจำลองแบบกึ่งเอมไพริคัล (semi-empirical model) สำหรับคำนวณค่าความเข้มของรังสีกระจายรายชั่วโมงในประเทศไทย โดยทำการวิจัยทั้งหมด 4 สถานีได้แก่ เชียงใหม่ (18.78°N, 98.98°E), นครปฐม (13.82°N, 100.04°E) อุบลราชธานี (15.25°N, 104.87°E) และสงขลา (7.2°N, 100.6°E) โดยใช้เครื่องวัดเป็นเครื่องไพราโนมิเตอร์ของ Kipp&Zonen (รุ่น CM11) ในการวัดรังสีรวม และ เครื่องวัดรังสีกระจายเป็นเครื่องไพราโนมิเตอร์ของ Kipp&Zonen (รุ่น CM21) ร่วมกับวงแหวนก่าบังรังสีตรง และทำการสร้างแบบจำลองจากพารามิเตอร์ทางบรรยากาศทั้งหมด 4 ตัว ได้แก่ มุมเซนนิธ (solar zenith angle  $\theta_z$ ), ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร (aerosol optical depth,  $AOD_{500}$ ), ใอน้ำ (precipitable water,  $w$ ) และ ปริมาณโอโซน (total ozone column,  $U$ ) โดยแบบจำลองที่ได้จะมีลักษณะดังสมการต่อไปนี้

$$I_d = 0.300I_{sc}E_0 \cos^{0.734235} \theta_z (0.347038AOD_{500} + 0.034209w + 1.144026I) \quad (2.32)$$

หลังจากทำการทดสอบประสิทธิภาพของแบบจำลองพบว่าที่เชียงใหม่จะได้ MBD เท่ากับ 7.9 เปอร์เซ็นต์ และ RMSD เท่ากับ 18.6 เปอร์เซ็นต์, นครปฐมจะได้ MBD เท่ากับ -2.7 เปอร์เซ็นต์ และ RMSD เท่ากับ 13.7 เปอร์เซ็นต์, อุบลราชธานีจะได้ MBD เท่ากับ -0.1 เปอร์เซ็นต์ และ RMSD เท่ากับ 16.9 เปอร์เซ็นต์ และสงขลาจะได้ MBD เท่ากับ 4.9 เปอร์เซ็นต์ และ RMSD เท่ากับ 25.3 เปอร์เซ็นต์ และผลการทดสอบรวมทั้ง 4 สถานีจะได้ MBD เท่ากับ 3.6 เปอร์เซ็นต์ และ RMSD เท่ากับ 18.0 เปอร์เซ็นต์

Bailek et al. (2017) ได้ทำการศึกษารังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่เกิดขึ้นประเทศแอลจีเรีย ซึ่งเป็นประเทศที่มีขนาดใหญ่ที่สุดและอยู่ทางตอนเหนือของทวีปแอฟริกา พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศแอลจีเรียจะอยู่ในเขตของทะเลทรายสะฮารา (Sahara Desert) จึงทำให้พื้นที่ส่วนใหญ่ในประเทศนี้เป็นทะเลทราย ซึ่งเป็นภูมิอากาศที่มีความแห้งแล้งสูงที่สุดในภูมิภาคทั้งหมด โดยในงานวิจัยนี้ทางผู้วิจัยจะทำการศึกษารังสีกระจายในประเทศแอลจีเรียทั้งหมด 3 ที่ ได้แก่ เมือง Adrar (27.88°N, -0.27°E), เมือง Ghardaïa (32.36°N, 3.81°E) และ เมือง Tamanrasset (22.78°N, 5.51°E) หลังจากนั้นทางผู้วิจัยจะทำการพัฒนาแบบจำลองสำหรับการหาค่าความเข้มข้นของรังสีกระจายในรูปแบบของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวม (diffuse fraction) หรือ สัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีนอกลูกโลก (diffuse coefficient) และนำไปเปรียบเทียบกับแบบจำลองที่เคยถูกสร้างขึ้นในสถานที่ต่าง ๆ ทั่วโลกโดยใช้ฐานข้อมูลในการทดสอบจากเมืองทั้ง 3 เมือง ซึ่งแบบจำลองที่คำนวณค่ารังสีกระจายที่ผู้วิจัยรวบรวมมานั้นจะสามารถแบ่งได้เป็น 4 กลุ่ม ได้แก่ แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับสัดส่วนของความยาวนานแสงแดด แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับดัชนีความแจ่มใสของท้องฟ้า แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับสัดส่วนของความยาวนานแสงแดดและดัชนีความแจ่มใสของท้องฟ้า และกลุ่มสุดท้ายจะเป็นแบบจำลองที่ถูกสร้างขึ้นในภูมิภาคแห้งแล้งแบบทะเลทรายเช่นเดียวกันกับในประเทศแอลจีเรีย ซึ่งผลการทดสอบที่ได้พบว่าแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดจะเป็นแบบจำลองที่มีลักษณะดังต่อไปนี้

$$\frac{H_d}{H} = 0.137 + 1.193 \left(\frac{S}{S_0}\right) - 1.244 \left(\frac{S}{S_0}\right)^2 \quad (2.33)$$

โดยแบบจำลองนี้จะเป็นแบบจำลองจากกลุ่มแบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับอัตราส่วนของความยาวนานแสงแดดซึ่งให้ค่าทางสถิติที่ดีที่สุดเมื่อเปรียบเทียบกับแบบจำลองทั้งหมดในแต่ละกลุ่มจากการใช้ฐานข้อมูลจากทั้ง 3 เมือง

Jamil & Siddiqui (2017) ได้ทำการศึกษาลักษณะของรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่เกิดขึ้นในประเทศอินเดีย โดยจะทำการศึกษาทั้งหมด 5 สถานที่ที่มีลักษณะภูมิอากาศแตกต่างกัน ได้แก่ เมือง Srinagar (34.05°N, 74.50°E) เป็นเมืองที่มีลักษณะภูมิอากาศแบบหนาวเย็น, เมือง Delhi (28.34°N, 77.12°E) เป็นเมืองที่มีลักษณะภูมิอากาศแบบผสมผสาน, เมือง Jodhpur (26.18°N, 73.01°E) เป็นเมืองที่มีลักษณะภูมิอากาศแบบร้อนและแห้งแล้ง เมือง Mumbai (19.07°N, 72.51°E) เป็นเมืองที่มีลักษณะภูมิอากาศแบบอบอุ่นชื้น และเมือง Pune (18.31°N, 73.55°E) เป็นเมืองที่มีลักษณะภูมิอากาศแบบอบอุ่น และต่อมาทางผู้วิจัยจะทำการพัฒนาแบบจำลองที่คำนวณหาค่ารังสีกระจาย และนำไปเปรียบเทียบกับแบบจำลองในงานวิจัยต่าง ๆ ที่ถูกสร้างขึ้นก่อนหน้านี้ โดยแบบจำลองในงานวิจัยนี้ทั้งที่พัฒนาขึ้นและรวบรวมมาจะมีทั้ง 20 แบบจำลอง และ จะถูกแบ่ง

ออกเป็น 2 กลุ่ม ได้แก่ กลุ่มที่คำนวณหาความเข้มข้นของรังสีกระจายในรูปแบบของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวม (Diffuse fraction) และ กลุ่มที่คำนวณสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีนอกโลก (diffuse coefficient) ซึ่งโมเดลทั้งหมดนั้นจะขึ้นอยู่กับตัวแปรทางบรรยากาศ 2 ตัว คือ ค่าความแจ่มใสท้องฟ้า (clearness index) และ อัตราส่วนของความยาวนานแสงแดด โดยจะทำการทดสอบแบบจำลองนี้ในเมืองต่าง ๆ ทั้ง 5 เมืองในประเทศอินเดีย ได้ผลการทดสอบดังต่อไปนี้

จากการทดสอบจากทั้ง 5 เมืองพบว่าจากแบบจำลองทั้ง 2 กลุ่มแบบจำลองในกลุ่มที่ 1 ที่คำนวณหาสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีนอกโลกนั้นมีประสิทธิภาพดีกว่าแบบจำลองในอีกกลุ่ม ในเมือง Srinagar แบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดจะมีลักษณะดังสมการต่อไปนี้

$$\frac{H_d}{H} = 2.1416 - 1.4146K_T + 0.5025K_T^2 - 2.5130\left(\frac{S}{S_0}\right) + 1.3868\left(\frac{S}{S_0}\right)^2 \quad (2.34)$$

ในเมือง Jodhpur แบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดจะมีลักษณะดังสมการต่อไปนี้

$$\frac{H_d}{H} = 1.1463 - 1.0287K_T - 0.2560\left(\frac{S}{S_0}\right)^2 \quad (2.35)$$

ในเมือง Mumbai แบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดจะมีลักษณะดังสมการต่อไปนี้

$$\frac{H_d}{H} = 2.0771 - 0.9142K_T - 2.6814\left(\frac{S}{S_0}\right) + 1.5116\left(\frac{S}{S_0}\right)^2 \quad (2.36)$$

ในเมือง Delhi และเมือง Pune มีแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดเป็นแบบจำลองเดียวกันมีลักษณะดังสมการต่อไปนี้

$$\frac{H_d}{H} = 1.0627 - 0.8835K_T^2 - 0.4713\left(\frac{S}{S_0}\right) \quad (2.37)$$

จากผลการทดลองในงานวิจัยนี้พบว่าแบบจำลองที่สร้างขึ้นจากสัดส่วนความเข้มรังสีกระจายต่อรังสีรวมมีประสิทธิภาพมากกว่าแบบจำลองที่สร้างจากสัดส่วนความเข้มของรังสีกระจายต่อรังสีนอกโลก ซึ่งรังสีรวมเป็นค่าที่วัดได้จริงด้วยเครื่องไพราโนมิเตอร์ส่วนรังสีนอกโลกเป็นค่าที่คำนวณได้จากช่วงเวลาและสถานที่ที่ทำการวัดความเข้มรังสีกระจาย แสดงให้เห็นว่าการใช้ค่าที่วัดได้จริงนั้นมีประสิทธิภาพและความแม่นยำมากกว่าค่าที่ได้จากการคำนวณ

Zhu et al. (2021) ได้ทำการศึกษารังสีกระจายรายวันที่เกิดขึ้นในสถานที่ต่าง ๆ ในประเทศจีนทั้งหมด 17 สถานี โดยในแต่ละสถานีนี้นั้นจะตั้งอยู่ในเขตภูมิอากาศที่แตกต่างกัน 5 เขต ได้แก่ เขตภูมิอากาศแบบที่ราบบนเทือกเขา (Mountain plateau climatic zone, MPZ), เขตภูมิอากาศอบอุ่นภาคพื้นทวีป (Temperate continental climatic zone, TCZ), เขตภูมิอากาศแบบมรสุมเขตอบอุ่น (Temperate monsoon climatic zone, TMZ), เขตภูมิอากาศแบบมรสุมกึ่งเขตร้อน (Subtropical monsoon climatic zone, SMZ) และ เขตภูมิอากาศแบบมรสุมเขตร้อน (Tropical monsoon climatic zone, TMPZ) หลังจากนั้นทางผู้วิจัยจะทำการพัฒนาและรวบรวมแบบจำลองที่คำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายในรูปแบบของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวม (diffuse fraction) โดยแบบจำลองต่าง ๆ นั้นจะขึ้นอยู่กับพารามิเตอร์ทางบรรยากาศทั้งหมด 6 ตัว ได้แก่ ความแจ่มใสท้องฟ้า (clearness index,  $K_t$ ) สัดส่วนความยาวนานแสงแดด (sunshine fraction,  $S/S_0$ ) สัดส่วนเมฆ (total cloud cover, CL) ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity, RH) อุณหภูมิอากาศ (air temperature,  $T_a$ ) และความเร็วลม (wind speed, win) ผู้วิจัยได้ทำการตรวจสอบความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มรังสีกระจายรายวันกับพารามิเตอร์ทางบรรยากาศทั้งหมดโดยการใช้ค่าความสัมพันธ์สหสัมพันธ์ (correlation coefficient) พบว่า ความแจ่มใสท้องฟ้า สัดส่วนความยาวนานแสงแดดและสัดส่วนเมฆ มีความสัมพันธ์กับความเข้มของรังสีอาทิตย์มาก ในขณะที่พารามิเตอร์ 3 ตัวที่เหลือไม่ค่อยมีความสัมพันธ์กับความเข้มรังสีอาทิตย์

ทางผู้วิจัยทำการแบ่งกลุ่มแบบจำลองทั้งหมดออกเป็น 5 กลุ่ม โดยแบ่งจากพารามิเตอร์ทั้ง 3 ตัวที่มีผลกับความเข้มของรังสีกระจายมาก ซึ่งได้เป็นกลุ่มดังนี้ (1)แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับความแจ่มใสท้องฟ้า (2)แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับสัดส่วนความยาวนานแสงแดด (3)แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับสัดส่วนเมฆ (4)แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับพารามิเตอร์ทั้ง 3 ตัว และ (5)แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับพารามิเตอร์ทั้ง 3 ตัว ที่ถูกสร้างขึ้นด้วยโครงข่ายประสาทเทียม (Artificial neural network, ANN) จากนั้นนำมาเปรียบเทียบกันโดยใช้ฐานข้อมูลจากทั้ง 5 เขตภูมิอากาศ พบว่าแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดคือแบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับพารามิเตอร์ทั้ง 6 ตัว ที่สร้างขึ้นจากโครงข่ายประสาทเทียม ซึ่งให้ผลที่ดีที่สุด ในทั้ง 5 เขตภูมิอากาศ และในงานวิจัยนี้พบว่าถึงแม้พารามิเตอร์ทั้ง 3 ตัวที่มีความสัมพันธ์กับความเข้มของรังสีกระจายต่ำ แต่เมื่อนำมาใส่ในแบบจำลองจะทำให้แบบจำลองนั้นมีความแม่นยำสูงขึ้น

Bakirci (2021) ได้ทำการศึกษาค่าความเข้มรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่เกิดขึ้นในประเทศตุรกี โดยทำการวิจัยที่เมือง 2 เมือง ได้แก่เมือง Erzurum และ เมือง Gebze ซึ่งทางผู้วิจัยจะใช้ฐานข้อมูลจากกรมอุตุนิยมวิทยาในประเทศตุรกีร่วมกับข้อมูลจากดาวเทียมผ่านทาง NASA-SSE (Surface meteorology and Solar Energy) ต่อมาทางผู้วิจัยจะทำการพัฒนาและรวบรวมแบบจำลองที่คำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายและทำการแบ่งกลุ่มออกเป็น 6 กลุ่ม จาก 2 ลักษณะ คือ แบ่งตามแบบจำลองที่หาค่าความเข้มของรังสีกระจายในรูปแบบของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวม (diffuse fraction) หรือ สัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีนอกโลก (diffuse coefficient) และแบ่งตามพารามิเตอร์ทางบรรยากาศได้แก่ แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับความแจ่มใสท้องฟ้า แบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับสัดส่วนความยาวนานแสงแดด และแบบจำลองที่ขึ้นอยู่กับทั้งความแจ่มใสท้องฟ้าและสัดส่วนความยาวนานแสงแดด และทางผู้วิจัยจะทำการเปรียบเทียบแบบจำลองในกลุ่มต่าง ๆ โดยใช้ฐานข้อมูลจากเมืองทั้ง 2 เมือง และที่เมือง Gebze จะทำการเปรียบเทียบกันระหว่างข้อมูลจากการวัดจริงและข้อมูลจากดาวเทียม จากการทดสอบทั้ง 3 รูปแบบพบว่าแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงจะเป็นแบบจำลองที่คำนวณหาค่าสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมที่ขึ้นอยู่กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า โดยที่เมือง Erzurum แบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดจะมีลักษณะดังนี้

$$\frac{H_d}{H} = 0.9530 - 0.7985K_T - 0.5715K_T^2 \quad (2.38)$$

ที่เมือง Gebze โดยใช้ข้อมูลจากดาวเทียมแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดจะมีลักษณะดังนี้

$$\frac{H_d}{H} = 1.4881 \exp(-2.714K_T) \quad (2.39)$$

ที่เมือง Gebze โดยใช้ข้อมูลจากการวัดด้วยเครื่องวัดรังสีกระจายแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดจะมีลักษณะดังนี้

$$\frac{H_d}{H} = 0.2599 + 0.0880 (1/K_T) \quad (2.40)$$

Husain & Khan (2021) ได้ทำการศึกษาความเข้มของรังสีกระจายที่เกิดขึ้นในประเทศอินเดีย โดยจะทำการศึกษาที่เมือง Aligarh (27.88°N, 78.08°E) ที่อยู่ทางตอนเหนือของประเทศอินเดีย โดยในงานวิจัยนี้จะทำการพัฒนาแบบจำลองแบบ machine learning โดยแบ่งแบบจำลองเป็น 2 กลุ่ม ได้แก่แบบจำลองที่คำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายในรูปแบบของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวม (diffuse fraction) และแบบจำลองที่หาสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีนอกโลก (diffuse coefficient) ซึ่งจะถูกพัฒนาขึ้นด้วยวิธีการทาง machine learning ทั้งหมด 6 วิธีที่แตกต่างกันออกไป ได้แก่ แบบเชิงเส้น, K-Nearest Neighbor's (KNN), Support Vector Machines (SVM), Random Forest (RF), Gaussian distribution (GPR) และ Multi-layer Perceptron (MLP) โดยในขั้นตอนของการฝึกฝนจำลองทางผู้วิจัยจะใช้ค่าความเข้มของรังสีกระจายในระยะเวลา 2 ปีก่อนหน้าร่วมกับค่าดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า (clearness index) มาช่วยในการสร้างและฝึกฝนแบบจำลองทั้งหมดและขั้นตอนของการทดสอบจำลองจะทดสอบกับค่าที่วัดได้จริงในปีที่ 3 ซึ่งผลที่ได้พบว่าแบบจำลองในกลุ่มที่หาสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีตรงแบบจำลองที่สร้างด้วยวิธีการ K-Nearest Neighbor's (KNN) จะมีประสิทธิภาพสูงที่สุดในทั้ง 2 เซตข้อมูล ส่วนกลุ่มที่หาสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีนอกโลกแบบจำลอง Random Forest (RF) จะมีประสิทธิภาพสูงที่สุดในชุดข้อมูลที่นำมาฝึกฝนแบบจำลอง ส่วนชุดข้อมูลที่นำมาทดสอบแบบจำลองแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงที่สุดคือ Support Vector Machines (SVM) ซึ่งทางผู้วิจัยคาดว่าแบบจำลองจะมีประสิทธิภาพดีขึ้นกว่านี้ถ้านำพารามิเตอร์ทางบรรยากาศอื่น ๆ ที่มีผลต่อความเข้มรังสีกระจายมาใช้ร่วมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า

จากงานวิจัยทั้งหมดที่กล่าวมาแล้วข้างต้น จะพบว่าม้งานวิจัยหลายงานที่สนใจที่จะศึกษาความเข้มของรังสีกระจายในพื้นที่ต่าง ๆ ทั่วโลกและทำการสร้างแบบจำลองชนิดต่าง ๆ สำหรับคำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายในรูปแบบที่แตกต่างกันออกไป แต่สำหรับประเทศไทยยังมีค่อนข้างจำกัด ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงจะทำการศึกษาลักษณะของรังสีกระจายในประเทศไทย



### บทที่ 3

#### วิธีการดำเนินงานและผลการวิจัย

ในงานวิจัยนี้จะทำการศึกษาลักษณะทางสถิติและการกระจายตัวของรังสีกระจายและการพัฒนาแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลโดยใช้ข้อมูลรังสีกระจายร่วมกับพารามิเตอร์ทางบรรยากาศที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของรังสีกระจายสำหรับการคำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายในพื้นที่ต่าง ๆ ในประเทศไทย รวมถึงการจัดทำแผนที่รังสีกระจายสำหรับประเทศไทย โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

#### 3.1 การจัดเตรียมข้อมูลความเข้มของรังสีอาทิตย์

ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมและจัดเตรียมข้อมูลที่จะนำมาใช้ได้แก่ข้อมูลรังสีรวม รังสีกระจาย และรังสีตรง โดยจะมีรายละเอียดดังตารางที่ 2 นอกจากนี้ยังได้ทำการควบคุมคุณภาพข้อมูลรวมถึงทำการสอบเทียบเครื่องวัดต่าง ๆ เพื่อให้ได้ข้อมูลที่ถูกต้องแม่นยำ

ตารางที่ 2 ข้อมูลสถานีวัดรังสีอาทิตย์ชนิดต่าง ๆ ในประเทศไทย

ลำดับ	รายชื่อสถานี	ละติจูด (°N)	ลองจิจูด (°E)	ภูมิภาค	ช่วงข้อมูล	ข้อมูลรังสีอาทิตย์		
						รังสีกระจาย	รังสีรวม	รังสีตรง
1	สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่	18.78	98.98	เหนือ	2016-2021	✓	✓	✓
2	สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ตอนล่าง	15.25	104.87	ตะวันออกเฉียงเหนือ	2016-2021	✓	✓	✓
3	สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม	13.82	100.04	กลาง	2016-2021	✓	✓	✓
4	สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา	7.20	100.60	ใต้	2016-2021	✓	✓	✓
5	สถานีกรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร)	13.67	100.62	กลาง	2014-2018	✗	✓	✓
6	สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์	15.80	100.17	กลาง	2014-2018	✗	✓	✓
8	สถานีลพบุรี (สถานีอุตุนิยมวิทยาอุทกบัวชุม จังหวัดลพบุรี)	14.83	100.67	กลาง	2014-2018	✗	✓	✓
7	สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์	11.83	99.83	กลาง	2014-2018	✗	✓	✓
9	สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา	14.97	102.08	ตะวันออกเฉียงเหนือ	2014-2018	✗	✓	✓



รูปที่ 30 ตำแหน่งสถานีวัดรังสีอาทิตย์ทั้ง 9 แห่ง ที่ใช้ในงานวิจัยนี้

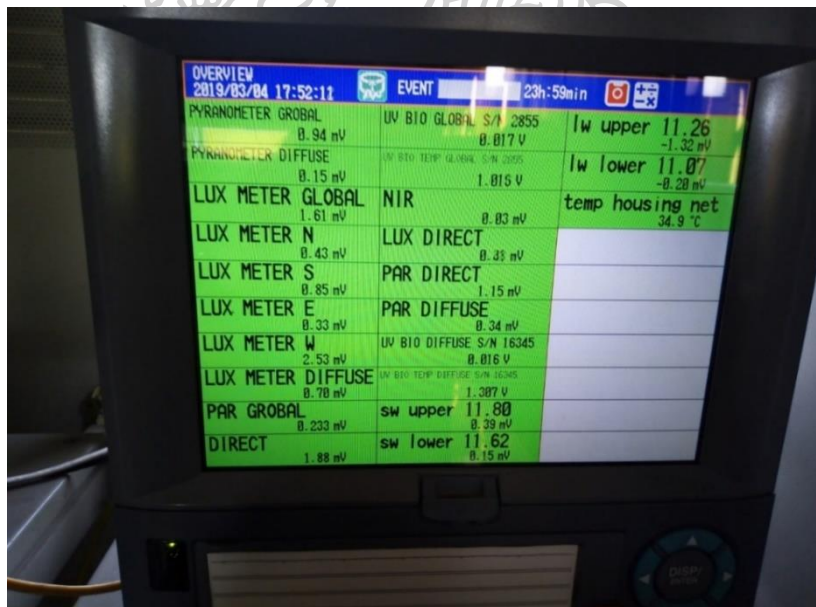
### 3.1.1 รังสีรวม

ในงานนี้ผู้วิจัยได้ทำการวัดค่าความเข้มของรังสีรวมในประเทศไทยโดยการวัดด้วยเครื่องวัดรังสีรวมหรือเครื่องไพราโนมิเตอร์ (pyranometer) ซึ่งถูกติดตั้งในสถานีวัดที่พื้นที่ต่าง ๆ ในประเทศไทย 9 สถานี ดังแสดงในตารางที่ 2

