



การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

โดย

นางสาวกมลดา ศรีเจริญ

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2552

ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

โดย

นางสาวกมลลา ศรีเจริญ

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2552

ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

**DEVELOPMENT OF MODELS FOR CALCULATING SOLAR RADIATION UNDER
CLOUDLESS SKIES**

**By
Kammala Sricharoen**

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree

MASTER OF SCIENCE

Department of Physics

Graduate School

SILPAKORN UNIVERSITY

2009

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร อนุมัติให้วิทยานิพนธ์เรื่อง “การพัฒนาแบบจำลอง
สำหรับคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ” เสนอโดย นางสาวกมล
ศรีเจริญ เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์

.....
(รองศาสตราจารย์ ดร. ศิริชัย ชินะตั้งกูร)

คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย

วันที่.....เดือน..... พ.ศ.....

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

รองศาสตราจารย์ ดร.เสริม จันทร์ฉาย

คณะกรรมการตรวจสอบวิทยานิพนธ์

..... ประธานกรรมการ

(รองศาสตราจารย์จ้านงค์ ชำรงมาศ)

...../...../.....

..... กรรมการ

(รองศาสตราจารย์ ดร. ศิริชัย เทพา)

...../...../.....

..... กรรมการ

(รองศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย)

...../...../.....

50306201 : สาขาวิชาฟิสิกส์

คำสำคัญ : รังสีดวงอาทิตย์ / สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ/ แบบจำลอง/ สมรรถนะ/ พลังงานแสงอาทิตย์

กมล ศรีเจริญ : การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ. อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ : รศ.ดร. เสริม จันทร์ฉาย. 139 หน้า.

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการพัฒนาแบบจำลองกึ่งเอมพิริคัลสำหรับคำนวณรังสีรวมบนพื้นราบ รังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์และรังสีกระจายบนพื้นราบ แบบจำลองดังกล่าวจะเขียนในรูปของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่เป็นฟังก์ชันของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) เลขยกกำลังอังสตรอม (Angstrom wavelength exponent) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ และปริมาณโอโซน ในการสร้างแบบจำลองดังกล่าวผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ รังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ และรังสีกระจายบนพื้นราบ พร้อมทั้งข้อมูลฝุ่นละอองในบรรยากาศและข้อมูลปริมาณไอน้ำ ซึ่งทำการวัดที่สถานีวัดรังสีดวงอาทิตย์ 3 แห่ง ได้แก่ สถานีเชียงใหม่ (18.78°N, 98.98 °E) สถานีนครปฐม (13.82°N, 100.04 °E) และสถานีสงขลา (7.2°N, 100.60 °E) ในด้านของข้อมูลปริมาณโอโซนจะใช้ข้อมูลจากดาวเทียม AURA/OMI หลังจากนั้นผู้วิจัยได้ทำการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองรังสีรวมและรังสีกระจายที่พัฒนาขึ้น โดยการเปรียบเทียบผลการคำนวณจากแบบจำลองและข้อมูลอิสระของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งวัดที่ 3 สถานี ร่วมกับข้อมูลอิสระซึ่งวัดที่สถานีอุบลราชธานี (15.25°N, 104.87 °E) ผลการทดสอบพบว่า แบบจำลองรังสีรวมสามารถทำนายค่าความเข้มรังสีรวมโดยมีความแตกต่างจากค่าที่ได้จากการวัดในรูปของ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) เท่ากับ 4.3 % และ -0.04 % ตามลำดับ และแบบจำลองรังสีกระจายสามารถทำนายค่าความเข้มรังสีกระจายโดยมีความแตกต่างจากค่าที่ได้จากการวัดในรูปของ RMSD และ MBD เท่ากับ 14.3 % และ 3.6 % ตามลำดับ สำหรับกรณีแบบจำลองรังสีตรงผู้วิจัยได้ทำการทดสอบแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นกับข้อมูลของสถานีเชียงใหม่ นครปฐม และสงขลา ผลการทดสอบพบว่า แบบจำลองรังสีตรงสามารถทำนายค่าความเข้มรังสีตรงโดยมีความแตกต่างจากค่าที่ได้จากการวัดในรูปของ RMSD และ MBD เท่ากับ 7.3 % และ 1.2 % ตามลำดับ สุดท้ายผู้วิจัยได้เปรียบเทียบสมรรถนะของแบบจำลองรังสีรวมและรังสีตรงที่พัฒนาขึ้นในงานวิจัยนี้กับแบบจำลองอื่นๆ และผลการเปรียบเทียบพบว่า แบบจำลองที่พัฒนาขึ้นมีสมรรถนะอยู่ในเกณฑ์ที่ดี

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2552

ลายมือชื่อนักศึกษา.....

ลายมือชื่ออาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์.....

50306201 : MAJOR : PHYSICS

KEY WORDS : SOLAR RADIATION/ CLEAR SKY CONDITION/ MODEL/ PERFORMANCE/
SOLAR ENERGY

KAMMALA SRICHAROEN : DEVELOPMENT OF MODELS FOR CALCULATING
SOLAR RADIATION UNDER CLOUDLESS SKIES. THESIS ADVISOR : ASSOC. PROF.
SERM JANJAI, Ph.D. 139 pp.