เครื่องวัดรังสีรวมที่สถานีเชียงใหม่และอุบลราชธานีใช้เครื่องไพราโนมิเตอร์ของบริษัท Kipp & Zonen รุ่น CM21 ส่วนที่สถานีนครปฐม สงขลา กรุงเทพ นครราชสีมา นครสวรรค์ ลพบุรี และประจวบคีรีขันธ์ ใช้เครื่องไพราโนมิเตอร์ของบริษัท Kipp & Zonen รุ่น CMP11 โดยทั้ง 9 สถานีจะทำการบันทึกข้อมูลด้วยการใช้เครื่องบันทึกข้อมูลเป็น datalogger ของบริษัท Yokogawa จากประเทศญี่ปุ่น เครื่องไพราโนมิเตอร์และเครื่องบันทึกข้อมูลของทั้ง 9 สถานี แสดงดังรูปที่ 31-48



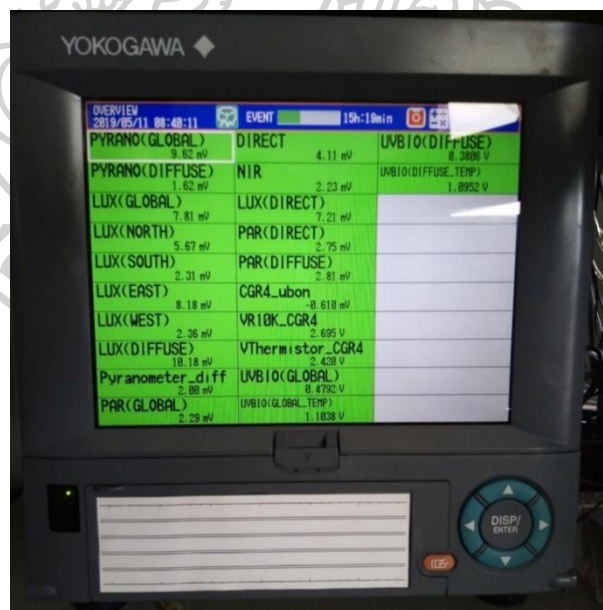
รูปที่ 31 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CM21 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัด เชียงใหม่



รูปที่ 32 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DX2000 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 33 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CM21 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 34 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DX2000 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



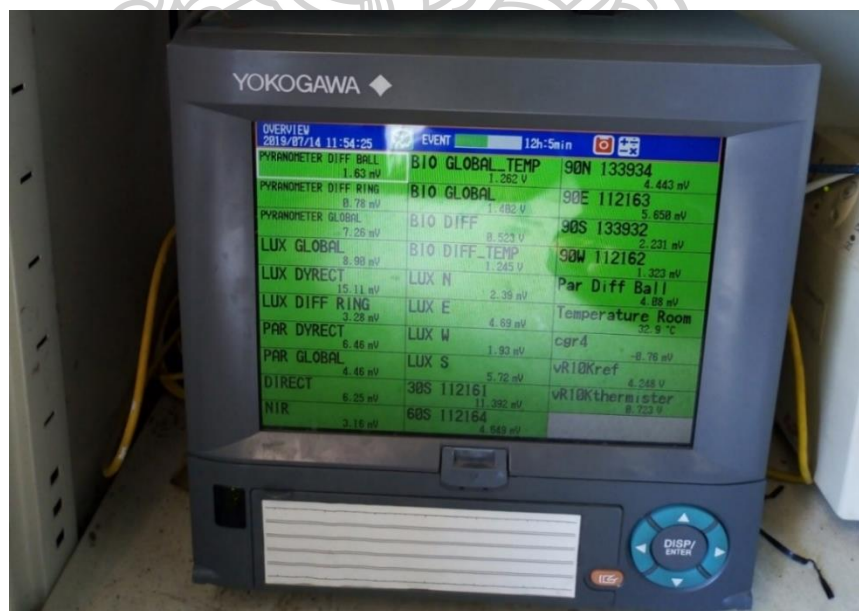
รูปที่ 35 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม

OVERVIEW		EVENT		4h:28min	
LUX_G	6.23	PAR_DIF(BALL)	3.46	NIR_G	1.26
LUX_E	8.10	LUX_DIRECT	14.63	LUX_Z	17.92
LUX_N	3.65	PAR_G	2.06	PYRANO_Z	4.64
LUX_W	0.91	PAR_DIRECT	0.74	PYRANO NORTH	5.40
LUX_S	1.17	PAR_DIF(RING)	0.32	PYRANO SOUTH	0.88
LUX_DIF	1.33	PYRANO_G	1.50	PYRANO EAST	10.22
PYRANO_DIF(B)	0.822	PYRANO_DIF	0.29	PYRANO WEST	0.63
RH	76.16	DIRCET	5.05	PYRANO_30S	2.98
TEMP	30.51	PYRANO_60S	0.93	BIO_DIFF	0.0922
SUNSHINE	6.823			Y RH	61.32

รูปที่ 36 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DX2000 ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



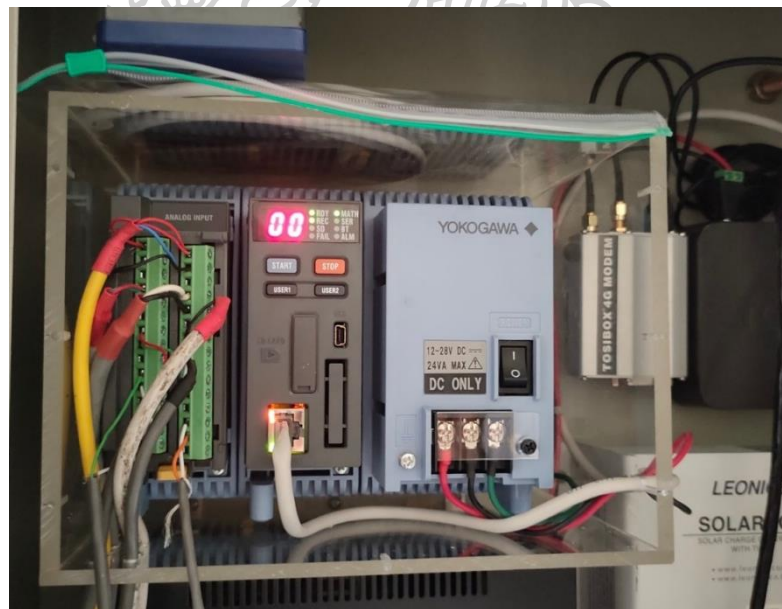
รูปที่ 37 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CM21 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 38 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DX2000 ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 39 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีกรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร)



รูปที่ 40 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น GM10 ที่สถานีกรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร)



รูปที่ 41 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์



รูปที่ 42 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DC100 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์





รูปที่ 43 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีลพบุรี



รูปที่ 44 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น DC100 ที่สถานีลพบุรี



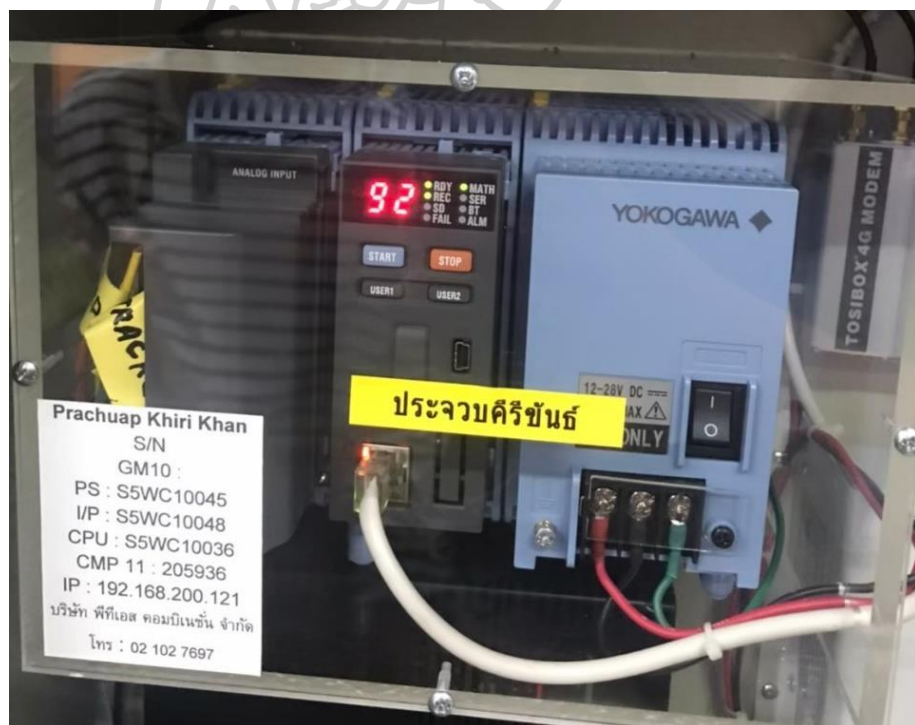
รูปที่ 45 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา



รูปที่ 46 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น GM10 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา



รูปที่ 47 เครื่องวัดรังสีรวมของ Kipp & Zonen รุ่น CMP11 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์



รูปที่ 48 เครื่องบันทึกข้อมูลของบริษัท Yokogawa รุ่น GM10 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์

### 3.1.2 รังสีกระจาย

การวัดค่าความเข้มของรังสีกระจายจะใช้เครื่องมือวัดเหมือนกันกับการวัดรังสีรวม กล่าวคือจะใช้เครื่องไพราโนมิเตอร์ (pyranometer) ในการวัดรังสีกระจาย แต่จะทำการวัดควบคุมคู่ไปกับอุปกรณ์บังรังสีตรงหรือเซตเตอร์ (shader) ซึ่งอุปกรณ์บังรังสีตรงจะทำหน้าที่บังไม่ให้รังสีตรงมาตกกระทบที่เครื่องไพราโนมิเตอร์ได้ ทำให้เครื่องมือวัดนั้นสามารถทำการวัดรังสีกระจายได้อย่างเฉพาะเจาะจง

อุปกรณ์บังรังสีตรงโดยทั่วไปจะมีอยู่ 2 ชนิด คืออุปกรณ์บังรังสีตรงชนิดแรกจะมีลักษณะเป็นลูกบอล (shading ball) ซึ่งที่ต้องใช้ควบคู่กับเครื่องติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์หรือเครื่องซันแทรคเกอร์ (sun tracker) โดยที่เครื่องซันแทรคเกอร์จะจับตำแหน่งของดวงอาทิตย์แล้วส่งข้อมูลให้กับแขนควบคุมลูกบอลบังรังสีตรงเพื่อให้แขนควบคุมขยับตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ ทำให้ลูกบอลอยู่กึ่งกลางระหว่างดวงอาทิตย์กับเครื่องไพราโนมิเตอร์ตลอดเวลา รังสีตรงจึงไม่สามารถมาตกกระทบที่เครื่องไพราโนมิเตอร์ได้จึงทำให้เครื่องสามารถวัดรังสีกระจายได้อย่างเดียว อุปกรณ์บังรังสีตรงชนิดที่สองจะมีลักษณะวงแหวน (shadow ring) ซึ่งจะทำงานแตกต่างกับลูกบอลบังรังสีตรงเนื่องจากไม่จำเป็นต้องใช้เครื่องซันแทรคเกอร์มาช่วยในการทำงาน แต่จะทำการติดตั้งให้รัศมีของวงแหวนบังเครื่องไพราโนมิเตอร์ตลอดทั้งเส้นทางการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ จึงทำให้ไม่ว่าดวงอาทิตย์ไปอยู่ ณ ตำแหน่งไหนของวัน รังสีตรงจากดวงอาทิตย์ก็ไม่สามารถมาตกกระทบที่เครื่องไพราโนมิเตอร์ได้และทำให้สามารถวัดเฉพาะรังสีกระจายได้ ในงานวิจัยนี้ใช้เครื่องวัดรังสีกระจายจาก 4 สถานี ที่กระจายอยู่ในภูมิภาคต่าง ๆ ดังแสดงในตารางที่ 1 โดยลักษณะของเครื่องวัดรังสีกระจายแบบวงแหวนบังรังสีตรงแสดงดังรูปที่ 49-52 รังสีกระจายที่นำมาใช้ในงานวิจัยนี้จะถูกปรับแก้ค่าวงแหวนเป็นก่อนนำมาใช้ศึกษาทั้งหมด



รูปที่ 49 เครื่องวัดรังสีกระจาย (เครื่องไพราโนมิเตอร์กับวงแหวนบังรังสีตรง ของ Kipp & Zonen รุ่น CM21) ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 50 เครื่องวัดรังสีกระจาย (เครื่องไพราโนมิเตอร์กับวงแหวนบังรังสีตรง ของ Kipp & Zonen รุ่น CM21) ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 51 เครื่องวัดรังสีกระจาย (เครื่องไพราโนมิเตอร์กับังแหวนบังรังสีตรง ของ Kipp & Zonen รุ่น CM21) ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 52 เครื่องวัดรังสีกระจาย (เครื่องไพราโนมิเตอร์กับังแหวนบังรังสีตรง ของ Kipp & Zonen รุ่น CM21) ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา

### 3.1.3 รังสีตรง

การวัดค่าความเข้มของรังสีตรงสามารถวัดได้โดยการใช้เครื่องมือวัดรังสีตรงหรือเครื่องไพเฮริโอมิเตอร์ (pyrheliometer) โดยทั่วไปเครื่องมือวัดรังสีตรงจะถูกติดตั้งกับเครื่องวัดรังสีกระจายที่ใช้ลูกบอลบังรังสีตรงเนื่องจากเป็นเครื่องมือที่ต้องใช้เครื่องชั้นแทคเกอร์เหมือนกัน ซึ่งในประเทศไทยนั้นจะมีสถานีที่มีเครื่องมือวัดรังสีตรงอยู่ทั้งหมด 9 สถานี ซึ่งจะทำการวัดที่สถานีเดียวกันกับที่วัดรังสีรวม ดังแสดงในตารางที่ 2 ซึ่งเครื่องมือวัดรังสีตรงแสดงดังรูปที่ 53-61



รูปที่ 53 เครื่องไพเฮริโอมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 54 เครื่องโฟเฮริโอมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 55 เครื่องโฟเฮริโอมิเตอร์ ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม





รูปที่ 56 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 57 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีกรุงเทพฯ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร)



รูปที่ 58 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์



รูปที่ 59 เครื่องไพเอริโอมิเตอร์ ที่สถานีลพบุรี



รูปที่ 60 เครื่องไพเฮริโอมิเตอร์ ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา



รูปที่ 61 เครื่องไพเฮริโอมิเตอร์ ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์

โดยจะเห็นได้ว่าเครื่องวัดรังสีตรงในประเทศไทยนั้นมีจำนวนเครื่องมือวัดมากกว่าเครื่องวัดรังสีกระจาย ดังนั้นทางผู้วิจัยจึงสนใจที่จะคำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายจากค่าความเข้มรังสีตรงและรังสีกระจาย เพื่อดูการกระจายตัวของรังสีกระจายในประเทศไทยได้ดียิ่งขึ้น ซึ่งรังสีกระจายสามารถคำนวณได้จากสมการดังต่อไปนี้

$$I_d = I_g - I_b \cdot \cos\theta_z \quad (3.1)$$

เมื่อ  $I_d$  คือ รังสีกระจายที่ได้จากคำนวณ (วัตต์ต่อตารางเมตร)

$I_g$  คือ รังสีรวมที่ได้จากการวัด (วัตต์ต่อตารางเมตร)

$I_b$  คือ รังสีตรงที่ได้จากการวัด (วัตต์ต่อตารางเมตร)

$\theta_z$  คือ มุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (Solar zenith angle) (องศา)

### 3.1.4 การสอบเทียบเครื่องมือวัด

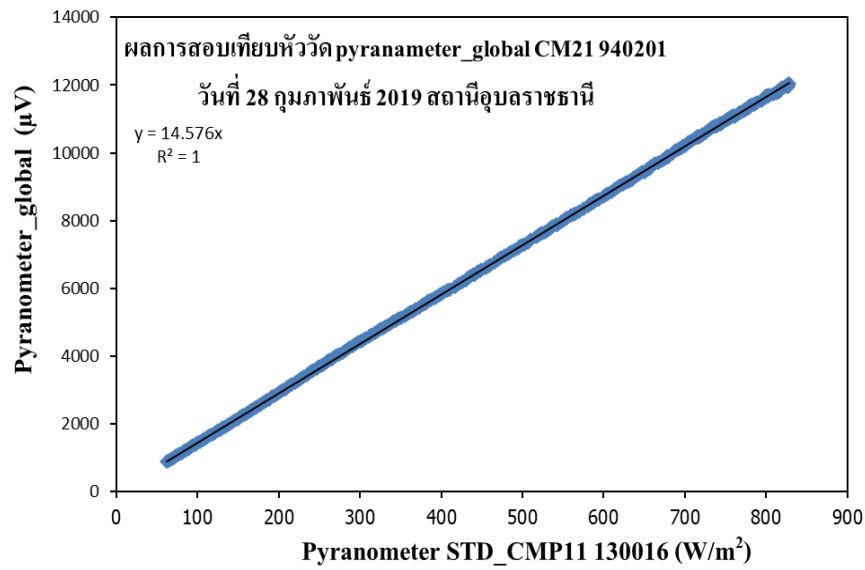
การใช้งานเครื่องมือรังสีอาทิตย์แต่ละชนิดนั้นจะถูกติดตั้งกลางแจ้งตลอดเวลาเพื่อให้เหมาะสมสำหรับการวัดค่าความเข้มของรังสีอาทิตย์ แต่เมื่อทำการวัดผ่านสภาพอากาศต่าง ๆ เป็นระยะเวลานานก็จะมีผลต่อการเสื่อมสภาพของเครื่องมือวัดที่ทำให้ค่าสภาพตอบสนอง (sensitivity) ของเครื่องมืออ่อน ๆ เปลี่ยนแปลงไปตามเวลา ส่งผลให้การวัดค่าความเข้มของรังสีอาทิตย์นั้นเกิดความคลาดเคลื่อนและไม่สามารถนำมาใช้งานได้ ดังนั้นจึงจำเป็นต้องทำการสอบเทียบเครื่องมือวัดอย่างสม่ำเสมออย่างน้อยปีละ 1 ครั้ง ตามกระบวนการการสอบเทียบด้วยเครื่องไพราโนมิเตอร์ตามมาตรฐาน ISO 9847 (ISO, 1992) ส่วนเครื่องไพเรลิโอมิเตอร์จะเป็นไปตามมาตรฐาน ISO 9059 (ISO, 1990) ซึ่งในกระบวนการจะสอบเทียบดังกล่าว จะนำเครื่องไพราโนมิเตอร์อ้างอิง (reference pyranometer) และเครื่องไพเรลิโอมิเตอร์อ้างอิง (reference pyrhelimeter) ที่มีลำดับชั้นเท่ากับหรือสูงกว่าเครื่องวัดรังสีอาทิตย์ภาคสนามและผ่านการสอบเทียบกับเครื่องวัดอ้างอิง โดยจะตั้งเครื่องวัดอ้างอิงกับเครื่องวัดภาคสนามใกล้กันและให้อยู่ในระดับเดียวกัน แล้วทำการวัดรังสีพร้อมกัน โดยจะเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ จากนั้นทำการวัดศักย์ไฟฟ้าจากเครื่องวัดทั้งสอง เพื่อนำมาเขียนกราฟหาความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มของรังสีอาทิตย์ที่ได้จากเครื่องวัดอ้างอิงกับศักย์ไฟฟ้าที่ได้จากเครื่องวัดรังสีอาทิตย์ภาคสนามที่ต้องการสอบเทียบ โดยความชันของกราฟจะเป็นค่าสภาพตอบสนองของเครื่องวัดที่ทำการสอบเทียบได้ ซึ่งเขียนได้ดังสมการที่ 3.2

$$S = \frac{V_{\text{field}}}{I_{\text{ref}}} \quad (3.2)$$

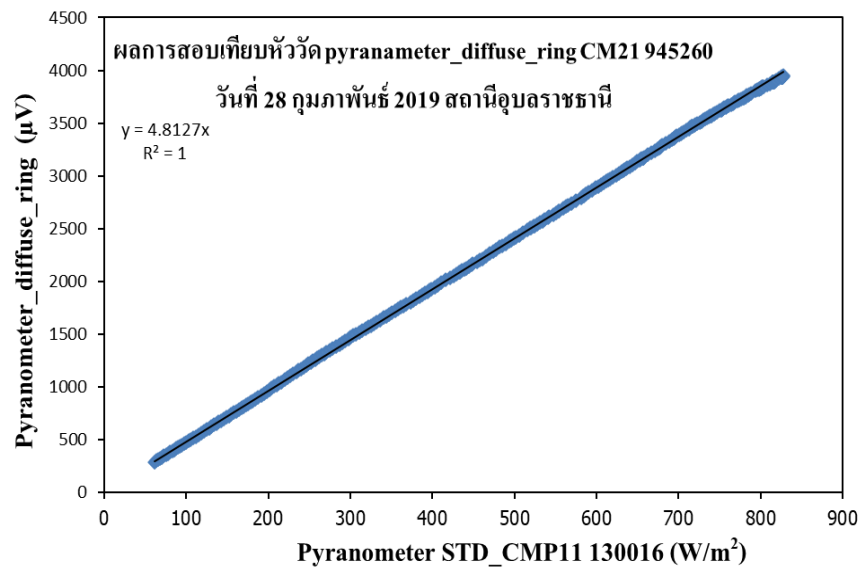
- เมื่อ  $S$  คือ ค่าสภาพตอบสนองของเครื่องวัดรังสีอาทิติย์ (โวลต์ต่อวัตต์ต่อตารางเมตร)  
 $I_{\text{ref}}$  คือ ค่าความเข้มรังสีอาทิติย์ซึ่งวัดได้จากเครื่องวัดอ้างอิง (วัตต์ต่อตารางเมตร)  
 $V_{\text{field}}$  คือ ศักย์ไฟฟ้าที่ได้จากเครื่องวัดรังสีอาทิติย์ภาคสนามที่ต้องการสอบเทียบ (โวลต์)

หลังจากที่เราทำการสอบเทียบเครื่องมือวัดทำให้เราได้ข้อมูลค่าศักย์ไฟฟ้าจากเครื่องวัดรังสีอาทิติย์ที่เราต้องการสอบเทียบกับเครื่องวัดอ้างอิง เนื่องจากเราทราบค่าสภาพตอบสนองของเครื่องวัดอ้างอิงก่อนแล้ว จึงทำให้สามารถคำนวณหาค่าความเข้มของรังสีอาทิติย์จากเครื่องวัดอ้างอิงได้ แล้วนำค่าศักย์ไฟฟ้าจากเครื่องมือวัดที่ต้องการสอบเทียบกับค่าความเข้มรังสีอาทิติย์จากเครื่องวัดอ้างอิงมาคำนวณในสมการที่ 3.2 ด้วยวิธีการพล็อตกราฟหาความชันโดยให้แกนนอนเป็นค่าความเข้มรังสีอาทิติย์ที่วัดได้จากเครื่องวัดอ้างอิงและแกนตั้งเป็นค่าศักย์ไฟฟ้าของเครื่องวัดภาคสนามที่ต้องการสอบเทียบ จากนั้นจะทราบค่าสภาพการตอบสนองของเครื่องวัดที่ต้องการสอบเทียบได้จากความชันของกราฟ โดยกระบวนการทั้งหมดนี้จะสามารถทำได้ทั้งเครื่องวัดรังสีรวม รังสีกระจายและรังสีตรง ซึ่งตัวอย่างกราฟการสอบเทียบเครื่องมือวัดทั้ง 3 ชนิด ที่สถานีอุบลราชธานีแสดงดังรูปที่ 62–64 ตามลำดับและรูปตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องไพราโนมิเตอร์จากทั้ง 9 สถานี แสดงดังรูปที่ 65–73

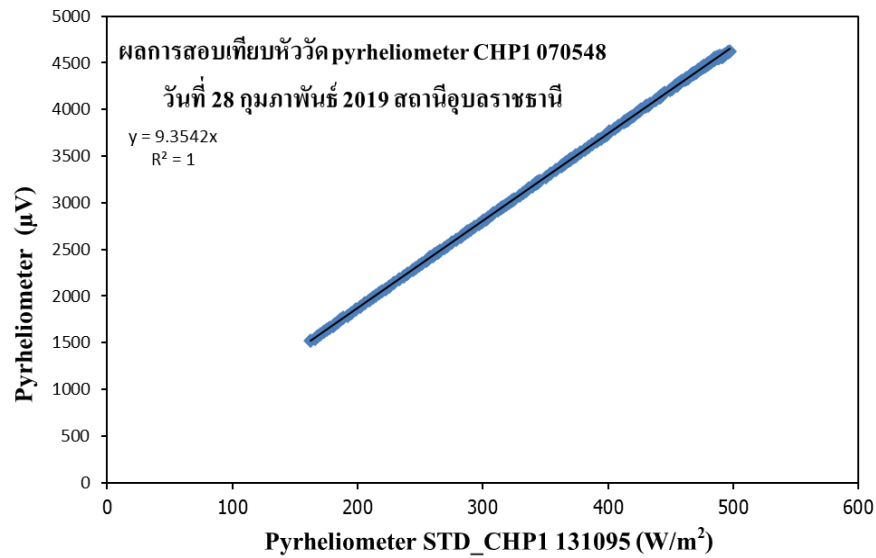




รูปที่ 62 ตัวอย่างกราฟการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวมที่สถานีอุบลราชธานี ของวันที่ 28 กุมภาพันธ์ ปี ค.ศ. 2019



รูปที่ 63 ตัวอย่างกราฟการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีกระจายที่สถานีอุบลราชธานี ของวันที่ 28 กุมภาพันธ์ ปี ค.ศ. 2019



รูปที่ 64 ตัวอย่างกราฟการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีตรงที่สถานีอุบลราชธานี ของวันที่ 28 กุมภาพันธ์ ปี ค.ศ. 2019



รูปที่ 65 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัด เชียงใหม่



รูปที่ 66 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ  
ตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 67 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร  
จังหวัดนครปฐม

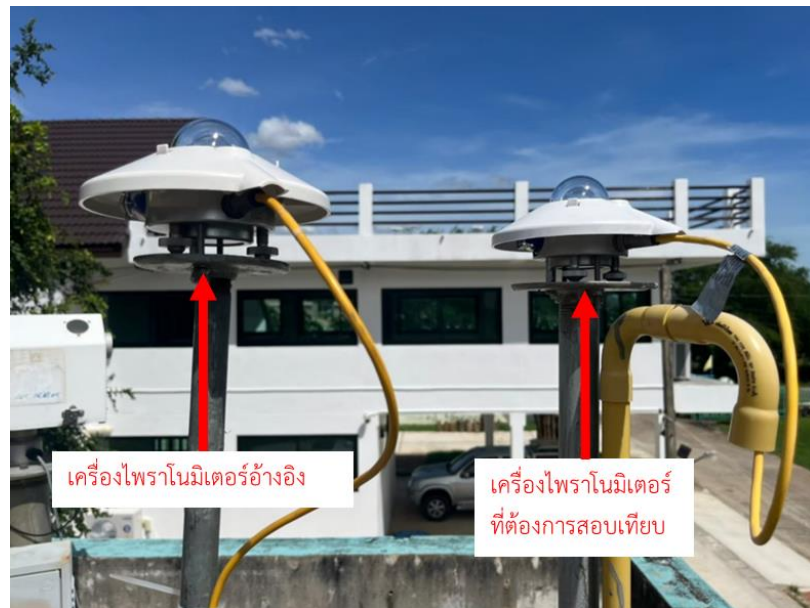




รูปที่ 68 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 69 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยากรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และ อนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร)



รูปที่ 70 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์



รูปที่ 71 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาพบุรี



รูปที่ 72 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา



รูปที่ 73 ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวม ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์

### 3.1.5 การควบคุมคุณภาพข้อมูล

หลังจากที่ทำการรวบรวมข้อมูลรังสีอาทิตย์ในประเทศไทยมาได้ทั้งหมด แต่ข้อมูลรังสีอาทิตย์ บางส่วนนั้นอาจจะมีเคลื่อนที่ที่เกิดขึ้นจากเครื่องมือวัดหรือจากการดูแลไม่ดีเพียงพอ โดยเฉพาะ ข้อมูลรังสีกระจายที่เกิดความคลาดเคลื่อนจากการที่อุปกรณ์บังรังสีตรงไม่มีดัดหรือไม่มีบังเลย ซึ่งจะทำให้ข้อมูลรังสีกระจายส่วนนั้นไม่สามารถนำมาใช้ในการวิจัยได้ ดังนั้นผู้วิจัยจึงต้องทำการคัดกรอง ข้อมูลรังสีอาทิตย์ด้วยกระบวนการการคัดกรองขององค์กร World Meteorological Organization (WMO, 1986) โดยจะมีกระบวนการการคัดกรองออกตามเงื่อนไขดังต่อไปนี้

$$1). I_d > 1.1 \cdot I_g$$

$$2). I_g > 1.2 \cdot I_0$$

$$3). I_d > 0.8 \cdot I_0$$

$$4). I_g < 5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

$$5). I_g - I_d > I_0$$

$$6). I_b > I_0$$

เมื่อ $I_g$	คือ ความเข้มรังสีรวมรายชั่วโมง (วัดต่อตารางเมตร)
$I_d$	คือ ความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมง (วัดต่อตารางเมตร)
$I_b$	คือ ความเข้มรังสีตรงรายชั่วโมง (วัดต่อตารางเมตร)
$I_0$	คือ ความเข้มรังสีอาทิตย์นอกชั้นบรรยากาศโลกรายชั่วโมง (วัดต่อตารางเมตร)

โดยค่าความเข้มรังสีอาทิตย์นอกชั้นบรรยากาศโลกสามารถคำนวณได้ดังสมการที่ 3.3

$$I_0 = I_{sc} E_0 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) \quad (3.3)$$

หลังจากการคัดกรองข้อมูลรังสีอาทิตย์ ทางผู้วิจัยนำข้อมูลรังสีที่ได้ทำการคัดกรองแล้วมาหา ลักษณะการแจกแจงของรังสีกระจาย การกระจายตัวในประเทศไทยและนำมาใช้พัฒนาและทดสอบ แบบจำลองสำหรับคำนวณหาความเข้มของรังสีกระจายต่อไป

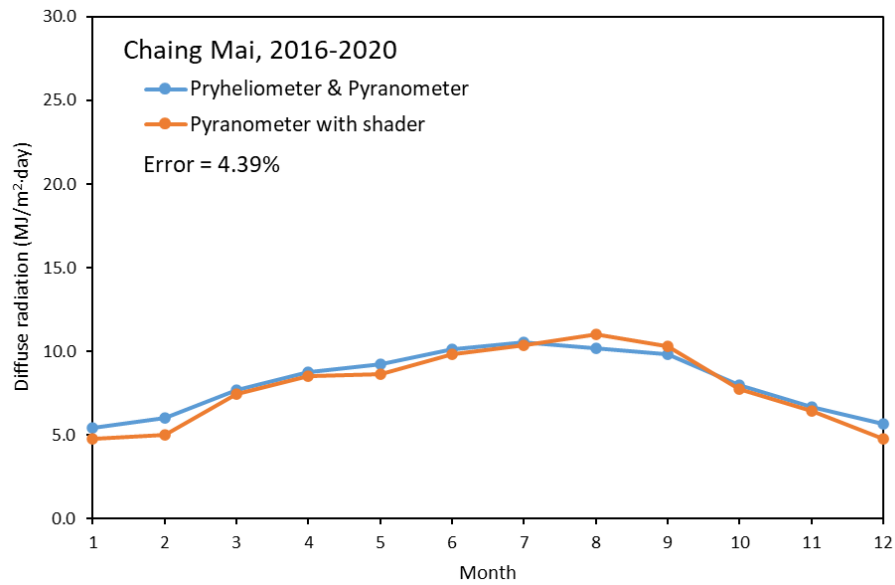
### 3.2 ลักษณะของรังสีกระจายในประเทศไทย

ผู้วิจัยได้ทำการวิเคราะห์ลักษณะของรังสีกระจายในภูมิภาคต่าง ๆ ของประเทศไทย โดยมีรายละเอียดผลการวิจัยดังนี้

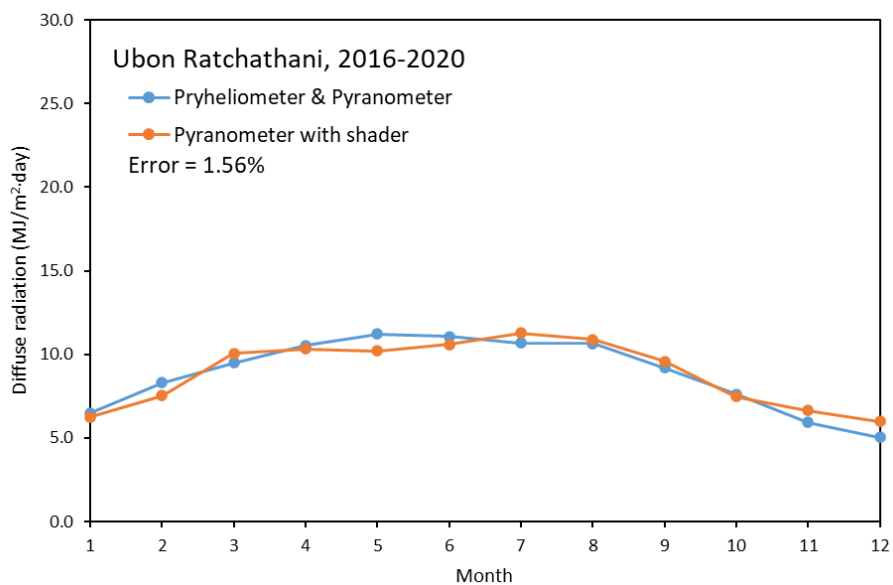
3.2.1 การเปรียบเทียบรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับที่คำนวณได้จากเครื่องวัดรังสีตรงและรังสีรวม

จากหัวข้อ 3.1 ที่ได้กล่าวไว้ว่าค่าความเข้มของรังสีกระจายสามารถหาได้จาก 2 วิธีคือการวัดจากเครื่องวัดรังสีกระจาย โดยใช้เครื่องไพราโนมิเตอร์ร่วมกับอุปกรณ์บังรังสีตรงหรืออีกวิธีคือการวัดค่ารังสีรวมจากเครื่องไพราโนมิเตอร์และรังสีตรงจากเครื่องไพริโอมิเตอร์แล้วนำค่าความเข้มของรังสีทั้งสองมาทำการคำนวณโดยใช้สมการที่ 3.2 เพื่อหาค่าความเข้มของรังสีกระจาย โดยนำค่าความเข้มรังสีตรงลบด้วยความเข้มรังสีตรง ซึ่งทั้งสองวิธีสามารถนำมาคำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายได้ ดังนั้นผู้วิจัยจึงทำการเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายจากทั้งสองวิธีเพื่อดูว่าค่ารังสีกระจายที่ได้จากวิธีการทั้งสองสามารถทดแทนกันได้หรือไม่ ซึ่งจะทำการเปรียบเทียบ ความเข้มรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีวัดหลัก 4 สถานีที่มีทั้งเครื่องวัดรังสีกระจายและรังสีตรง ได้แก่ สถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม สถานีอุบลราชธานี และ สถานีสงขลา โดยใช้ข้อมูลจากปี ค.ศ. 2016–2020 ผลการเปรียบเทียบแสดงดังรูปที่ 74–77

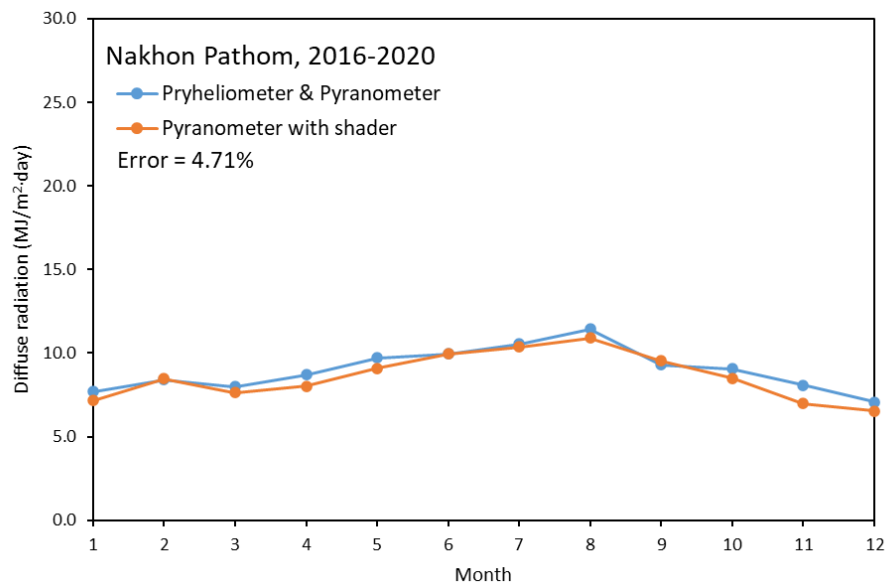




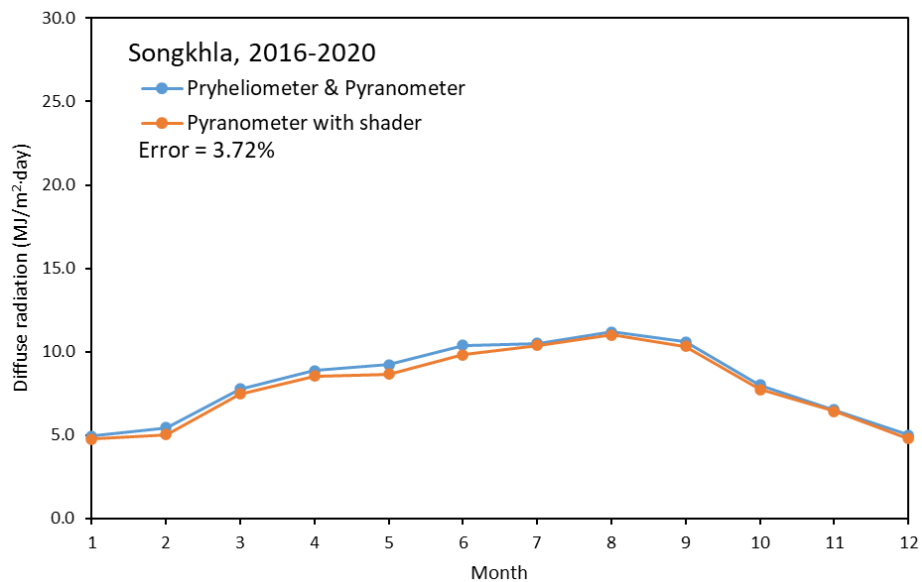
รูปที่ 74 การเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับเซตเตอร์และที่ได้จากการคำนวณจากข้อมูลรังสีตรงและรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 75 การเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับเซตเตอร์และที่ได้จากการคำนวณจากข้อมูลรังสีตรงและรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 76 การเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับเซตเตอร์และที่ได้จากการคำนวณจากข้อมูลรังสีตรงและรังสีรวม ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม

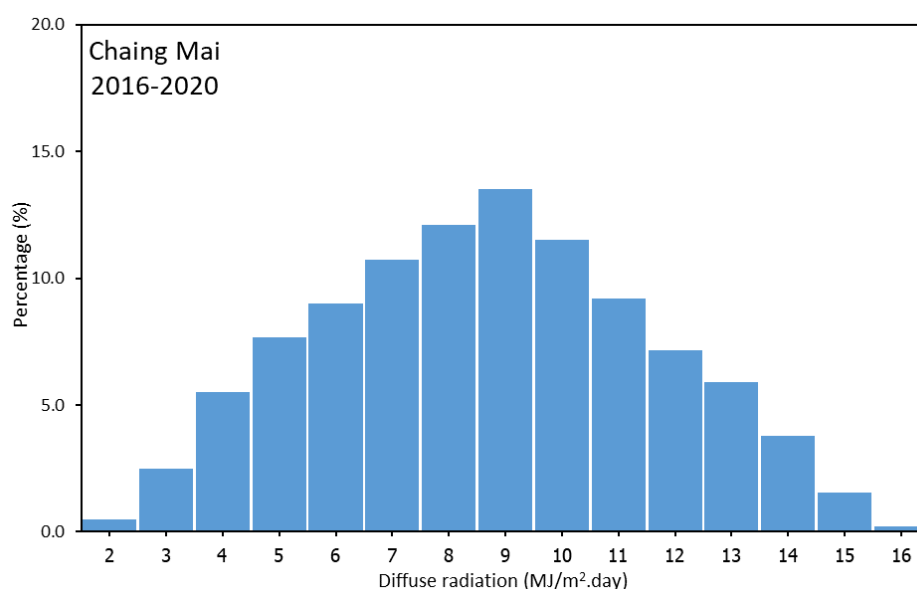


รูปที่ 77 การเปรียบเทียบค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์กับเซตเตอร์และที่ได้จากการคำนวณจากข้อมูลรังสีตรงและรังสีรวม ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา

จากผลการเปรียบเทียบความเข้มรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจาก 2 วิธีการที่ได้จากทั้ง 4 สถานีพบว่าค่าความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีกระจายและที่คำนวณได้จากเครื่องวัดรังสีตรงจะมีลักษณะใกล้เคียงกันและค่าความเข้มแตกต่างกันเพียงเล็กน้อย โดยมีความแตกต่างประมาณ 1.56–4.71 เปอร์เซ็นต์ จึงสามารถสรุปได้ว่าค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากทั้งสองวิธีการนี้สามารถนำมาใช้ทดแทนกันได้

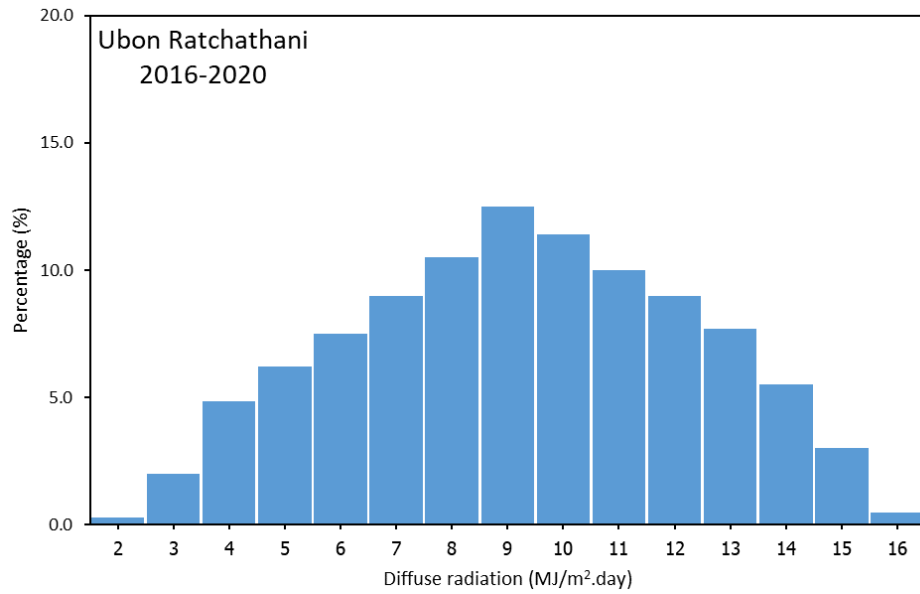
### 3.2.2 การแจกแจงรังสีกระจายรายวัน

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาค่าความเข้มของรังสีกระจายรายวันของพื้นที่ต่าง ๆ ในประเทศไทย โดยจะทำการศึกษาความถี่ของค่าความเข้มของรังสีกระจายรายวันที่วัดได้จากทั้ง 9 สถานี โดยที่ 4 สถานีหลัก ได้แก่ สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีนครปฐม และ สถานีสงขลา ใช้ข้อมูลที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีกระจาย ตั้งแต่ปี ค.ศ. 2016–2020 เป็นเวลา 5 ปี และอีก 5 สถานีที่เหลือ ได้แก่ สถานีกรุงเทพฯ สถานีนครสวรรค์ สถานีลพบุรี สถานีประจวบคีรีขันธ์ และ สถานีนครราชสีมา จะใช้ข้อมูลจากเครื่องวัดรังสีตรง ตั้งแต่ปี ค.ศ. 2014–2018 เป็นเวลา 5 ปีเช่นเดียวกัน ซึ่งกราฟการแจกแจงความถี่ของทั้ง 9 สถานีแสดงดังรูปที่ 78–86

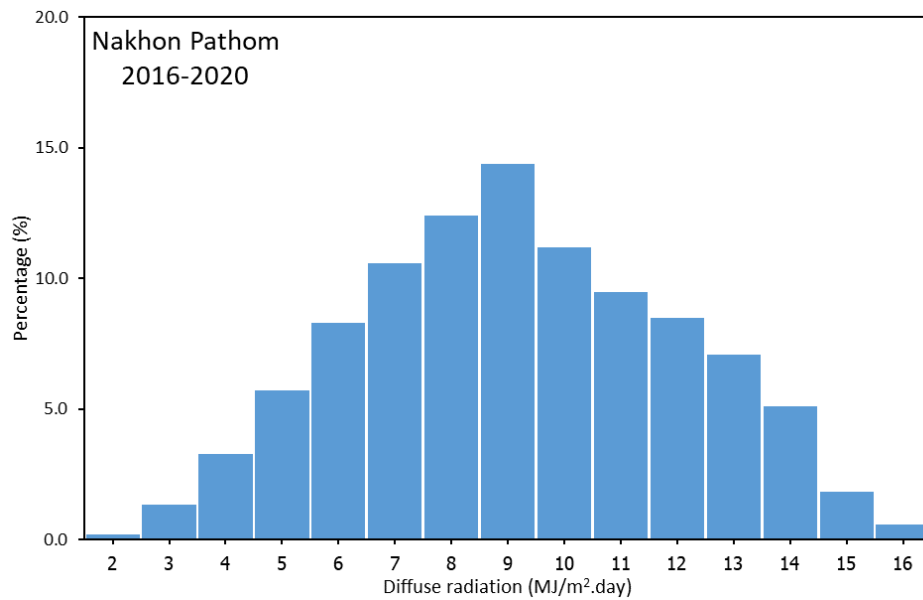


รูปที่ 78 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ที่สถานีศูนย์  
อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่