In this work, semi-empirical models for estimating global horizontal, direct normal and diffuse horizontal solar irradiances under cloudless skies were developed. These models express the irradiances as functions of the Angstrom turbidity coefficient, Angstrom wavelength exponent, precipitable water and total column ozone. The formulations of these models were based on global, direct normal and diffuse irradiance data, aerosol data and precipitable water data collected at three solar monitoring stations : Chiang Mai (18.78 °N, 98.98 °E), Nakhon Pathom (13.82 °N, 100.04 °E) and Songkhla (7.20 °N, 100.60 °E). The total column ozone at the positions of these stations were derived from AURA/OMI satellite. The model validations for global and diffuse components were carried out by using independent measurement data set from the three stations together with an independent data set collected at Ubon Ratchathani (15.25 °N, 104.87 °E). It was found that the global model predicted the global irradiance with the root mean square difference (RMSD) and mean bias difference (MBD) of 4.3% and -0.04%, respectively whereas the diffuse model showed an agreement with RMSD and MBD of 14.3% and 3.6%, respectively. The direct normal irradiance estimated from the model was compared with measurements at Chiang Mai, Nakhon Pathom and Songkhla and the results showed a good agreement with RMSD and MBD of 7.3% and 1.2%, respectively. The performance of global and direct models compared favorably when tested against other models.

Department of Physics Graduate School, Silpakorn University Academic Year 2009
Student's signature.....
Thesis Advisor's signature.....

กิตติกรรมประกาศ

ในการศึกษาระดับปริญญาโทฉบับนี้ ผู้วิจัยได้รับทุนผู้ช่วยวิจัยจากห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ซึ่งผู้วิจัยขอขอบคุณไว้ ณ ที่นี้เป็นอย่างสูง และขอขอบคุณศูนย์อำนวยการบริหารภาคเหนือ ศูนย์อำนวยการบริหารภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และ ศูนย์อำนวยการบริหารภาคใต้ฝั่งตะวันออกที่ให้ความอนุเคราะห์ด้านสถานที่ติดตั้งและดูแลอุปกรณ์วัด

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณรองศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย ซึ่งเป็นอาจารย์ที่ปรึกษาผู้ให้คำแนะนำด้านวิชาการ พร้อมทั้งจัดหาทุนวิจัย เครื่องมือ อุปกรณ์ และข้อมูลสำหรับการดำเนินงานวิจัย

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณรองศาสตราจารย์จ่านงค์ ชำรงมาศ หัวหน้าภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ให้การสนับสนุนด้านงานบริหารต่างๆ และขอขอบพระคุณรองศาสตราจารย์ ดร. ศิริชัย เทพา อาจารย์ประจำภาควิชาฟิสิกส์ คณะพลังงานและวัสดุศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี ที่กรุณาเสียสละเวลาเป็นกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

นอกจากนี้ ผู้วิจัยขอขอบคุณ อาจารย์วรภาส พรหมเสน ดร.อิสระ มะศิริ คุณรุ่งรัตน์ วัฒนา คุณตรีสุข จันทราช และนักวิจัยทุกท่านของห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ภาควิชาฟิสิกส์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ช่วยเหลือในการอ่าน เรียบเรียงข้อมูลและสอบเทียบหัววัด รวมทั้งสนับสนุนงานวิจัย

ท้ายสุดนี้ คุณประโยชน์ที่เกิดจากวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ ผู้วิจัยขอมอบให้กับบิดาและมารดา รวมทั้งคณาจารย์ทุกท่าน เพื่อตอบแทนพระคุณที่ได้ช่วยให้ผู้วิจัยประสบความสำเร็จในการศึกษา

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	จ
กิตติกรรมประกาศ.....	ฉ
สารบัญตาราง.....	ญ
สารบัญภาพ.....	ฎ
สัญลักษณ์.....	ท
บทที่	
1 บทนำ.....	1
1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา.....	1
1.2 วัตถุประสงค์.....	2
2 หลักทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	3
2.1 แหล่งกำเนิดของรังสีดวงอาทิตย์.....	3
2.2 ความสัมพันธ์ทางเรขาคณิตระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์.....	4
2.2.1 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์.....	4
2.2.2 ทรงกลมท้องฟ้าและทางเดินปรากฏของเทหวัตถุ.....	5
2.2.3 ทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์.....	7
2.2.4 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์.....	9
2.2.5 เวลาและตำแหน่งของดวงอาทิตย์.....	12
2.2.6 มุมตกกระทบของรังสีดวงอาทิตย์บนพื้นเอียง.....	14
2.3 รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก.....	16
2.3.1 สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก.....	16
2.3.2 ค่าคงที่สุริยะ.....	16
2.3.3 รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนพื้นราบ.....	17
2.3.4 รังสีดวงอาทิตย์บนพื้นราบ.....	19
2.4 มวลอากาศที่รังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่าน.....	20
2.5 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	21
2.5.1 แบบจำลองความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ.....	22