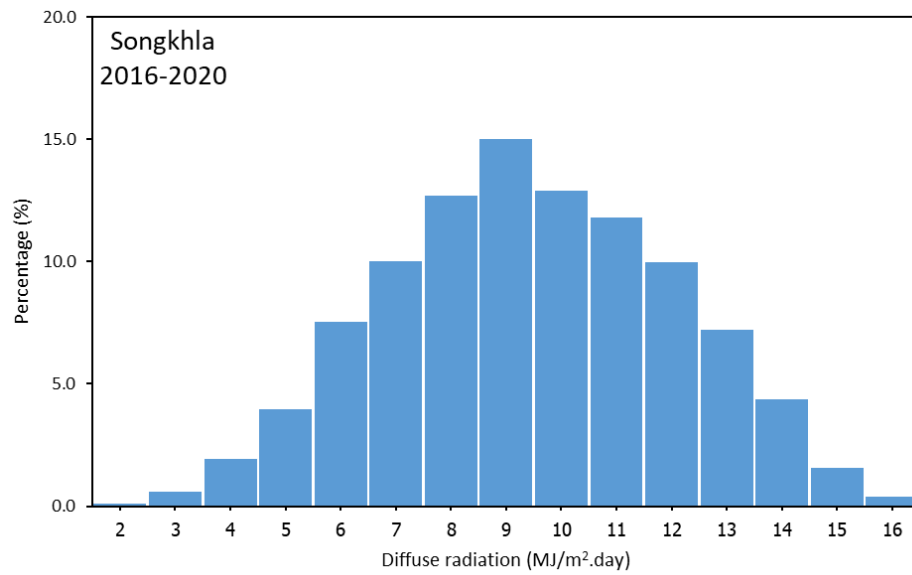




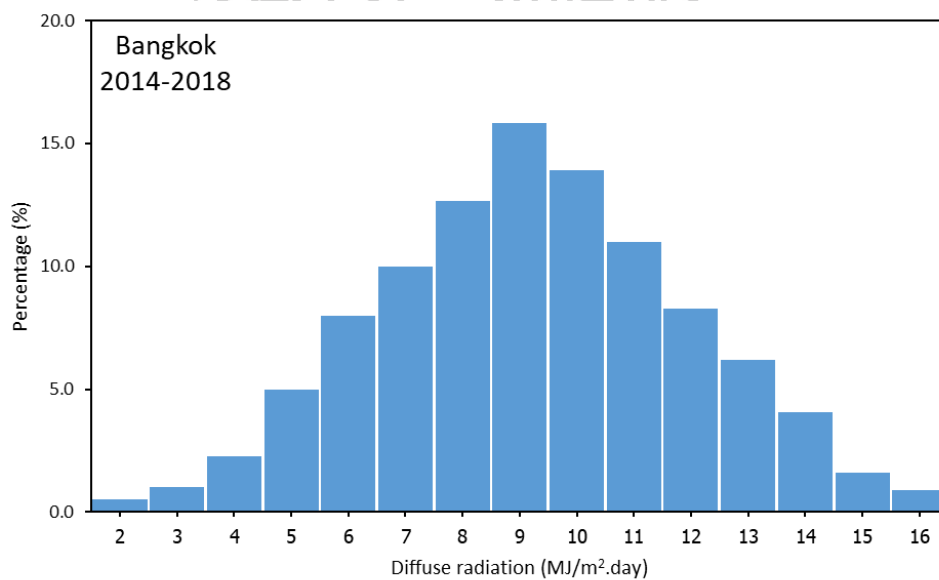
รูปที่ 79 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์  
อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



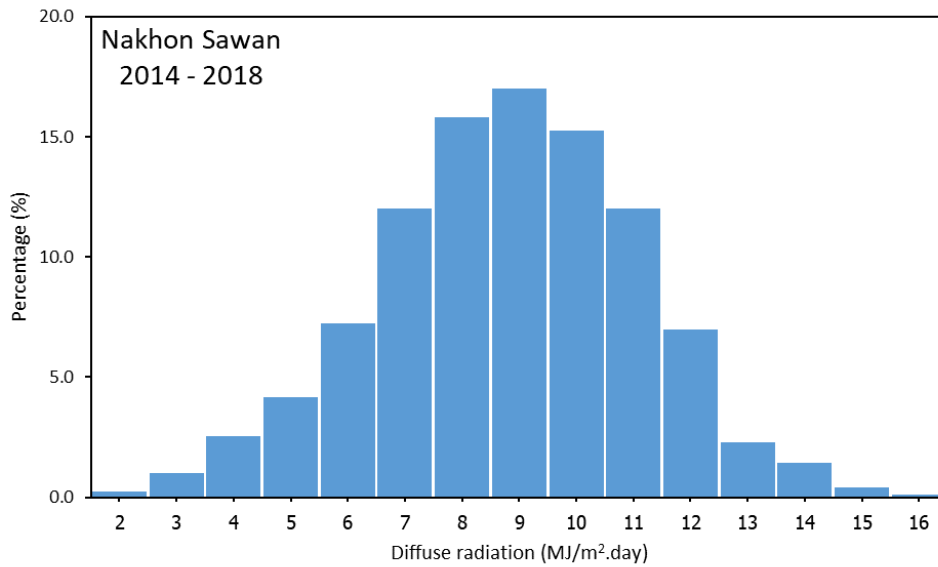
รูปที่ 80 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ ที่สถานีคณะ  
วิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



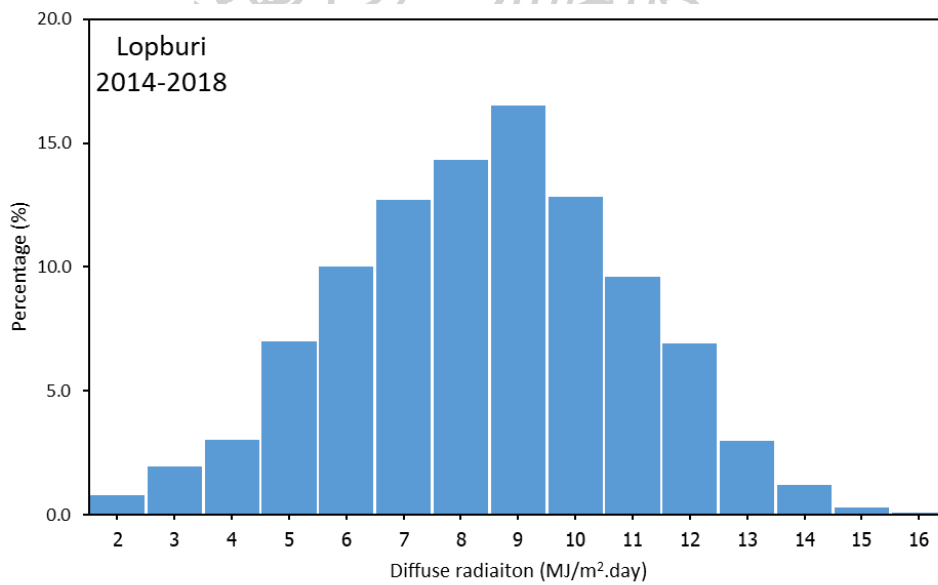
รูปที่ 81 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์  
อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



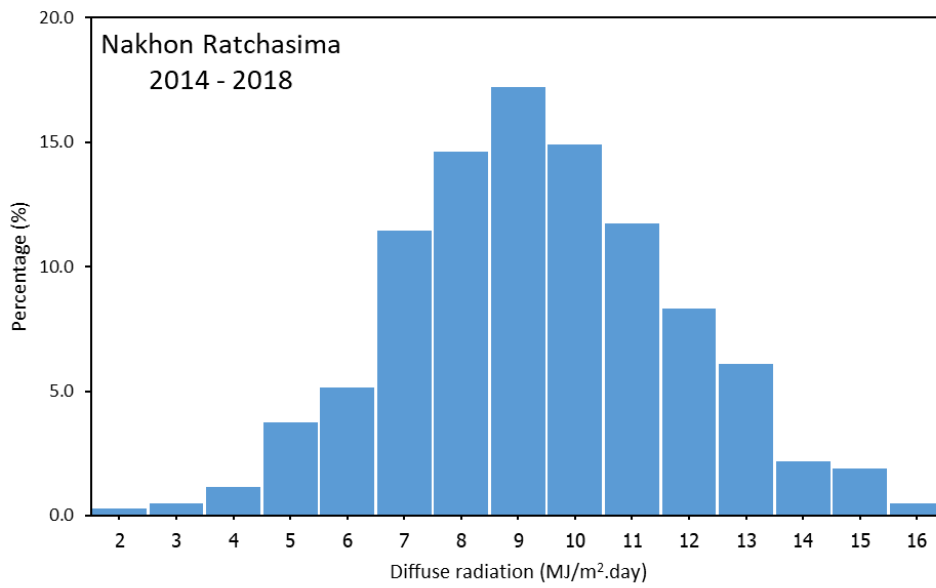
รูปที่ 82 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีกรุงเทพ (กรม  
พัฒนาพลังงานทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน กระทรวงพลังงาน กรุงเทพมหานคร)



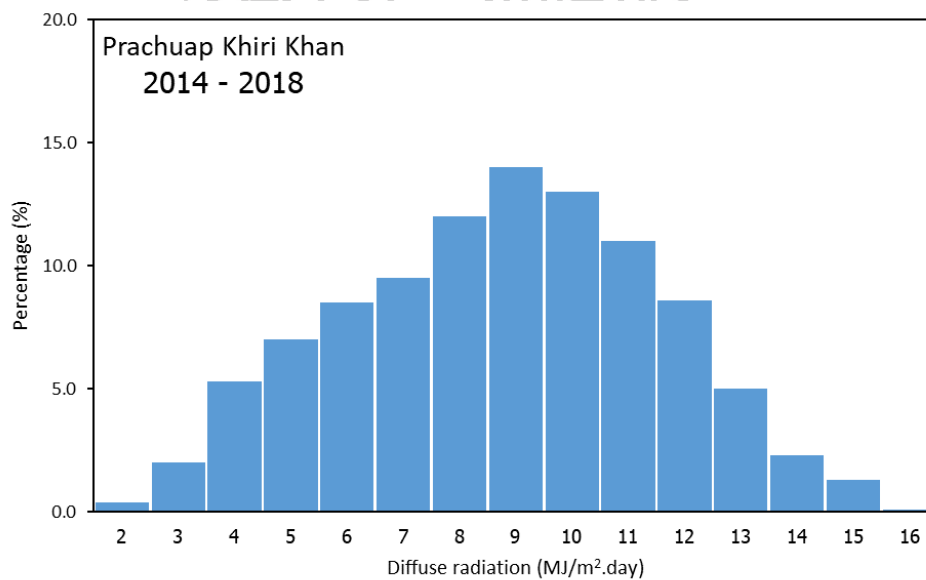
รูปที่ 83 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์



รูปที่ 84 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีลพบุรี



รูปที่ 85 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา



รูปที่ 86 การแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์

จากกราฟการแจกแจงทั้ง 9 สถานีแสดงให้เห็นว่าลักษณะการแจกแจงของรังสีกระจายรายวันที่เกิดขึ้นในพื้นที่ต่าง ๆ ในประเทศไทย จะมีลักษณะการแจกแจงที่ใกล้เคียงกัน กล่าวคือมีค่าความเข้มของรังสีกระจายรายวันอยู่ระหว่าง 2–16 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน และค่าความเข้มของรังสีกระจายที่มีความถี่สูงสุดที่สุดคือที่ความเข้ม 9 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน โดยกราฟทั้งหมดแสดงให้เห็นอีกว่าเมื่อค่าความเข้มของรังสีกระจายออกห่างจากจุดที่มีความถี่สูงสุดก็จะมีค่าความเข้มที่ค่อย ๆ ลดลงเรื่อย ๆ และมีลักษณะเป็นรูประฆังคว่ำหรือเป็นการแจกแจงปกติ

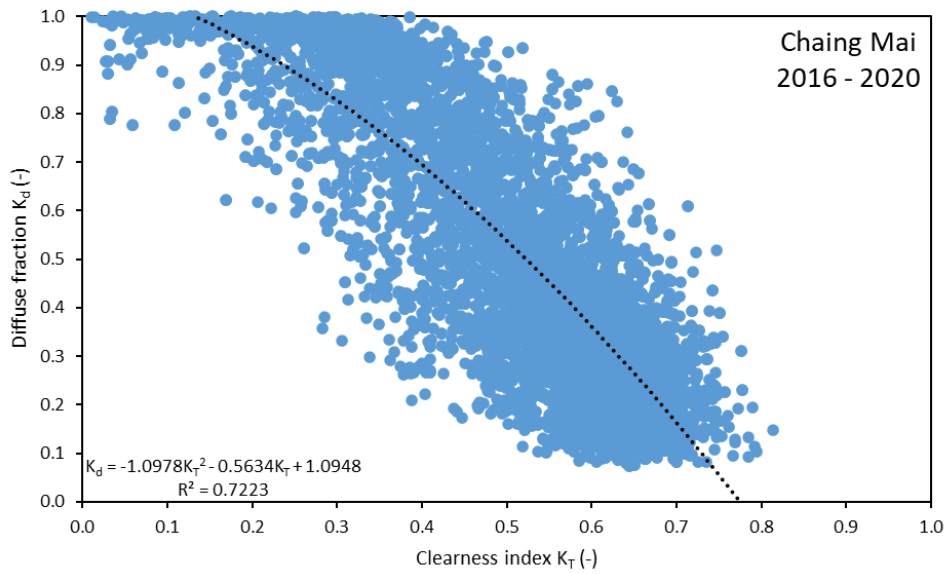
### 3.2.3 การเปรียบเทียบสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง

หลังจากที่ทำการศึกษาการแจกแจงความเข้มของรังสีกระจายที่เกิดขึ้นในประเทศไทยแล้ว ในงานวิจัยนี้ได้ทำการศึกษาลักษณะของรังสีกระจายผ่านความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวม (diffuse fraction) กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า (clearness index) ซึ่งสามารถคำนวณได้จากสมการที่ 3.4 และ 3.5 ตามลำดับ โดย 4 สถานีหลัก ได้แก่ สถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม สถานีอุบลราชธานี และ สถานีสงขลา ใช้ข้อมูลตั้งแต่ปี ค.ศ. 2016–2020 ส่วนอีก 5 สถานีที่เหลือได้แก่ สถานีกรุงเทพฯ สถานีนครสวรรค์ สถานีลพบุรี สถานีนครราชสีมา และ สถานีประจวบคีรีขันธ์ ใช้ข้อมูลตั้งแต่ปี ค.ศ. 2014–2018 ซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรทั้งสองตัวนี้จะแสดงให้เห็นถึงลักษณะของรังสีกระจายเมื่อเทียบกับองค์ประกอบโดยรวมของท้องฟ้าและบ่งบอกถึงคุณภาพในการวัดรังสีกระจายในพื้นที่ต่าง ๆ ซึ่งแสดงดังรูปที่ 87–95

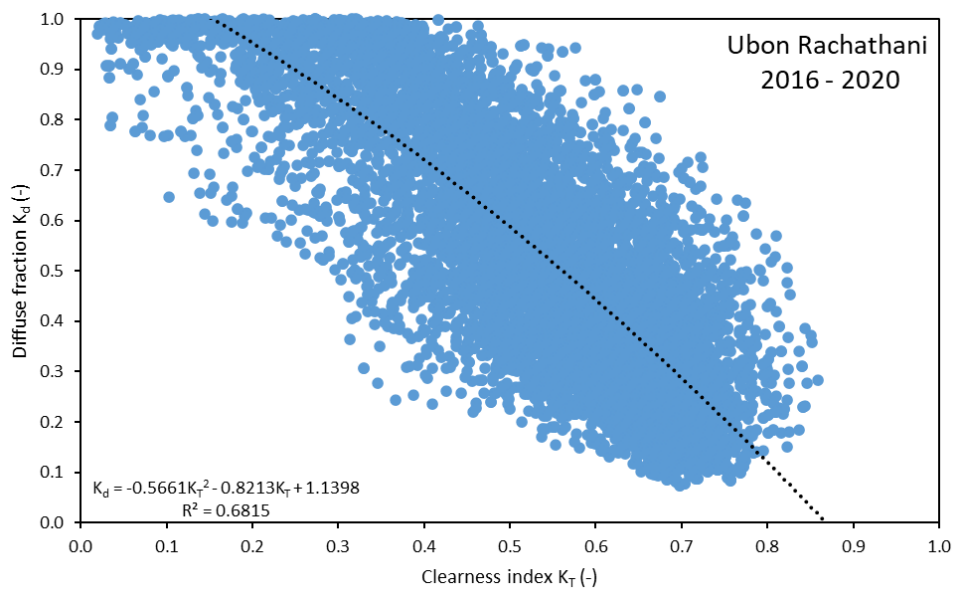
$$K_d = \frac{I_d}{I_g} \quad (3.4)$$

$$K_T = \frac{I_g}{I_0} \quad (3.5)$$

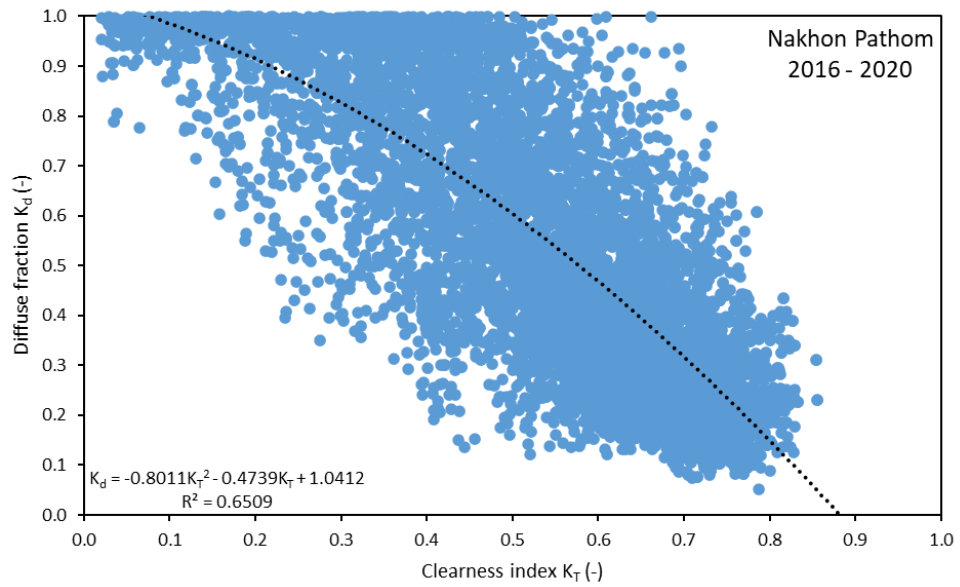
เมื่อ	$K_d$	คือ สัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวม (diffuse fraction) (-)
	$K_T$	คือ ดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า (clearness index) (-)
	$I_d$	คือ รังสีกระจายชั่วโมง (วัดต่อตารางเมตร)
	$I_g$	คือ รังสีตรงรายชั่วโมงที่ได้จากการวัด (วัดต่อตารางเมตร)
	$I_0$	คือ รังสีอาทิตย์นอกชั้นบรรยากาศโลกรายชั่วโมงที่ได้จากการคำนวณ (วัดต่อตารางเมตร)



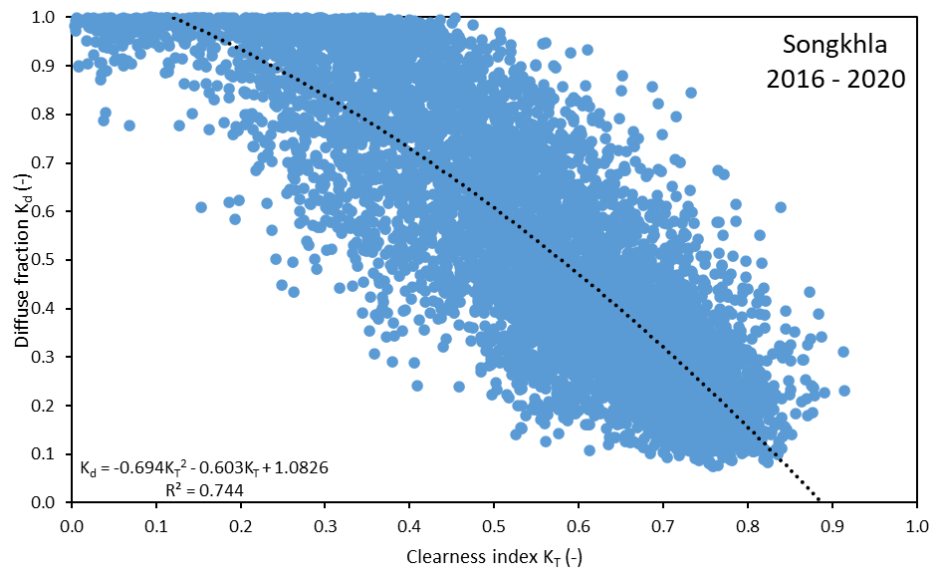
รูปที่ 87 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง  
ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



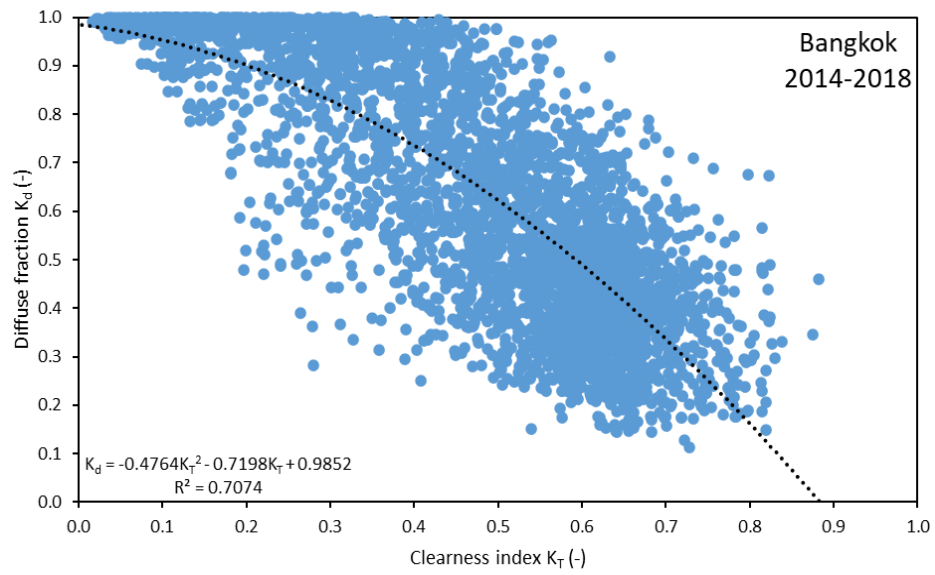
รูปที่ 88 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง  
ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



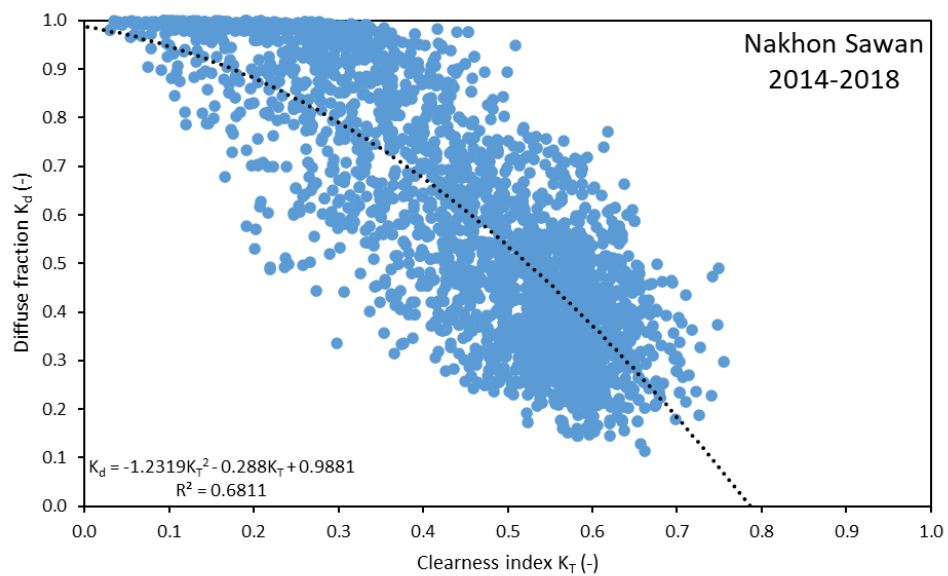
รูปที่ 89 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง  
ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 90 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง  
ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา

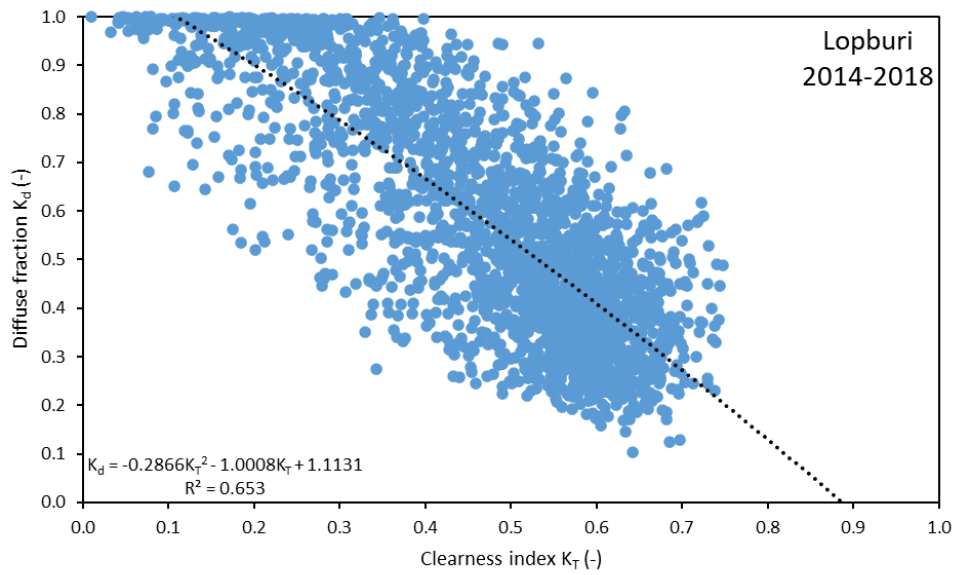


รูปที่ 91 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง  
ที่สถานีอุตุนิยมวิทยากรุงเทพ (กรมพัฒนาพลังงานทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน กระทรวง  
พลังงาน กรุงเทพมหานคร)

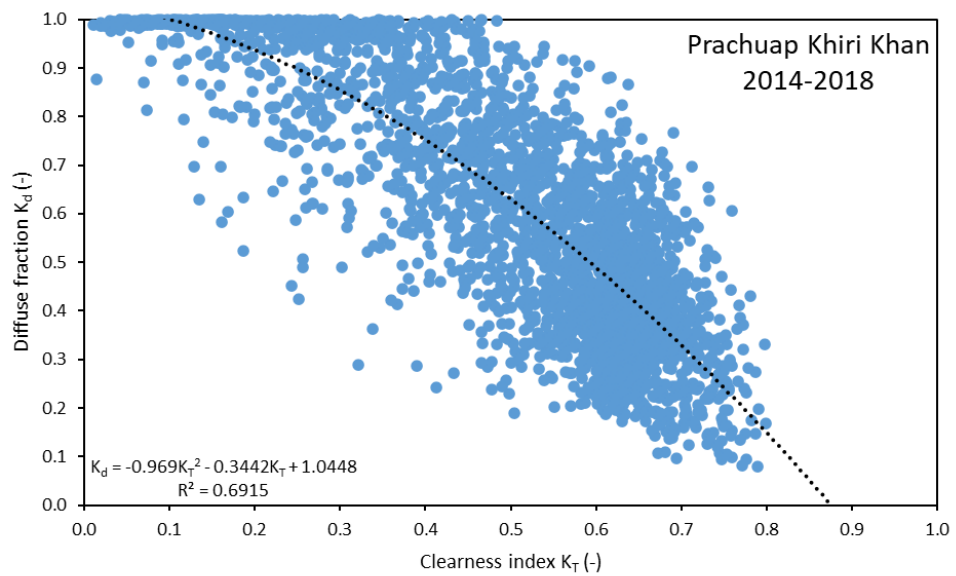


รูปที่ 92 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง  
ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์

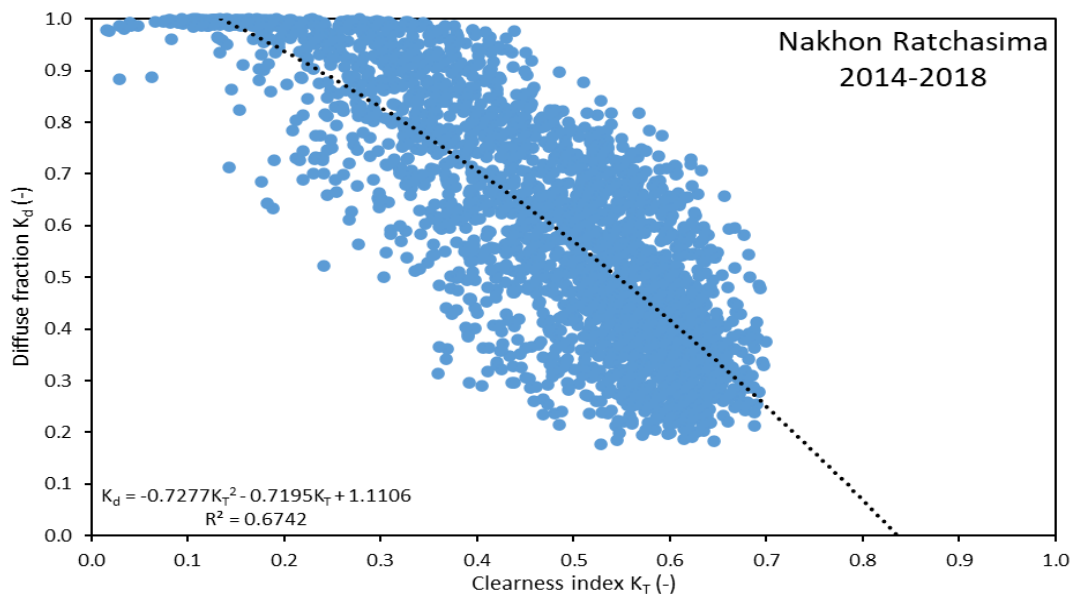




รูปที่ 93 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง  
ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาพัทลุง



รูปที่ 94 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง  
ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์



รูปที่ 95 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง ที่สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา

จากกราฟความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า จากทั้ง 9 สถานี พบว่าข้อมูลรังสีอาทิตย์ที่ได้จากสถานีต่าง ๆ แสดงให้เห็นถึงลักษณะเฉพาะตัวของ กราฟสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้าได้เป็นอย่างดี กล่าวคือที่ค่าดัชนีความแจ่มใสต่ำ ๆ ค่าสัดส่วนรังสีตรงต่อรังสีรวมจะมีค่าเข้าใกล้ 1 และเมื่อค่าดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ามีค่าสูงขึ้นสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมจะค่อย ๆ มีค่าน้อยลง เนื่องจากค่าดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้าที่เพิ่มขึ้นจะส่งผลให้ท้องฟ้าปลอดโปร่งและรังสีตรงจากดวงอาทิตย์สามารถมาตกกระทบที่พื้นผิวโลก ได้มากขึ้น ทำให้ค่าความเข้มรังสีรวมมีค่าสูงขึ้นและส่งผลให้สัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมมีค่าน้อยลง

นอกจากนี้กราฟความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ายังสามารถนำมาสร้างแบบจำลองสำหรับการคำนวณหาค่ารังสีกระจายได้ โดยการพัฒนาจากเส้นแนวโน้มของกราฟ ซึ่งแบบจำลองจากกราฟสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้าจากทั้ง 9 สถานี แสดงดังตารางที่ 3

ตารางที่ 3 แบบจำลองสำหรับการคำนวณหาค่ารังสีกระจายจากกราฟสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวม  
กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้า

สถานี	แบบจำลอง	R <sup>2</sup>
Chaing Mai	$K_D = -1.0978K_T^2 - 0.5634K_T + 1.0948$	0.722
Nakhon Pathom	$K_D = -0.8011K_T^2 - 0.4739K_T + 1.0412$	0.651
Ubon Ratchathani	$K_D = -0.5661K_T^2 - 0.8213K_T + 1.1398$	0.682
Songkhla	$K_D = -0.694K_T^2 - 0.603K_T + 1.0826$	0.744
Bangkok	$K_D = -0.4764K_T^2 - 0.7198K_T + 0.9852$	0.707
Nakhon Sawan	$K_D = -1.2319K_T^2 - 0.288K_T + 0.9881$	0.681
Lopburi	$K_D = -0.2866K_T^2 - 1.0008K_T + 1.1131$	0.653
Prachuap Khiri Khan	$K_D = -0.969K_T^2 - 0.3442K_T + 1.0448$	0.692
Nakhon Ratchasima	$K_D = -0.7277K_T^2 - 0.7195K_T + 1.1106$	0.674

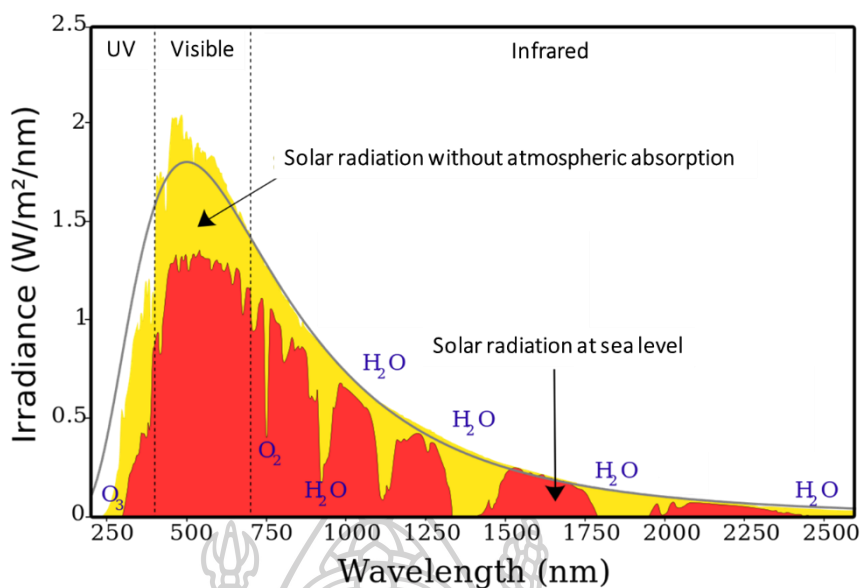
จากตารางที่ 3 ทำให้ได้แบบจำลองสำหรับการคำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายในรูปแบบของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมที่ขึ้นอยู่กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้าในลักษณะของสมการพหุนามกำลังสอง พบว่าแบบจำลองที่ได้จากทั้ง 9 สถานีจะมีค่า R<sup>2</sup> อยู่ระหว่าง 0.651–0.744 ซึ่งเป็นค่าที่ไม่ค่อยสูงนักและเมื่อนำแบบจำลองมาทดสอบโดยทำการคำนวณหาค่าความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงพบว่าแบบจำลองจะแสดงประสิทธิภาพในการหาค่าความเข้มรังสีกระจายที่มีความคลาดเคลื่อนประมาณ 19.62–38.75 เปอร์เซ็นต์ ซึ่งผลที่ได้สอดคล้องกับงานวิจัยอื่นที่เกี่ยวข้องที่ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับรังสีกระจายโดยส่วนใหญ่ที่นำเสนอแบบจำลองสำหรับหาค่าความเข้มรังสีกระจายในรูปแบบของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้าจะมีประสิทธิภาพในการหาค่ารังสีกระจายรายชั่วโมงที่ไม่แม่นยำ

### 3.3 การพัฒนาแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัล (semi-empirical model)

หลังจากที่ได้ทำการศึกษาลักษณะของการแปรค่าและการแจกแจงความถี่ของความเข้มรังสีกระจายที่สถานีวัดในภูมิภาคต่าง ๆ ในประเทศไทยแล้ว ผู้วิจัยจึงทำการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีกระจาย เพื่อนำไปใช้ประโยชน์ในพื้นที่ต่าง ๆ โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

#### 3.3.1 การวิเคราะห์พารามิเตอร์ทางบรรยากาศที่มีผลกับรังสีกระจาย

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจะทำการพัฒนาแบบจำลองแบบกึ่งเอมไพริคัล (semi-empirical model) สำหรับคำนวณค่าความเข้มของรังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ในพื้นที่ต่าง ๆ ในประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลจากพารามิเตอร์ต่าง ๆ ทางบรรยากาศที่มีผลกระทบต่อรังสีกระจายจากลักษณะและการลดทอนของสเปกตรัมรังสีอาทิตย์ที่เกิดขึ้น ดังรูปที่ 96 จะเห็นองค์ประกอบทางบรรยากาศต่าง ๆ จะมีด้วยกันทั้งหมด 5 องค์ประกอบหลัก ๆ ได้แก่ โอโซนในชั้นบรรยากาศ จะทำการลดทอนรังสีอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่น 0.1–0.4 ไมโครเมตร ซึ่งเป็นความยาวคลื่นในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ต (Ultraviolet) ปริมาณไอน้ำในชั้นบรรยากาศมีผลกระทบต่อรังสีในช่วงความยาวคลื่น 0.7 ไมโครเมตรขึ้นไป ซึ่งจะเป็นความยาวคลื่นในช่วงรังสีอินฟราเรด (Infrared) และปริมาณเมฆกับฝุ่นละอองซึ่งเป็นวัตถุแขวนลอยซึ่งจะมีคุณสมบัติทึบแสงมากขึ้นเมื่อความหนาแน่นเพิ่มขึ้นและเป็นวัตถุที่ส่งผลกับรังสีอาทิตย์ในเกือบทุก ๆ ความยาวคลื่น โดยเฉพาะกับช่วงความยาวคลื่น 0.4–0.7 ไมโครเมตร ซึ่งเป็นช่วงความยาวคลื่นที่มีระดับพลังงานสูงสุดในรังสีอาทิตย์ทั้งหมดและเป็นช่วงความยาวคลื่นของแสงสว่าง (visible light) นอกจากนี้รังสีกระจายจะมีการเปลี่ยนแปลงที่ขึ้นอยู่กับตำแหน่งและช่วงเวลาที่เราทำการวัด ซึ่งจะขึ้นอยู่กับมุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ด้วย



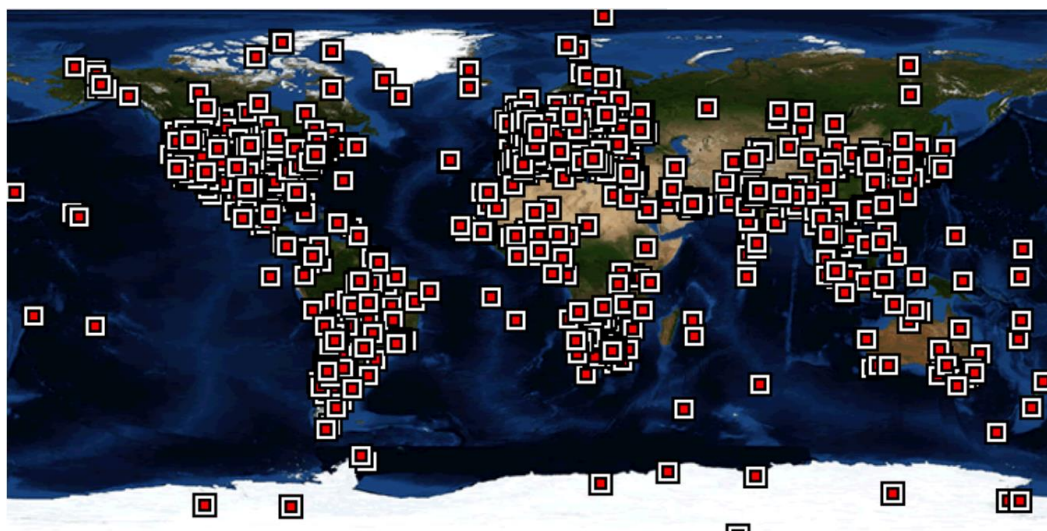
รูปที่ 96 สเปกตรัมของรังสีอาทิตย์ภายนอกโลกและรังสีอาทิตย์ที่ถูกกลทอนจากองค์ประกอบต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศของโลกที่ระดับน้ำทะเล (ดัดแปลงจาก Singh, 2016)

### 3.3.2 การเตรียมข้อมูลพารามิเตอร์ทางบรรยากาศ

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยจะทำการรวบรวมข้อมูลและทำการแบ่งข้อมูลออกเป็น 2 ชุด ข้อมูลชุดแรกเป็นข้อมูลที่ใช้สำหรับการสร้างแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลโดยจะเป็นข้อมูลระหว่างปี ค.ศ. 2016–2020 ที่ได้จาก 4 สถานีหลัก ข้อมูลชุดที่สองจะเป็นข้อมูลที่ใช้สำหรับการทดสอบประสิทธิภาพของแบบจำลอง โดยจะใช้ข้อมูลจากปี ค.ศ. 2021 จากสถานีเดียวกันมาใช้ในการทดสอบ สำหรับขั้นตอนการเตรียมข้อมูลพารามิเตอร์ทางบรรยากาศต่าง ๆ มีรายละเอียดดังนี้

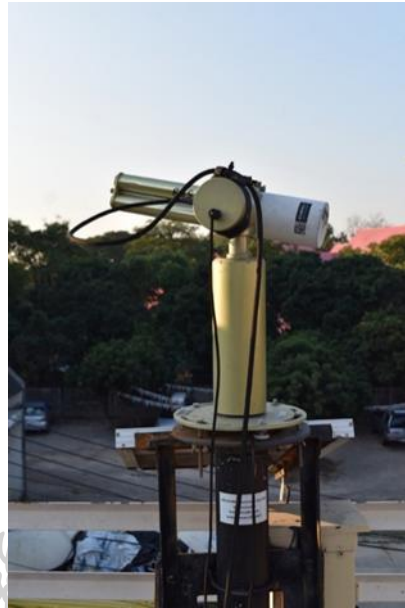
#### 3.3.2.1 ฝุ่นละออง ปริมาณไอน้ำ และปริมาณของโอโซน จากเครือข่าย AERONET

AERONET (AErosol RObotic NETwork) เป็นเครือข่ายภาคพื้นดินซึ่งทำการวัดคุณสมบัติของละอองลอยในบรรยากาศด้วยระบบการสำรวจระยะไกล (remote sensing) ที่ถูกก่อตั้งจากองค์กร NASA และ PHOTONS โดยจะทำการวัดด้วยเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ (sun photometer) ของบริษัท CIMEL Electronique รุ่น 318A เป็นเครื่องมือที่ใช้ในการวัดสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ มีการติดตั้งเครื่องวัดไว้ทั่วโลกแสดงในรูปที่ 97 และสามารถดาวน์โหลดข้อมูลของสถานีวัดต่าง ๆ นี้ได้จากเว็บไซต์ <https://aeronet.gsfc.nasa.gov> ข้อมูลที่วัดได้นั้นสามารถนำมาวิเคราะห์หาคุณสมบัติขององค์ประกอบในบรรยากาศได้



รูปที่ 97 สถานีตรวจวัดเครื่องข่าย AERONET ทั่วโลก

ในประเทศไทยจะมีสถานีวัดที่ทำการติดตั้งเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ หรือ เครื่อง CIMEL ทั้งหมด 4 สถานีได้แก่ สถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม สถานีอุบลราชธานี และ สถานีสงขลา ซึ่งแสดงภาพเครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ในรูปที่ 98-101 ตามลำดับ โดยในงานวิจัยนี้จะทำการรวบรวมข้อมูลรายชั่วโมงของพารามิเตอร์ทางบรรยากาศจากเครือข่าย AERONET ทั้งหมด 3 ตัวแปร ได้แก่ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร ซึ่งจะเป็นตัวแทนฝุ่นละอองทั้งหมดที่ส่งผลกระทบต่อมากที่สุดในช่วงความยาวคลื่นของแสงสว่าง (Aerosol optical depth, AOD) ปริมาณไอน้ำในอากาศ (precipitable water, เซนติเมตร) และปริมาณโอโซนที่สะสมในคอลัมน์ของชั้นบรรยากาศ (total ozone column, ดอปซัน)



รูปที่ 98 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 99 เครื่องชั้นโฟโตมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 100 เครื่องเซ็นไฟโตมิเตอร์ ที่สถานีคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 101 เครื่องเซ็นไฟโตมิเตอร์ ที่สถานีศูนย์อู่ตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



### 3.3.2.2 ข้อมูลเมฆจากดาวเทียมฮิมาวาริ (HIMAWARI)

ดาวเทียมฮิมาวาริ (HIMAWARI) แสดงดังรูปที่ 102 เป็นดาวเทียมตรวจสอบสภาพอากาศของสำนักงานอุตุนิยมวิทยาญี่ปุ่น (Japan Meteorological Agency, JMA) ซึ่งถูกปล่อยสู่อวกาศและเริ่มปฏิบัติการเมื่อวันที่ 7 กรกฎาคม ปี ค.ศ. 2015 บทบาทของดาวเทียมฮิมาวาริคือการหาพายุไต้ฝุ่น พายุฝน พยากรณ์อากาศและรายงานอื่น ๆ ที่เกี่ยวข้องสำหรับญี่ปุ่น เอเชียตะวันออกเฉียงและแปซิฟิกตะวันตก นอกจากนี้ยังมีหน้าที่รับผิดชอบในการดูแลความปลอดภัยของเรือ การบินและการสังเกตสภาพแวดล้อมของโลก เครื่องมือหลักบนดาวเทียมฮิมาวาริ คือเครื่อง Advanced HIMAWARI Imager (AHI) เป็นเครื่องถ่ายภาพหลายสเปกตรัม 16 ช่องสัญญาณเพื่อจับภาพแสงที่มองเห็นได้และภาพอินฟราเรดในภูมิภาคเอเชียแปซิฟิก โดยทั้ง 16 ช่องสัญญาณจะทำการถ่ายภาพในช่วงความยาวคลื่นที่แตกต่างกันออกไป ดังแสดงในตารางที่ 4

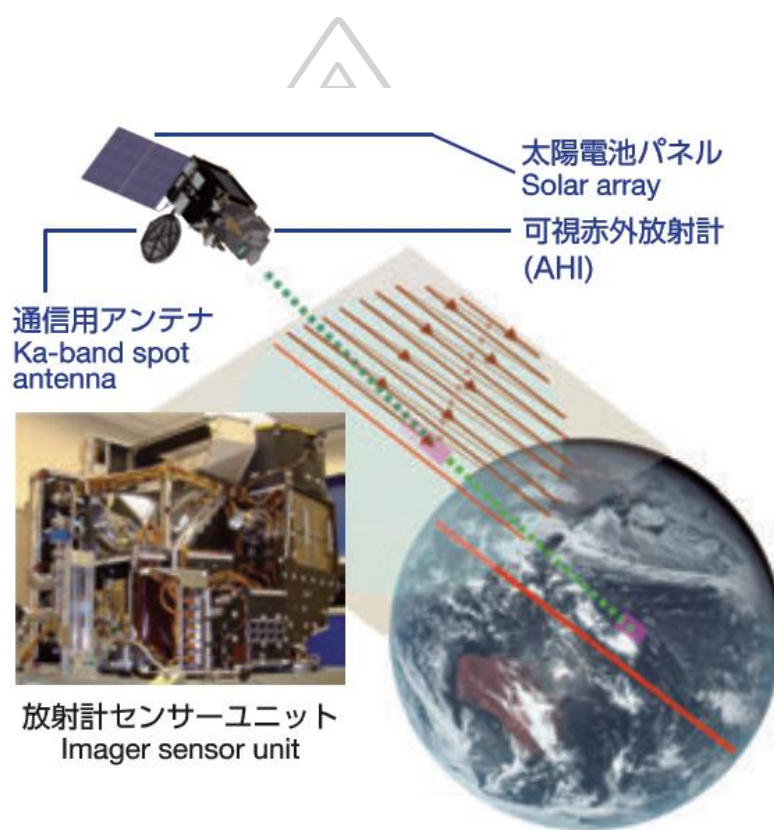


รูปที่ 102 ดาวเทียมฮิมาวาริ (JMA, 2022)

ตารางที่ 4 ช่องสัญญาณการถ่ายภาพของดาวเทียมฮิมาวาริ (HIMAWARI)

ช่อง ที่	ความยาว คลื่น (นาโนเมตร)	ความยาวคลื่น กลาง (นาโนเมตร)	ความละเอียดเชิงพื้นที่ที่ SSP (กิโลเมตร)
1	470	470.63	1
2	510	510.00	1
3	640	639.14	0.5
4	860	856.70	1
5	1600	1610.10	2
6	2300	2256.80	2
7	3900	3885.30	2
8	6200	6242.90	2
9	6900	6941.00	2
10	7300	7346.70	2
11	8600	8592.60	2
12	9600	9637.20	2
13	10400	10407.30	2
14	11200	11239.50	2
15	12400	12380.60	2
16	13300	13280.70	2
SSP: Sub Satellite point			

ในการทำงานของดาวเทียมฮิมาวาริจะทำการสแกน (scan) ภาพโลกด้วยการขยับกระจกเพื่อรับแสงที่สะท้อนจากโลก โดยจะเริ่มรับแสงจากทิศตะวันออกไปยังทิศตะวันตกและเริ่มจากเหนือลงใต้ โดยจะใช้เวลาประมาณ 10 นาที ในการสแกนภาพทั้งหมด โดยแสงที่ผ่านกระจกเข้ามายังเครื่องรับสัญญาณจะถูกกระจายออกเป็นช่วงความยาวคลื่นต่าง ๆ ทั้งหมด 16 ช่วงความยาวคลื่น จากนั้นดาวเทียมจะทำการแปลงสัญญาณที่ได้รับให้อยู่ในรูปแบบของสัญญาณไฟฟ้าและส่งต่อให้กับสถานีภาคพื้นดินเพื่อทำการแปลงสัญญาณและแพร่ภาพที่ได้ไปยังสถานีรับในประเทศต่าง ๆ สำหรับลักษณะของการบันทึกภาพและตัวอย่างของภาพถ่ายดาวเทียม แสดงดังรูปที่ 103 และ 104 ตามลำดับ

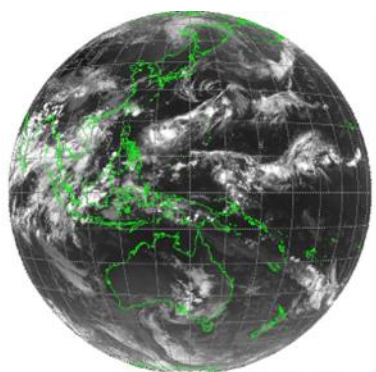


รูปที่ 103 การบันทึกภาพของดาวเทียมฮิมาวาริ (JMA, 2022)

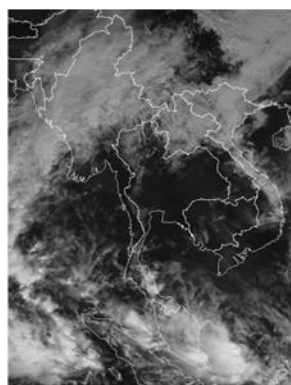


รูปที่ 104 ภาพถ่ายครั้งแรกของดาวเทียมฮิมาวาริเมื่อวันที่ 25 มกราคม ปี ค.ศ. 2015

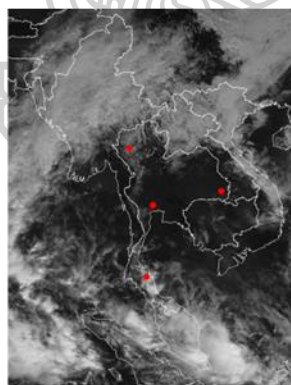
โดยในงานวิจัยนี้จะนำข้อมูลจากดาวเทียมฮิมาวาริในช่องสัญญาณช่องที่ 2 ซึ่งอยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.51 ไมโครเมตร มาใช้ในการหาสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก เพื่อนำไปหาค่าดัชนีเมฆต่อไป ภาพถ่ายดาวเทียมฮิมาวาริจะเป็นภาพถ่ายตั้งแต่เวลา 9.00–16.00 น. จำนวน 5 ปี (ค.ศ. 2016–2020) จากทั้ง 4 สถานีหลัก จากนั้นทำการแปลงภาพถ่ายดาวเทียมที่อยู่ในรูปแบบของ satellite projection ซึ่งเป็นภาพที่เห็นส่วนโค้งของโลก ให้อยู่ในรูปแบบ cylindrical projection ซึ่งระยะบนภาพจะแปรโดยตรงกับระยะบนพื้นดิน และนำแผนที่ประเทศไทยมาซ้อนทับเพื่อหาพิกัดของพิกเซล (pixel) ในข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม หลังจากนั้นทำการแปลงค่า gray level ของแต่ละพิกเซลให้อยู่ในรูปแบบของสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีอาทิตย์พร้อมทั้งคำนวณแก้ไขผลจากมุมตกกระทบของรังสีอาทิตย์ ที่ตำแหน่งที่ต้องการเพื่อนำไปใช้ในการสร้างและทดสอบแบบจำลองกระบวนการดังกล่าวแสดงได้ดังแผนภูมิในรูปที่ 105



Satellite image in satellite projection



Satellite image in cylindrical projection



Satellite image ที่หาพิกัดแล้ว

รูปที่ 105 แผนภูมิแสดงกระบวนการดำเนินการข้อมูลดาวเทียม

จากนั้นทำการหาสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ( $\rho_{EA}$ ) โดยการนำภาพถ่ายดาวเทียมที่ดำเนินการแล้วซึ่งได้เป็นค่า pseudo-reflectivity ( $\rho_{pseu}$ ) โดยอาศัยตารางสอบเทียบของผู้ผลิตดาวเทียม

เนื่องจากค่า pseudo-reflectivity ( $\rho_{pseu}$ ) เป็นค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีอาทิตย์ เมื่อรังสีตกกระทบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก แต่สภาพทั่วไปรังสีอาทิตย์จะตกกระทบผิวโลกด้วยมุมต่าง ๆ ขึ้นกับตำแหน่งและเวลา ดังนั้นจึงต้องทำการแปลงค่า pseudo-reflectivity ให้เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีอาทิตย์ หรือ  $\rho_{EA}$  โดยการหารด้วยค่าโคไซน์ของมุมเซนิตดังสมการที่ 3.6

$$\rho_{EA} = \frac{\rho_{pseu}}{\cos \theta_z} \quad (3.6)$$

เมื่อ  $\rho_{EA}$  คือ สัมประสิทธิ์การกระเจิงของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (-)  
 $\rho_{pseu}$  คือ pseudo-reflectivity (-)  
 $\theta_z$  คือ มุมเซนิตของดวงอาทิตย์ (องศา)

หลังจากนั้นทำการคำนวณดัชนีเมฆ (cloud index, n) ด้วยการใช้ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก  $\rho_{EA}$  ร่วมกับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของผิวโลก  $\rho_{min}$  โดยจะคัดเลือกมาจากค่า gray level ที่ต่ำสุดและสัมประสิทธิ์การสะท้อนสูงสุดของเมฆ  $\rho_{max}$  โดยจะคัดเลือกมาจากค่า gray level ที่สูงสุดแทน ซึ่งดัชนีเมฆสามารถคำนวณได้จากสมการที่ 3.7

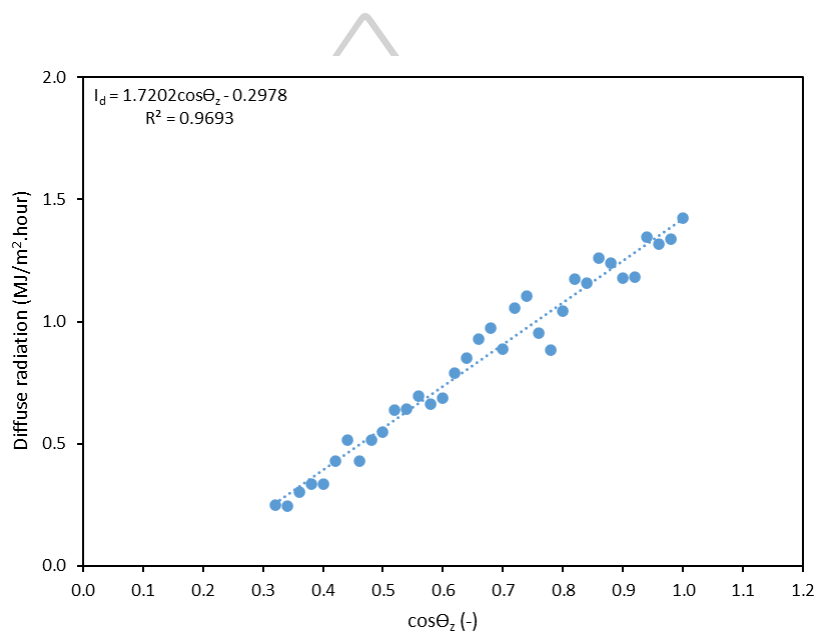
$$n = \frac{\rho_{EA} - \rho_{min}}{\rho_{max} - \rho_{min}} \quad (3.7)$$

เมื่อ n คือ ดัชนีเมฆ (cloud index) (-)  
 $\rho_{max}$  คือ สัมประสิทธิ์การสะท้อนของพื้นผิวโลก (-)  
 $\rho_{min}$  คือ สัมประสิทธิ์การกระเจิงของเมฆ (-)

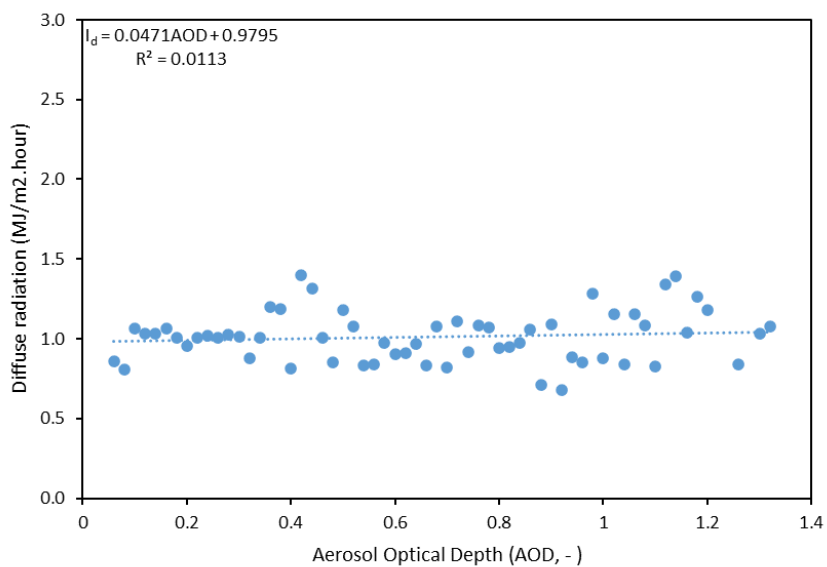
จากสมการจะเห็นได้ว่ากรณีที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆค่า  $\rho_{EA}$  จะมีค่าเท่ากับค่า  $\rho_{min}$  ทำให้ดัชนีเมฆมีค่าเป็น 0 แต่กรณีที่เมฆปกคลุมท้องฟ้าทั้งหมดค่า  $\rho_{EA}$  จะเท่ากับ  $\rho_{max}$  ซึ่งจะทำให้เศษและส่วนเท่ากันและค่าดัชนีเมฆมีค่าเป็น 1 และสำหรับกรณีที่เมฆบางส่วนค่าดัชนีเมฆจะมีค่าอยู่ระหว่าง 0 ถึง 1 ดังนั้นดัชนีเมฆนี้จึงเป็นค่าที่ใช้บ่งบอกถึงปริมาณการปกคลุมเมฆบนท้องฟ้าที่ได้จากข้อมูลดาวเทียม

### 3.4 แบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลสำหรับคำนวณหาค่ารังสีกระจายรายชั่วโมงในประเทศไทย

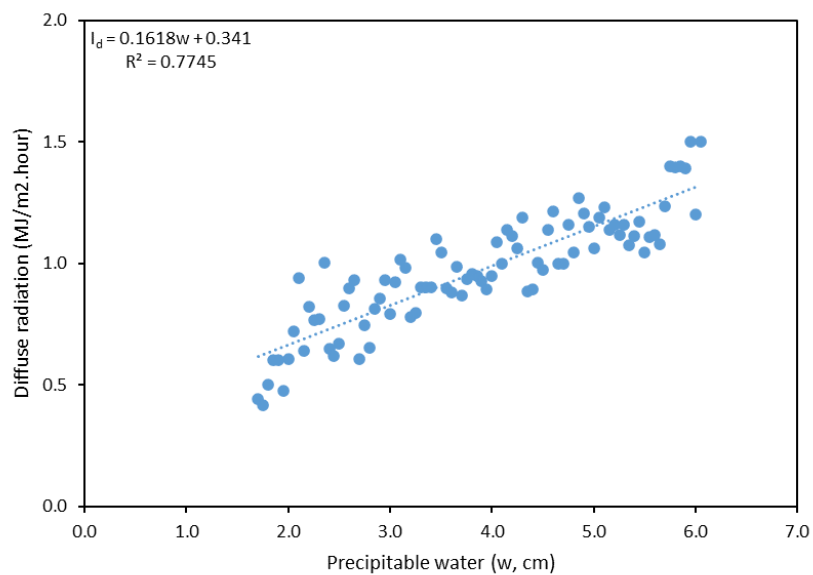
ในการสร้างแบบจำลอง ผู้วิจัยได้นำข้อมูลรายชั่วโมงของพารามิเตอร์ต่าง ๆ ได้แก่ ค่าโคไซน์ของมุมเซนิตของดวงอาทิตย์ ( $\cos\theta_z$ ) ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ 500 นาโนเมตร (AOD) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ ( $w$ ) ปริมาณโอโซน ( $l$ ) และดัชนีเมฆ ( $n$ ) จากทั้ง 4 สถานีหลักเป็นเวลา 5 ปีตั้งแต่ปี ค.ศ. 2016–2020 มาทำการทดสอบเพื่อดูความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มของรังสีกระจายเทียบกับพารามิเตอร์ทางบรรยากาศเหล่านี้ ซึ่งค่ารังสีกระจายรายชั่วโมงจะถูกเฉลี่ยตามการเปลี่ยนแปลงของพารามิเตอร์แต่ละตัว จะได้ความสัมพันธ์ของแต่ละตัวแปรแสดงในรูปที่ 106–110



รูปที่ 106 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าโคไซน์ของมุมเซนิตของดวงอาทิตย์กับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020

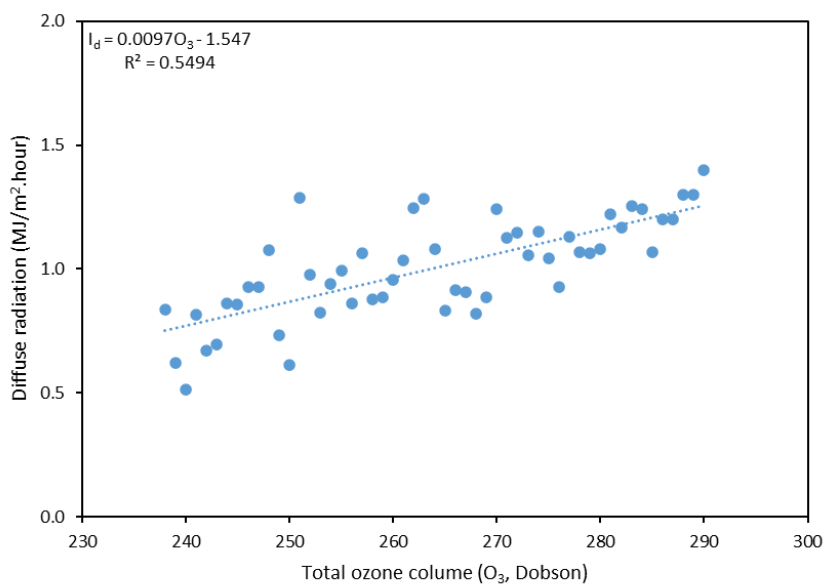


รูปที่ 107 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ 500 นาโนเมตรกับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020

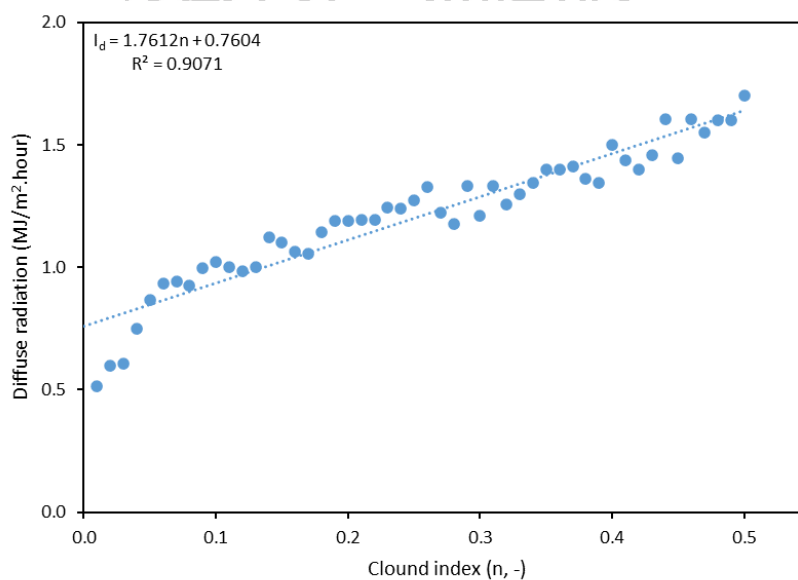


รูปที่ 108 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าปริมาณไอน้ำในบรรยากาศกับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020





รูปที่ 109 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณโอโซนกับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020



รูปที่ 110 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีเมฆกับความเข้มของรังสีกระจาย จากทั้ง 4 สถานีหลัก ปี ค.ศ. 2016–2020

นอกจากทำการพล็อตกราฟเพื่อหาความสัมพันธ์ ในงานวิจัยนี้ได้ทำการคำนวณหาค่าทางสถิติต่าง ๆ เพื่อนำมาช่วยในการบ่งบอกถึงความสัมพันธ์ของพารามิเตอร์ต่าง ๆ กับค่าความเข้มข้นของรังสีกระจาย โดยค่าแรกจะเป็นค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (correlation coefficient) ซึ่งเป็นค่าที่บ่งบอกว่าตัวแปรทั้งสองตัวมีความสัมพันธ์ไปในทิศทางเดียวกันหรือไม่ โดยจะมีค่าอยู่ระหว่าง -1 ถึง 1 ถ้าหากว่ามีค่าเป็น -1 หมายความว่ามีความสัมพันธ์กันสูงที่สุดในทิศทางตรงกันข้ามกัน หากมีค่าเป็น 1 หมายความว่ามีความสัมพันธ์กันสูงที่สุดในทิศทางเดียวกันและเป็น 0 คือไม่มีความสัมพันธ์กันเลยและค่า  $R^2$  เป็นค่าที่บ่งบอกถึงความสัมพันธ์เช่นเดียวกันและใช้อธิบายถึงความแปรผันของข้อมูลซึ่งจะมีค่าอยู่ระหว่าง 0 ถึง 1 ซึ่งจะใช้บ่งบอกถึงความแปรผันเป็นเปอร์เซ็นต์ 0 เปอร์เซ็นต์ ถึง 100 เปอร์เซ็นต์ โดยค่าทางสถิติทั้ง 2 แสดงไว้ในตารางที่ 5

ตารางที่ 5 ค่าทางสถิติของพารามิเตอร์ทางบรรยากาศที่มีผลกับรังสีกระจาย

พารามิเตอร์	$R^2$
$\cos\theta_z$	0.969
AOD	0.011
w	0.775
$O_3$	0.549
n	0.907

หลังจากทดสอบแล้วพบว่าพารามิเตอร์ทางบรรยากาศที่ได้ทำการวิเคราะห์ส่วนใหญ่นั้นจะมีความสัมพันธ์กับค่าความเข้มข้นของรังสีกระจายอย่างมาก แต่มีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองเพียงอย่างเดียวที่มีความสัมพันธ์กับรังสีกระจายค่อนข้างน้อย แต่จากงานวิจัยของ Zhu et al. (2021) ได้มีการระบุว่าการใช้พารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้องถึงแม้จะมีความสัมพันธ์ที่ต่ำ แต่ก็สามารถช่วยให้แบบจำลองนั้นมีความแม่นยำมากขึ้นได้และจากงานวิจัยของ Pattarapanitchai & Janjai (2012) ที่ทำการสร้างแบบจำลองรังสีกระจายในไทยได้มีการใช้ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในการสร้างแบบจำลองและให้ผลลัพธ์ที่ดีในการทดสอบ ด้วยเหตุผลทั้งหมดนี้จึงทำให้ผู้วิจัยตัดสินใจในการนำพารามิเตอร์ทั้งหมดนี้มาใช้ในการสร้างแบบจำลองสำหรับรังสีกระจายในประเทศไทย

ในกระบวนการสร้างแบบจำลองผู้วิจัยได้ใช้วิธีการ multiple linear regression มาช่วยในการสร้างแบบจำลอง ด้วยพารามิเตอร์ทางบรรยากาศทั้ง 5 ตัว ได้แก่ ค่าโคไซน์ของมุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ ( $\cos\theta_z$ ) ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ 500 นาโนเมตร (AOD) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (w) ปริมาณโอโซน (l) และดัชนีเมฆ (n) โดยลักษณะของแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัล (semi-empirical model) ที่ได้จะเป็นดังสมการต่อไปนี้

$$I_d = a_1 I_{sc} E_0 \cos \theta_z + a_2 AOD + a_3 w + a_4 O_3 + a_5 n + c \quad (3.8)$$

เมื่อ	$I_d$	คือ ความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมง (วัตต์ต่อตารางเมตร)
	$I_{sc}$	คือ ค่าคงที่รังสีอาทิตย์ (solar constant) (1366.1 วัตต์ต่อตารางเมตร)
	$E_0$	คือ แฟคเตอร์สำหรับแก้ผลจากการแปรค่าของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (Eccentricity correction factor) (-)
	$\theta_z$	คือ มุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (องศา)
	AOD	คือ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ 500 นาโนเมตร (-)
	w	คือ ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (เซนติเมตร)
	$O_3$	คือ ปริมาณของโอโซน (ด็อบสัน)
	n	คือ ดัชนีเมฆ (-)
	c	คือ ค่าคงที่ (วัตต์ต่อตารางเมตร)

จากกระบวนการ multiple linear regression โดยใช้ข้อมูลปี ค.ศ. 2016–2020 จาก 4 สถานีหลัก ทำให้ได้ค่าสัมประสิทธิ์  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ ,  $a_4$  และ  $a_5$  ของสมการดังแสดงในตารางที่ 6

ตารางที่ 6 ค่าสัมประสิทธิ์และค่า t-statistic ของแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลสำหรับรังสีกระจายในประเทศไทย

สัมประสิทธิ์	ค่าสัมประสิทธิ์	t-statistic
a <sub>1</sub>	0.263	24.671
a <sub>2</sub>	66.030	5.851
a <sub>3</sub>	30.284	8.011
a <sub>4</sub>	-1.765	-7.110
a <sub>5</sub>	321.463	11.799

จากที่ผู้วิจัยได้ทำการตรวจสอบค่าสัมประสิทธิ์ของแบบจำลองด้วยค่า t-statistic ซึ่งเป็นค่าที่บอกถึงความสัมพันธ์ของสัมประสิทธิ์ของพารามิเตอร์ต่าง ๆ กับรังสีกระจาย โดยในงานวิจัยนี้ที่ใช้ตัวแปร 5 ตัวแปร และค่าความเชื่อมั่นที่ 95 เปอร์เซ็นต์ ต้องมีค่า  $|t| > 2$  จึงจะพิสูจน์ได้ว่าพารามิเตอร์นั้นกับรังสีกระจายมีความสัมพันธ์กันในระดับที่ยอมรับได้ ซึ่งจากตารางจะเห็นว่าพารามิเตอร์ทุกตัวที่นำมาใช้ในแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลนี้มีความสัมพันธ์กับค่าความเข้มของรังสีกระจายอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 95 เปอร์เซ็นต์ ซึ่งจะได้แบบจำลองกึ่งเอมไพริคัล (semi-empirical model) สำหรับคำนวณหาค่าความเข้มของรังสีกระจายในพื้นที่ต่าง ๆ ในประเทศไทยที่พัฒนาขึ้นในงานวิจัยนี้สามารถเขียนได้ดังสมการที่ 3.9

$$I_d = 0.263I_{sc} E_0 \cos \theta_z + 66.030AOD + 30.284w - 1.765O_3 + 321.463n + 268.362 \quad (3.9)$$

### 3.5 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง

หลังจากที่ทำการพัฒนาแบบจำลองแล้ว ผู้วิจัยได้นำแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลที่พัฒนาขึ้นสำหรับหาค่าความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงมาทำการทดสอบสมรรถนะ โดยการรวบรวมข้อมูลความเข้มของรังสีกระจายรายชั่วโมงที่ได้จากการวัดจริงด้วยเครื่องไพราโนมิเตอร์และข้อมูลของพารามิเตอร์ต่าง ๆ มาใช้ในการทดสอบกับข้อมูลในปี ค.ศ. 2021 จาก 4 สถานีที่วัดความเข้มของรังสีกระจายตามที่แสดงดังตารางที่ 1

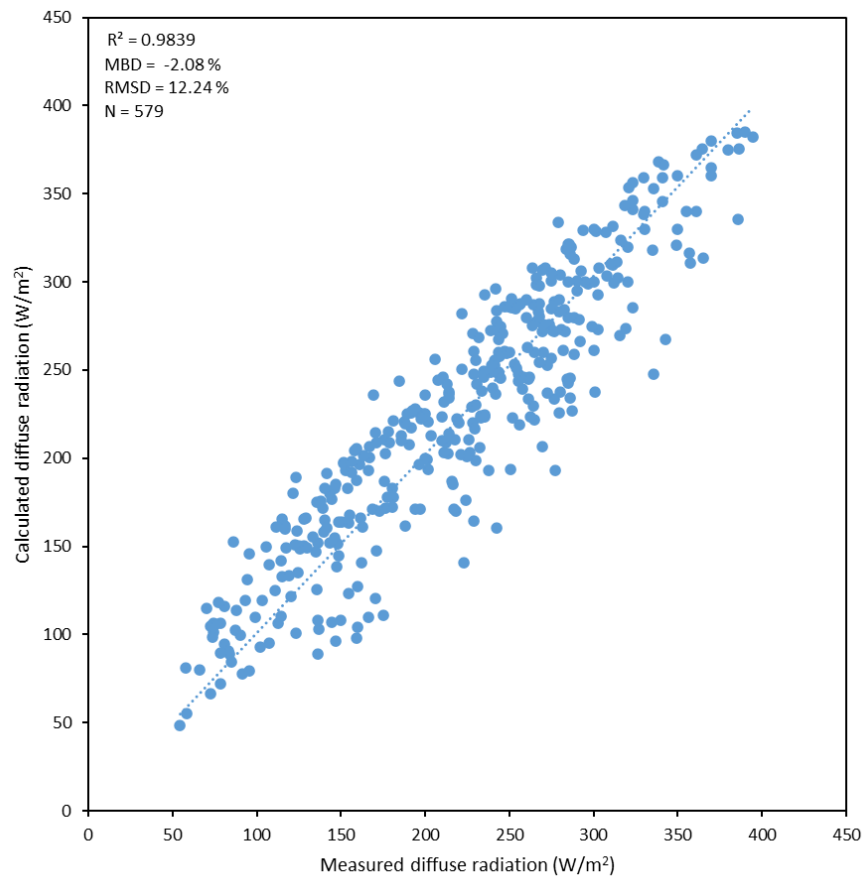
จากนั้นผู้วิจัยทำการคำนวณหาค่าความเข้มรังสีกระจายด้วยแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลที่พัฒนาขึ้นและนำค่าที่คำนวณได้มาทำการเปรียบเทียบกับข้อมูลที่ได้จากการวัดของทั้ง 4 สถานี โดยความคลาดเคลื่อนที่ได้จากการเปรียบเทียบจะแสดงในรูปแบบของค่าทางสถิติ 2 ตัว คือค่า Mean Bias Difference (MBD) และ Root Mean Square Difference (RMSD) ซึ่งคำนวณได้จากสมการที่ 3.10 และ 3.11

$$\text{MBD} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (I_{\text{cal},i} - I_{\text{meas},i})}{\bar{I}_{\text{meas}}} \times 100\% \quad (3.10)$$

$$\text{RMSD} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (I_{\text{cal},i} - I_{\text{meas},i})^2}}{\bar{I}_{\text{meas}}} \times 100\% \quad (3.11)$$

- เมื่อ  $I_{\text{cal},i}$  คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัล (วัดต่อตารางเมตร)
- $I_{\text{meas},i}$  คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงที่ได้จากการวัด (วัดต่อตารางเมตร)
- $\bar{I}_{\text{meas}}$  คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงเฉลี่ยที่ได้จากวัด (วัดต่อตารางเมตร)
- $N$  คือ จำนวนข้อมูล

จากการทดสอบแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลโดยการเปรียบเทียบข้อมูลความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงที่ได้จากการคำนวณ ( $I_{\text{cal}}$ ) และ จากการวัด ( $I_{\text{meas}}$ ) ของสถานีวัด 4 สถานีหลักในปี ค.ศ. 2021 แสดงดังรูปที่ 111



รูปที่ 111 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณด้วยแบบจำลองของสถานีวัดทั้ง 4 สถานี ในปี ค.ศ. 2021

จากผลการทดสอบแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลสำหรับรังสีกระจายในประเทศไทย พบว่ารังสีกระจายรายชั่วโมงที่ได้จากการคำนวณมีค่าใกล้เคียงกับรังสีกระจายที่ได้จากการวัดของเครื่องวัดรังสีกระจาย โดยมีค่า MBD เท่ากับ  $-2.08$  เปอร์เซ็นต์ และ RMSD เท่ากับ  $12.24$  เปอร์เซ็นต์ จากค่าความแตกต่างดังกล่าวนี้แสดงให้เห็นว่าแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นสามารถนำไปใช้คำนวณหาค่าความเข้มรังสีกระจายรายชั่วโมงในบริเวณที่ไม่มีกรวัดได้

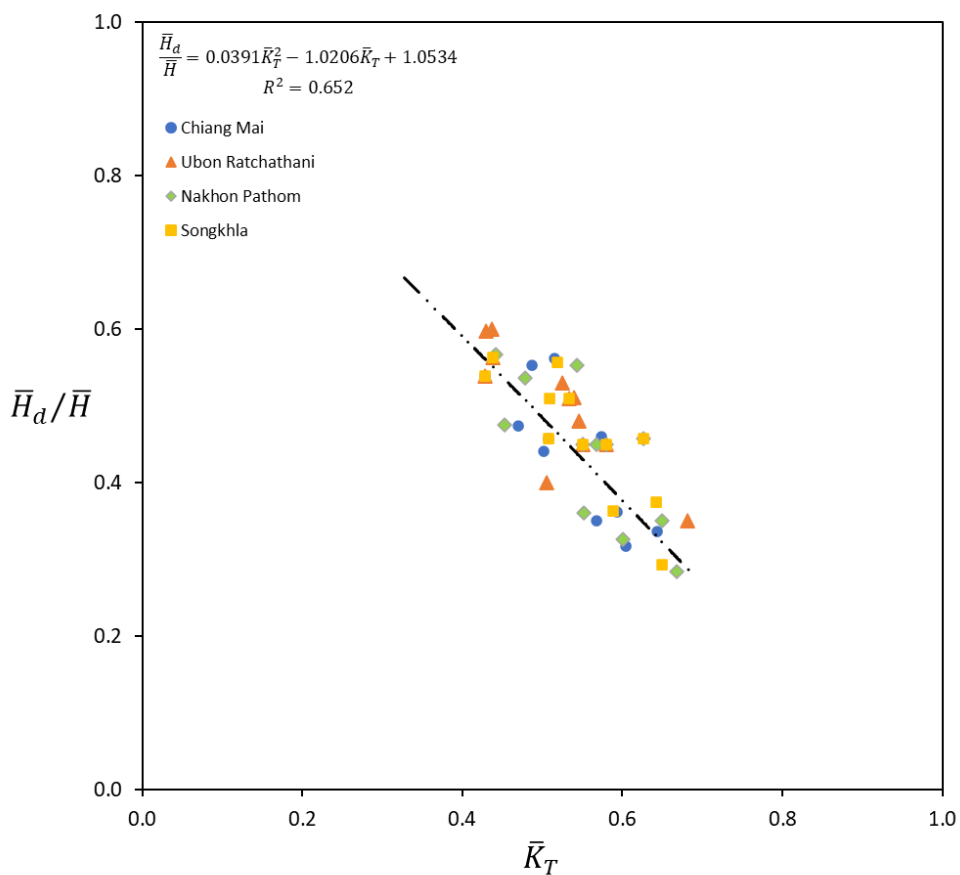
### 3.6 การสร้างแผนที่รังสีกระจายในประเทศไทย

หลังจากที่งานวิจัยนี้ได้ทำการศึกษาสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมงและการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณหาค่ารังสีกระจายรายชั่วโมงแล้ว ต่อมาในหัวข้อนี้ทางผู้วิจัยจึงจะทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน เพื่อหาความสัมพันธ์และนำมาใช้สำหรับพัฒนาแผนที่รังสีกระจายในประเทศไทย

#### 3.6.1 การศึกษาสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{H}_d$ ) ต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{H}$ ) กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{K}_T$ )

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน โดยใช้ข้อมูลจาก 4 สถานีหลัก ได้แก่ สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีนครปฐม และ สถานีสงขลา ตั้งแต่ปี ค.ศ. 2016–2020 โดยจะนำผลที่ได้นั้นมาทำการเขียนกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนดังกล่าวกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน ผลที่ได้ดังรูปที่ 112





รูปที่ 112 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{H}_d$ ) ต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{H}$ ) กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{K}_T$ ) จากข้อมูลของสถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีนครปฐม และ สถานีสงขลา (ปี ค.ศ. 2016-2020)

จากกราฟรูป 112 สามารถฟิต (fit) ได้ตั้งสมการที่ 3.12

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 0.0391\bar{K}_T^2 - 1.0206\bar{K}_T + 1.0534 \quad (3.12)$$

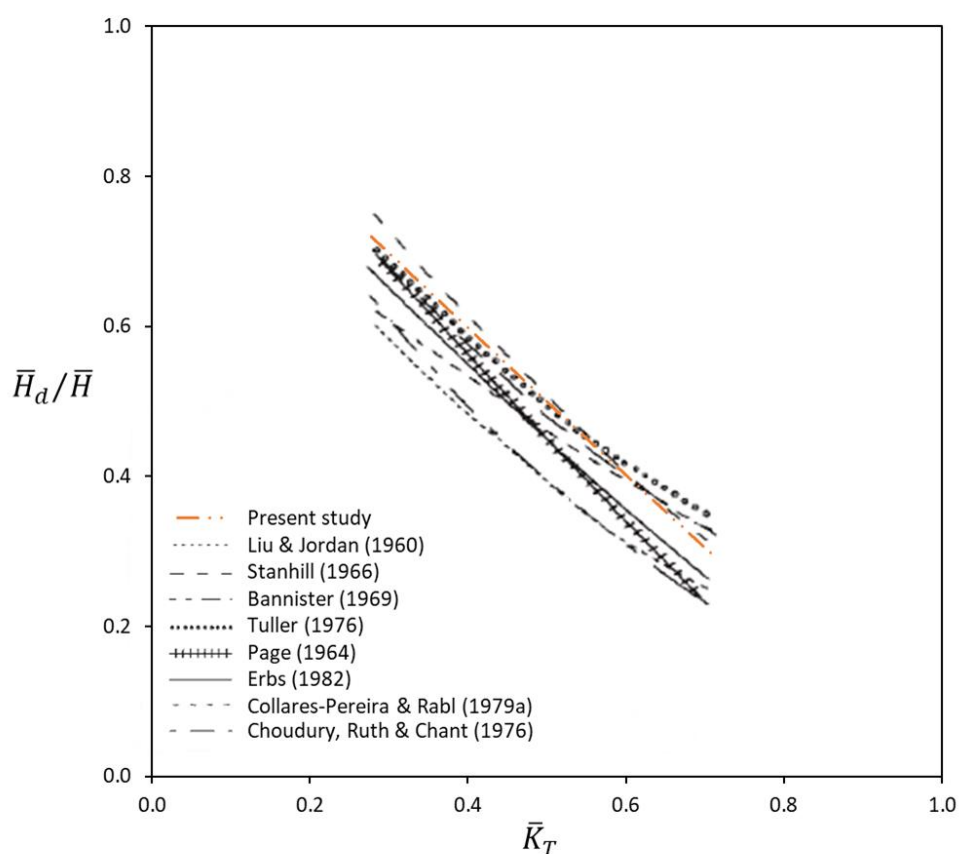
เมื่อ  $\bar{H}_d$  คือ รังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือน (เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน)

$\bar{H}$  คือ รังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือน (เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน)

$\bar{K}_T$  คือ ดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน (-)



เมื่อนำแบบจำลองจากสมการที่ 3.12 ไปสร้างกราฟและเปรียบเทียบกับแบบจำลองของนักวิจัยคนอื่น ๆ ได้แก่ Liu & Jordan(1960), Stanhill (1966), Bannister (1966), Tuller (1976), Page (1964), Erbs, Klein, & Duffie (1982), Collares-Pereira & Rabl (1979), Choudhury (1963) และ Ruth & Chant (1976) ดังแสดงในรูปที่ 113



รูปที่ 113 การเปรียบเทียบแบบจำลองสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{H}_d$ ) ต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{H}$ ) กับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน ( $\bar{K}_T$ ) ที่ได้จากสมการที่ 3.12 (Present study) กับงานวิจัยอื่น ๆ

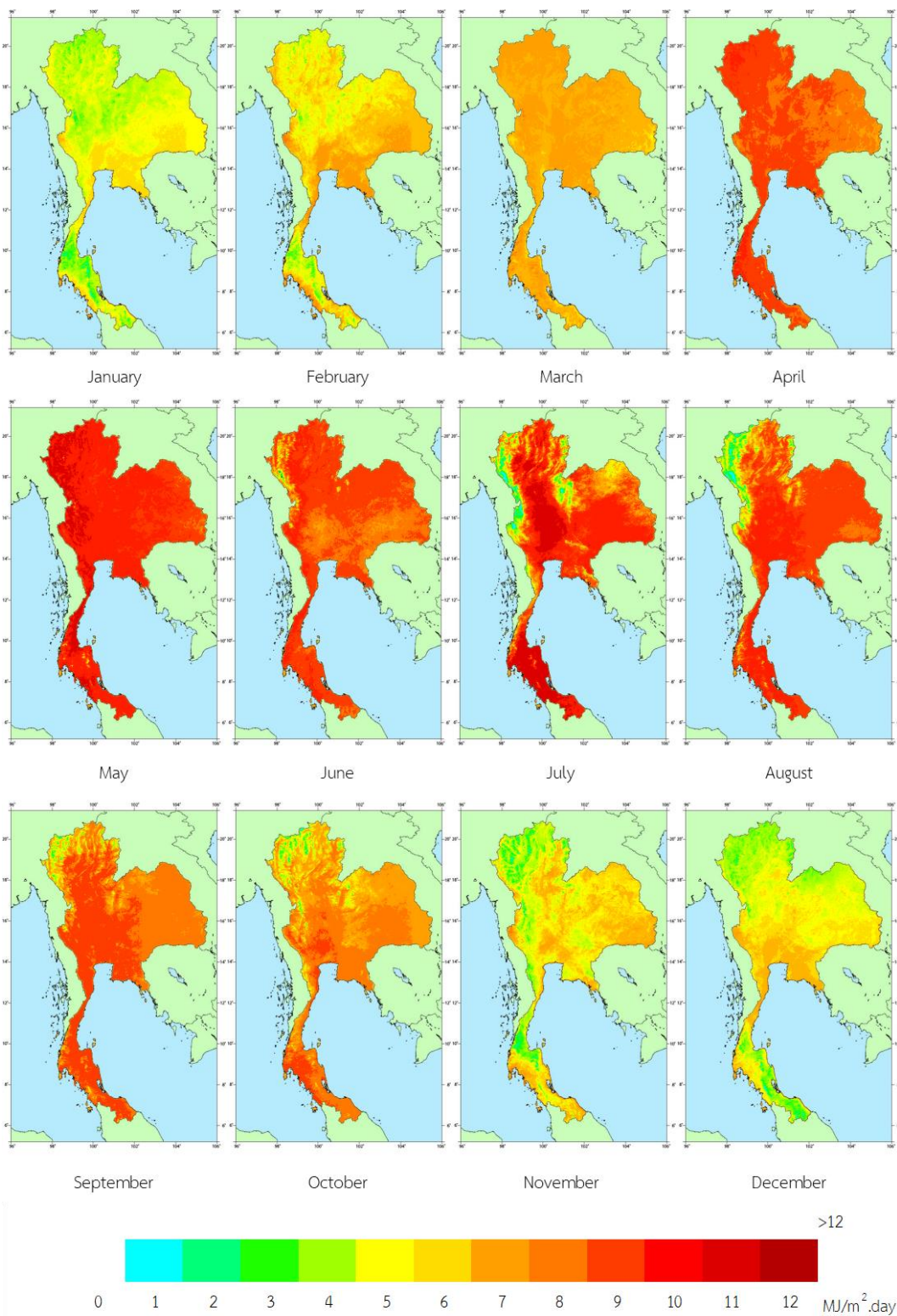
จากกราฟจะเห็นได้ว่างานความสัมพันธ์ที่ได้จากงานวิจัยนี้จะมีลักษณะใกล้เคียงกับงานวิจัยของ Stanhill (1966)

### 3.6.2 การสร้างแผนที่รังสีกระจายของประเทศไทย

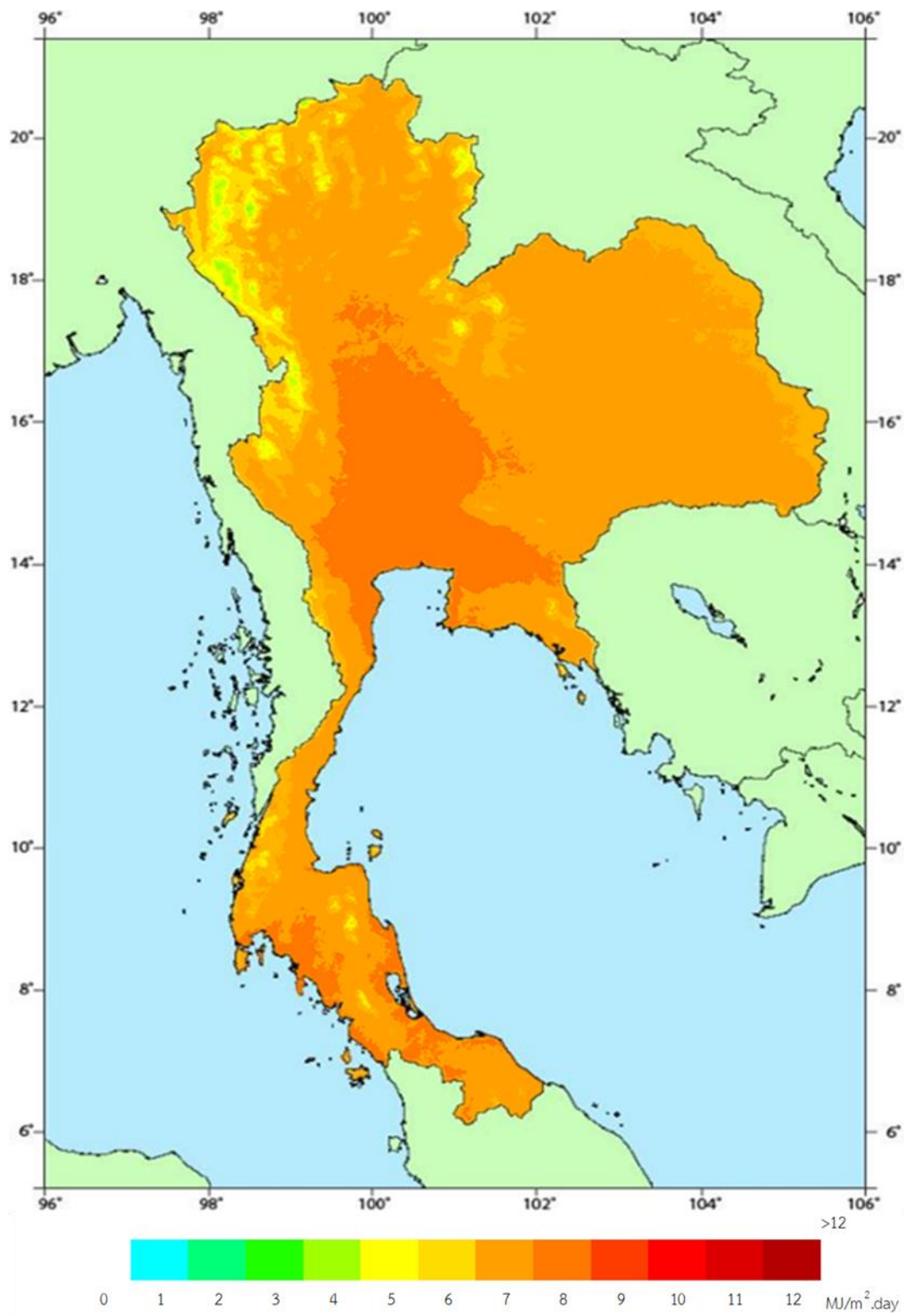
#### 3.6.2.1 วิธีการ

หลังจากที่ได้แบบจำลองจากความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนแล้ว ผู้วิจัยจะนำแบบจำลองดังกล่าวมาคำนวณรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่มีผู้คำนวณไว้แล้ว (มหาวิทยาลัยศิลปากร, 2022) ซึ่งเป็นข้อมูลของปี ค.ศ. 2016-2020 และนำค่ารังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนมาแสดงในรูปแบบแผนที่รังสีกระจายของ 12 เดือน ดังแสดงในรูปที่ 114 และแผนที่ของรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาวแสดงดังรูปที่ 115





รูปที่ 114 แผนที่รังสีกระจายรายเดือนเฉลี่ย 5 ปี (ค.ศ. 2016–2020)



รูปที่ 115 แผนที่รังสีกระจายเฉลี่ย 5 ปี (ค.ศ. 2016-2020)

จากรูปที่ 114 สามารถอธิบายถึงการเปลี่ยนแปลงรังสีกระจายตามพื้นที่ต่าง ๆ ในประเทศไทยในรอบปีได้ดังนี้

ความเข้มของรังสีกระจายในช่วงกลางเดือนตุลาคมถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์จะเป็นช่วงที่มีลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือจะพัดปกคลุมประเทศไทย ซึ่งลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณซีกโลกเหนือแถบประเทศมองโกเลียและจีนจึงพัดพาเอามวลอากาศเย็นและแห้งมาปกคลุมประเทศไทย ความเข้มของรังสีอาทิตย์ค่อนข้างต่ำกว่าช่วงฤดูกาลอื่น ๆ ทำให้รังสีกระจายที่เกิดขึ้นในช่วงเวลาดังกล่าวมีความเข้มที่ต่ำโดยมีค่าความเข้มของรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนอยู่ที่ประมาณ 4-7 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน

ความเข้มของรังสีกระจายในช่วงกลางเดือนกุมภาพันธ์ถึงกลางเดือนพฤษภาคมจะเป็นช่วงฤดูร้อนของประเทศไทยและเป็นระยะที่ขั้วโลกเหนือหันเข้าหาดวงอาทิตย์ นอกจากนี้สภาพท้องฟ้าของฤดูร้อนมีลักษณะที่แห้งแล้งส่งผลให้เกิดการก่อตัวของเมฆได้ยาก โดยเฉพาะเดือนมีนาคมและเมษายนที่เป็นเดือนที่ปลอดมรสุม ทำให้ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์เต็มที่และมีความเข้มของรังสีอาทิตย์สูงส่งผลให้ความเข้มของรังสีกระจายในช่วงเวลานี้มีค่าสูงตามไปด้วย อยู่ที่ประมาณ 6-11 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน

ความเข้มของรังสีกระจายในช่วงกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคมจะเป็นช่วงที่มีความเข้มรังสีอาทิตย์ที่สูงใกล้เคียงกับช่วงฤดูร้อนของประเทศไทย แต่เนื่องจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ปกคลุมประเทศไทยโดยเฉพาะบริเวณชายฝั่งทะเลและเทือกเขาด้านรับลม เนื่องจากลมมรสุมดังกล่าวพัดเอามวลอากาศชื้นมาพบกับร่องความกดอากาศต่ำที่พัดผ่านประเทศไทย เมฆก่อตัวได้มาก ส่งผลให้รังสีอาทิตย์จะเกิดการกระเจิงกับเมฆฝนที่เกิดขึ้นและส่งผลให้ค่าความเข้มของรังสีกระจายในช่วงนี้นั้นมีค่าสูงกว่าฤดูกาลอื่น ๆ โดยมีค่าความเข้มระหว่าง 2-11 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน

จากรูปที่ 115 ซึ่งแสดงการกระจายตามพื้นที่ของรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาวพบว่าบริเวณที่มีค่ารังสีกระจายสูงจะอยู่ในบริเวณภาคกลางและบางส่วนของพื้นที่ภาคใต้ฝั่งตะวันตกของประเทศไทยซึ่งมีค่าความเข้มของรังสีกระจายอยู่ในช่วง 7-8 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน

### 3.6.2.2 การทดสอบสมรรถนะของแผนที่รังสีกระจายในประเทศไทย

หลังจากที่ได้ทำการพัฒนาแผนที่รังสีกระจายและนำมาหาค่าความเข้มของรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนในพื้นที่ต่าง ๆ ทั่วประเทศไทย ทางผู้วิจัยได้นำแผนที่รังสีกระจายมาทำการทดสอบสมรรถนะโดยการนำค่าความเข้มของรังสีกระจายที่ได้จากแผนที่มาทำการเปรียบเทียบกับค่าที่วัดได้จริงจากเครื่องวัดรังสีกระจาย

ผู้วิจัยจะทำการเลือกตำแหน่งของพิกเซลของแผนที่ให้ตรงกับตำแหน่งละติจูดและลองจิจูดของสถานีวัดทั้ง 4 สถานี โดยที่จะทำการเลือกมาทั้ง 9 พิกเซล เป็นขนาด 3x3 พิกเซล โดยมีจุดกึ่งกลางตรงกับสถานีวัดพอดี จากนั้นจะทำการเฉลี่ยคือที่จากทั้ง 9 พิกเซล ให้ออกมาเป็นค่าความเข้มของรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือน 1 ค่าและนำไปเปรียบเทียบกับค่าที่วัดได้จริงจากสถานีวัดนั้น ๆ โดยในขั้นตอนของการเปรียบเทียบ ผู้วิจัยจะทำการเปรียบเทียบในรูปแบบของค่าทางสถิติ 2 ตัว คือ ค่า Mean Bias Difference (MBD) และ Root Mean Square Difference (RMSD) ซึ่งคำนวณได้จากสมการที่ 3.13 และ 3.14

$$MBD = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{map,i} - H_{meas,i})}{\bar{H}_{meas}} \times 100\% \quad (3.13)$$

$$RMSD = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{map,i} - H_{meas,i})^2}}{\bar{H}_{meas}} \times 100\% \quad (3.14)$$

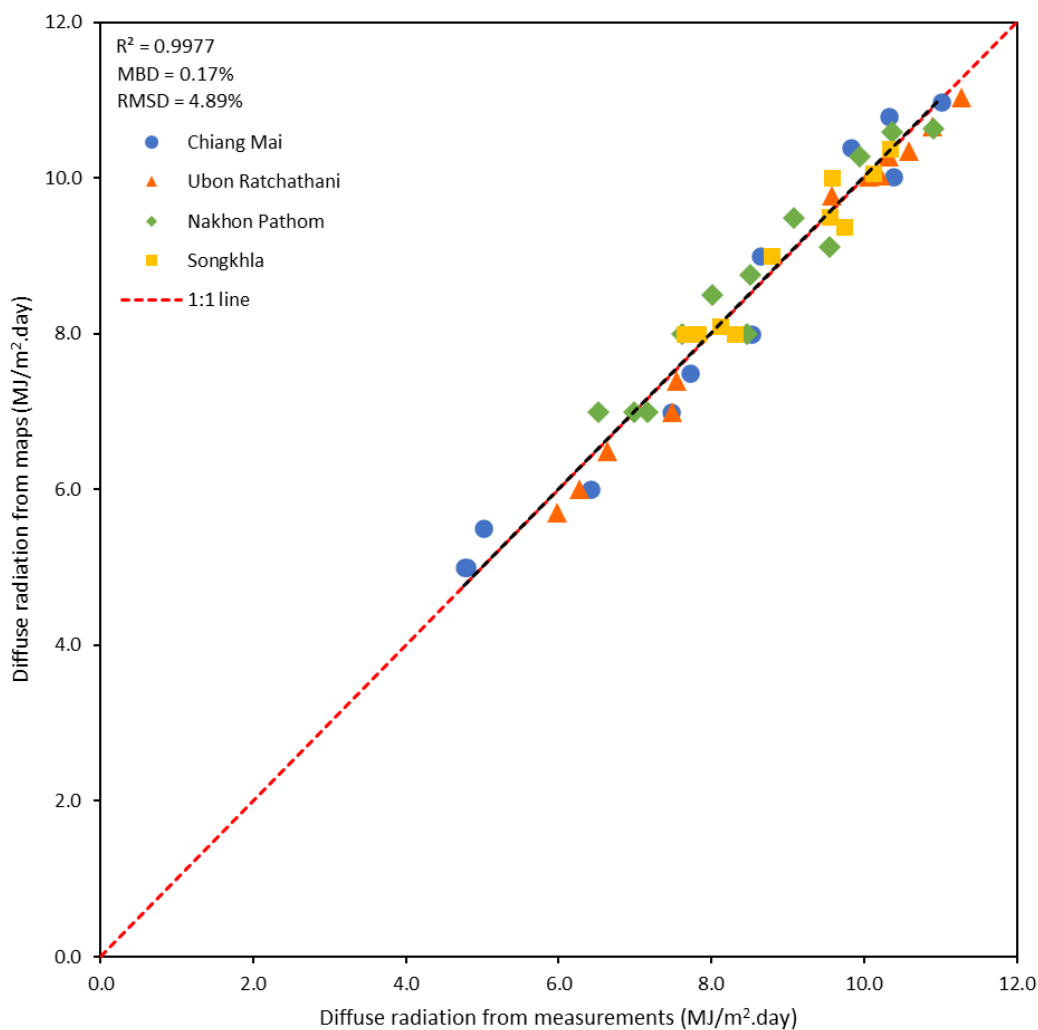
เมื่อ  $H_{map,i}$  คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากแผนที่ (วัดต่อตารางเมตรต่อวัน)

$H_{meas,i}$  คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากการวัด (วัดต่อตารางเมตร)

$\bar{H}_{meas}$  คือ ค่าเฉลี่ยของความเข้มรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากวัด (วัดต่อตารางเมตร)

N คือ จำนวนข้อมูล

จากการทดสอบแผนที่รังสีกระจายในประเทศไทยโดยการเปรียบเทียบข้อมูลความเข้มรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากการแผนที่ ( $H_{map}$ ) และ จากการวัด ( $H_{meas}$ ) ของสถานีวัด 4 สถานีหลักในปี ค.ศ. 2021 ดังแสดงในรูปที่ 116



รูปที่ 116 การเปรียบเทียบรังสีกระจายที่ได้จากแผนที่รังสีกระจายของประเทศไทยกับรังสีกระจายที่วัดได้จริงจากเครื่องวัดรังสีกระจายที่ 4 สถานีหลัก ในปี ค.ศ. 2016-2020

จากผลการทดสอบแผนที่รังสีกระจายของประเทศไทย พบว่ารังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากแผนที่มีค่าใกล้เคียงกับรังสีกระจายที่ได้จากการวัดของเครื่องวัดรังสีกระจาย โดยมีค่า MBD เท่ากับ 0.17 เปอร์เซ็นต์ และ RMSD เท่ากับ 4.89 เปอร์เซ็นต์

## บทที่ 4

### สรุป

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาความเข้มรังสีกระจายในพื้นที่ต่าง ๆ ของประเทศไทย ซึ่งทำการวัดด้วยเครื่องวัดรังสีกระจาย กล่าวคือใช้เครื่องไพราโนมิเตอร์ (pyranometer) สำหรับวัดรังสีรวมร่วมกับอุปกรณ์บังรังสีตรง (shader) และได้จากการคำนวณโดยนำความเข้มรังสีรวมลบด้วยความเข้มรังสีตรงที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง (pyrheliometer) จากการวิเคราะห์พบว่ารังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากทั้ง 2 วิธี มีค่าใกล้เคียงกันโดยมีความแตกต่างกันอยู่ในช่วงความคลาดเคลื่อน 1.56–4.71 เปอร์เซ็นต์ จากนั้นผู้วิจัยได้ทำการวิเคราะห์การแจกแจงความถี่ของความเข้มรังสีกระจายวันจาก 4 สถานีหลัก ได้แก่ สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีนครปฐม และสถานีสงขลา ที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีกระจายและอีก 5 สถานี ได้แก่ สถานีกรุงเทพ สถานีนครสวรรค์ สถานีลพบุรี สถานีนครราชสีมา และสถานีประจวบคีรีขันธ์ ข้อมูลจากสถานีวัดดังกล่าวเป็นรังสีกระจายรายวันที่คำนวณได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ซึ่งจากผลการวิเคราะห์ของทั้ง 9 สถานีพบว่ามีลักษณะการแจกแจงความถี่ของรังสีกระจายรายวันที่เหมือนกันคือมีความถี่ของความเข้มของรังสีกระจายสูงที่สุดเท่ากับ 9 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวันและความเข้มของรังสีกระจายอยู่ระหว่าง 2–16 เมกะจูลต่อตารางเมตรต่อวัน และมีลักษณะการแจกแจงเป็นรูประฆังคว่ำเช่นเดียวกันหมดทั้ง 9 สถานี นอกจากนี้จากการศึกษากราฟความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายรายชั่วโมงต่อรังสีรวมรายชั่วโมงและดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายชั่วโมง แสดงให้เห็นว่ากราฟความสัมพันธ์อยู่ในสมการพหุนามที่คล้ายกันและแบบจำลองที่ได้จากกราฟสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้าแสดงให้เห็นว่าไม่เหมาะสมต่อการนำไปใช้คำนวณรังสีกระจายรายชั่วโมง โดยมีความคลาดเคลื่อนที่ 19.62–38.75 เปอร์เซ็นต์

จากนั้นผู้วิจัยได้ทำการพัฒนาแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัล (semi-empirical model) สำหรับคำนวณรังสีกระจายรายชั่วโมงในประเทศไทยจากสถานีวัด 4 สถานีหลัก (เชียงใหม่ อุบล นครปฐม และสงขลา) โดยพิจารณาองค์ประกอบทางบรรยากาศที่มีผลกับปริมาณรังสีกระจายซึ่งมีองค์ประกอบที่สำคัญ ได้แก่ ค่าโคไซน์ของมุมเซนิตของดวงอาทิตย์ ( $\cos\theta_z$ ) ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (Aerosol Optical Depth, AOD) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (precipitable water, w) ปริมาณโอโซน (Total Ozone Column, l) และดัชนีเมฆ (cloud index, n) จากการทดสอบหาความสัมพันธ์ที่พารามิเตอร์ทั้ง 5 ตัวแปรกับรังสีกระจายพบว่าพารามิเตอร์ส่วนใหญ่จะมีความสัมพันธ์กับรังสีกระจายค่อนข้างสูง โดยมีค่า  $R^2$  เท่ากับ 0.969, 0.011, 0.775, 0.549 และ 0.907 ตามลำดับ และเมื่อทำการสร้างแบบจำลองด้วยวิธีการ multiple linear regression แล้วพบว่าค่า t-statistic (|t|) ของพารามิเตอร์ทั้ง 5 ตัว มีค่าเท่ากับ 24.671, 5.851, 8.011, -7.110 และ 11.799 ตามลำดับ ซึ่ง



พารามิเตอร์ทุกตัวมีค่า  $|t| > 2$  ซึ่งแสดงให้เห็นว่าพารามิเตอร์ทุกตัวเหมาะสมที่จะนำมาใช้ในแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลนี้ โดยมีความสัมพันธ์กับค่าความเข้มของรังสีกระจายอย่างมีนัยสำคัญ

เมื่อทำการพัฒนาแบบจำลองแล้ว ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลที่พัฒนาขึ้น โดยการคำนวณค่าความเข้มรังสีกระจายโดยใช้แบบจำลองจากข้อมูลของสถานีวัดหลัก 4 สถานี ในปี ค.ศ. 2021 และนำค่าที่ได้มาเปรียบเทียบกับค่าของรังสีกระจายที่ได้จากการวัดของสถานีดังกล่าว โดยผลการเปรียบเทียบแสดงในรูปของความแตกต่างทางสถิติระหว่างรังสีกระจายที่วัดได้จากเครื่องไพราโนมิเตอร์รุ่น CM21 ร่วมกับวงแหวนบังรังสีตรงกับค่ารังสีกระจายที่คำนวณได้จากแบบจำลองกึ่งเอมไพริคัลที่พัฒนาขึ้น 2 ค่าได้แก่ Mean Bias Difference (MBD) และ Root Mean Square Difference (RMSD) ซึ่งพบว่ารังสีกระจายที่คำนวณได้มีค่าใกล้เคียงกับรังสีกระจายที่วัดโดยมี MBD เท่ากับ -2.08 เปอร์เซ็นต์ RMSD เท่ากับ 12.24 เปอร์เซ็นต์ และค่า  $R^2$  จากกราฟการเปรียบเทียบเท่ากับ 0.983 ดังนั้นแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นนี้สามารถนำไปใช้ในการคำนวณหารังสีกระจายในบริเวณที่ไม่มีเครื่องวัดรังสีกระจาย สำหรับนำข้อมูลไปประยุกต์ใช้ในด้านพลังงาน

นอกจากนี้ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน จากข้อมูลรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่วัดจากเครื่องไพราโนมิเตอร์ที่ 4 สถานีหลัก และเปรียบเทียบกับแบบจำลองจากงานวิจัยอื่น ๆ พบว่าลักษณะการกระจายตัวของสัดส่วนรังสีกระจายต่อรังสีรวมและดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้าในประเทศไทยมีลักษณะการกระจายตัวที่คล้ายคลึงกับงานวิจัยของ Stanhill (1966) จากนั้นผู้วิจัยได้ใช้ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนต่อรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนกับดัชนีความแจ่มใสท้องฟ้ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนไปคำนวณหารังสีกระจายรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากค่ารังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนซึ่งมีผู้คำนวณไว้แล้วทั่วประเทศ แล้วจัดแสดงในรูปแบบแผนที่รายวันเฉลี่ยต่อเดือนและรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว โดยจากแผนที่รายวันเฉลี่ยต่อเดือนพบว่ารังสีกระจายมีรูปแบบของการเปลี่ยนแปลงตามอิทธิพลของลมมรสุมพัดผ่านประเทศไทย

**ข้อเสนอแนะ:** เนื่องจากรังสีกระจายในประเทศไทยมีการวัดค่อนข้างน้อยดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอแนะให้ทำการวัดรังสีกระจายมากขึ้น เพื่อนำข้อมูลรังสีกระจายมาใช้ในงานต่างๆ ที่เกี่ยวข้องอย่างกว้างขวางต่อไป

## รายการอ้างอิง

- Andrews, D. G. (2010). *An introduction to Atmospheric Physics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ångström, A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annaler*, 11(2), 156-166.
- Bailek, N., Bouchouicha, K., El-Shimy, M., Slimani, A., Chang, K.-C., & Djaafari, A. (2017). Improved mathematical modeling of the hourly solar diffuse fraction (HSDF)-Adrar, Algeria case study. *Solar energy*, 4(2), 8-12.
- Bakirci, K. (2021). Prediction of diffuse radiation in solar energy applications: Turkey case study and compare with satellite data. *Energy*, 237, 121527.
- Bannister, J. (1966). Solar radiation records. *Division of Mechanical Engineering, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Highett, Victoria, Australia* (1966–69).
- Bernard, R., Menguy, G., & Schwartz, M. (1980). *Le Rayonnement Solaire: conversion thermique et applications*. Paris: Technique et documentation.
- Boucher, O. (2015). Atmospheric aerosols. In *Atmospheric Aerosols* (pp. 9-24). New York: Springer.
- Choudhury, N. (1963). Solar radiation at New Delhi. *Solar energy*, 7(2), 44-52.
- Cole, R. (1976). Direct solar radiation data as input into mathematical models describing the thermal performance of buildings—I. A review of existing relationships which predict the direct component of solar radiation. *Building and Environment*, 11(3), 173-179.
- Collares-Pereira, M., & Rabl, A. (1979). The average distribution of solar radiation—correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values. *Solar energy*, 22(2), 155-164.
- data.jma.go.jp. (2022). HIMAWARI Infomation Online Resources; [cited 2022 Aug 3]. Available from: [https://www.data.jma.go.jp/sat\\_info/himawari](https://www.data.jma.go.jp/sat_info/himawari).
- Duffie, J. A., & Beckman, W. A. (2013). *Solar engineering of thermal processes*: John Wiley & Sons.

- Erbs, D., Klein, S., & Duffie, J. (1982). Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar energy*, 28(4), 293-302.
- Frederick, J. E. (2008). *Principles of Atmospheric Science*: Jones & Bartlett Learning.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I. a., Tanre, D., Buis, J., Setzer, A., . . . Nakajima, T. (1998). AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote sensing of environment*, 66(1), 1-16.
- Husain, S., & Khan, U. A. (2021). Machine learning models to predict diffuse solar radiation based on diffuse fraction and diffusion coefficient models for humid-subtropical climatic zone of India. *Cleaner Engineering and Technology*, 5, 100262.
- Iqbal, M. (1983). An Introduction to Solar Radiation. In. New York: Academic Press
- ISO. (1990). Solar Energy—Calibration of Field Pyrheliometers by Comparison to a Reference Pyrheliometer. In. Geneva: International Organization for Standardization Geneva.
- ISO. (1992). 9847,“. *Calibration of Field Pyranometers by Comparison to a Reference Pyranometer, International Organization for Standardization Geneva.*
- Jamil, B., & Siddiqui, A. T. (2017). Generalized models for estimation of diffuse solar radiation based on clearness index and sunshine duration in India: Applicability under different climatic zones. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 157, 16-34.
- Janjai, S., Laksanaboonsong, J., Nunez, M., & Thongsathitya, A. (2005). Development of a method for generating operational solar radiation maps from satellite data for a tropical environment. *Solar energy*, 78(6), 739-751.
- Janjai, S., Masiri, I., Pattarapanitchai, S., & Laksanaboonsong, J. (2013). Mapping global solar radiation from long-term satellite data in the tropics using an improved model. *International Journal of Photoenergy*, 2013.
- Janjai, S., Nunez, M., Masiri, I., Wattan, R., Buntoung, S., Jantarach, T., & Promsen, W. (2012). Aerosol optical properties at four sites in Thailand. *Atmospheric and Climate Sciences*, 2(04), 441.
- Janjai, S., Suntaropas, S., & Nunez, M. (2009). Investigation of aerosol optical properties in Bangkok and suburbs. *Theoretical and Applied Climatology*, 96(3), 221-233.

- Kondrat'ev, K. I. A. k. (1999). *Climatic effects of aerosols and clouds*. New York: Springer.
- Lacis, A. A., & Hansen, J. (1974). A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31(1), 118-133.
- Lang, K. (2006). *Astrophysical Formulae: Volume I & Volume II: Radiation, Gas Processes and High Energy Astrophysics/Space, Time, Matter and Cosmology*. New York: Springer Science & Business Media.
- Leckner, B. (1978). The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface—elements of a model. *Solar energy*, 20(2), 143-150.
- Liu, B. Y., & Jordan, R. C. (1960). The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar energy*, 4(3), 1-19.
- McClatchey, R. (1972). *Optical properties of the atmosphere*: Air Force Cambridge Research Laboratories, Office of Aerospace Research ....
- Page, J. (1964). *Environmental research using models*. Paper presented at the Proc. UN. Conf. New sources of Energy.
- Pattarapanitchai, S., & Janjai, S. (2012). A semi-empirical model for estimating diffuse solar irradiance under a clear sky condition for a tropical environment. *Procedia Engineering*, 32, 421-426.
- Petty, G. W. (2004). A first course in atmospheric radiation. *Madison WI USA: Sundog Publishing*, 62-66.
- Ruth, D., & Chant, R. (1976). Relationship of diffuse radiation to total radiation in Canada. *Sol. Energy;(United States)*, 18(2).
- Saha, K. (2008). *The Earth's atmosphere: Its physics and dynamics*. New York: Springer.
- Singh, A. (2016). *Solar Lasers: Another Dimension in Renewable Energy Applications*.
- Smart, W. (1971). *Spherical Astronomy* Cambridge University Press, 283.
- Smith, W. L. (1966). Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 5(5), 726-727.
- Spencer, J. (1971). Fourier Series Representation of the Position of the Sun. *Search*, 2(5), 172.
- Stanhill, G. (1966). Diffuse sky and cloud radiation in Israel. *Solar energy*, 10(2), 96-101.

- Tuller, S. E. (1976). The relationship between diffuse, total and extra terrestrial solar radiation. *Solar energy*, 18(3), 259-263.
- WMO. (1986). Guidelines on the Quality Control of Surface Climatological Data. *WMO/TD-No. 111*.
- Zhu, T., Li, J., He, L., Wu, D., Tong, X., Mu, Q., & Yu, Q. (2021). The improvement and comparison of diffuse radiation models in different climatic zones of China. *Atmospheric Research*, 254, 105505.
- กุลนิษฐ์ ชิวปรีชา และ เสริม จันทร์ฉาย (2010) การศึกษาปริมาณโอโซนในบรรยากาศของ ประเทศไทย เอกสารการประชุมวิชาการ ศิลปากรวิจัย ครั้งที่ 3, 28-29 มกราคม พ.ศ. 2553 สถาบันวิจัยและพัฒนา มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.
- มหาวิทยาลัยศิลปากร. (2022). โครงการพัฒนาปรับปรุงแผนที่ศักยภาพพลังงานแสงอาทิตย์จาก ภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทย : รายงานฉบับสมบูรณ์. กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน สำนักพัฒนาพลังงานแสงอาทิตย์ .
- รุ่งนภา รสภิรมย์ และ เสริม จันทร์ฉาย (2010) การกระจายตามพื้นที่ของปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ ใน ประเทศไทย เอกสารการประชุมวิชาการศิลปากรวิจัย ครั้งที่ 3, 28-29 มกราคม พ.ศ. 2553 สถาบันวิจัยและพัฒนา มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.





## ประวัติผู้เขียน

ชื่อ-สกุล	Danuch Phaisathit
วัน เดือน ปี เกิด	14 August 1996
สถานที่เกิด	Nakhon Pathom, Thailand
วุฒิการศึกษา	Bachelor's degree, Physics, Silpakorn University
ที่อยู่ปัจจุบัน	168 m4 Tamasara, meaug, Nakhon Pathom 73000
ผลงานตีพิมพ์	Phaisathit D, Tohsing K*, and Janjai S (2021), Development of a simple semi-empirical model for calculating diffuse solar radiation based on solar radiation and atmospheric data collected at Silpakorn University in Nakhon Pathom, Thailand, Silpakorn International Conference on Total Art and Science 2021 (SICTAS 2021), Nakhon Pathom, 3-5 November