บทที่	หน้า
2.5.2 แบบจำลองความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ	29
2.5.3 แบบจำลองความเข้มรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ	32
3 วิธีดำเนินการวิจัยและผล	33
3.1 การเตรียมข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์	33
3.1.1 เครื่องมือวัด	33
3.1.2 การอ่านข้อมูล	43
3.1.3 การสอบเทียบเครื่องวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์	43
3.1.4 การควบคุมคุณภาพข้อมูล	49
3.1.5 การคัดเลือกข้อมูล	50
3.2 การพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ สำหรับประเทศไทย	57
3.2.1 ข้อมูล	57
3.2.1.1 ข้อมูลความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ	58
3.2.1.2 ข้อมูลไอน้ำ	61
3.2.1.3 ข้อมูลฝุ่นละออง	67
3.2.1.4 ข้อมูลโอโซน	81
3.2.2 การสร้างแบบจำลอง	85
3.2.3 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง	87
3.3 การพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ สำหรับประเทศไทย	97
3.3.1 ข้อมูล	97
3.3.2 การสร้างแบบจำลอง	99
3.3.3 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง	101
3.4 การพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ สำหรับประเทศไทย	109
3.4.1 ข้อมูล	109
3.4.2 การสร้างแบบจำลอง	112
3.4.3 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง	113
4 สรุป	118

บทที่	หน้า
บรรณานุกรม.....	110
ภาคผนวก.....	125
ภาคผนวก ก เครื่องมือวัดรังสีดวงอาทิตย์.....	126
ภาคผนวก ข การคัดเลือกวันท้องฟ้าปราศจากเมฆ.....	135
ประวัติผู้วิจัย.....	139

สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
3.1 ผลการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวมของ 4 สถานี.....	48
3.2 ช่วงข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลอง.....	58
3.3 ค่าสัมประสิทธิ์ของแบบจำลองรังสีรวมที่พัฒนาขึ้น.....	86
3.4 ค่า root mean square different (RMSD) และ mean bias different (MSD) ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐมและสงขลา.....	90
3.5 แบบจำลองความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ.....	91
3.6 ค่า RMSD (%) และ MBD (%) ของแต่ละแบบจำลองสำหรับ 4 สถานี.....	95
3.7 ช่วงข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลอง.....	97
3.8 ค่าสัมประสิทธิ์ของแบบจำลองรังสีตรงที่พัฒนาขึ้น.....	100
3.9 ค่า root mean square different (RMSD) และ mean bias different (MSD) ของสถานีเชียงใหม่ นครปฐมและสงขลา.....	104
3.10 แบบจำลองความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ.....	104
3.11 ค่า RMSD (%) และ MBD (%) ของแต่ละแบบจำลองสำหรับ 3 สถานี.....	108
3.12 ช่วงข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลอง.....	110
3.13 ค่าสัมประสิทธิ์ของแบบจำลองรังสีกระจายที่พัฒนาขึ้น.....	113
3.14 ค่า root mean square different (RMSD) และ mean bias different (MSD) ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐมและสงขลา.....	117

สารบัญภาพ

ภาพที่	หน้า
2.1 โครงสร้างของดวงอาทิตย์.....	4
2.2 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์.....	4
2.3 โลกและท้องฟ้า.....	6
2.4 ลักษณะท้องฟ้า.....	7
2.5 ตำแหน่งของดวงอาทิตย์เมื่อเทียบกับศูนย์สูตรโลก.....	8
2.6 ทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า.....	8
2.7 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยใช้ระบบอาซิมุท – อัลติจูด.....	9
2.8 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยใช้ระบบศูนย์สูตร.....	11
2.9 การแปรค่าในรอบปีของความแตกต่างระหว่างเวลาดวงอาทิตย์กับเวลาดวง อาทิตย์เฉลี่ย (E_t) (Iqbal, 1983).....	13
2.10 มุมตกกระทบของลำแสงอาทิตย์บนพื้นเอียง.....	15
2.11 สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก (Iqbal, 1983).....	16
2.12 แสดงรังสีเฉพาะขณะในระนาบตั้งฉากกับทิศของรังสีและระนาบของพื้นราบ.....	18
2.13 รังสีดวงอาทิตย์บนพื้นราบ.....	20
3.1 ตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดสถานีวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ทั้ง 4 สถานีตาม ภูมิภาคหลักของประเทศไทย.....	34
3.2 อุปกรณ์วัดรังสีรวมที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่.....	35
3.3 อุปกรณ์วัดรังสีตรงที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่.....	36
3.4 อุปกรณ์วัดรังสีกระจายที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่.....	36
3.5 อุปกรณ์บันทึกข้อมูลที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่.....	36
3.6 อุปกรณ์วัดรังสีรวมที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี.....	37
3.7 อุปกรณ์วัดรังสีกระจายที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี.....	38
3.8 อุปกรณ์บันทึกข้อมูลที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี.....	38
3.9 อุปกรณ์วัดรังสีรวมที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.....	39
3.10 อุปกรณ์วัดรังสีตรงที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.....	39
3.11 อุปกรณ์วัดรังสีกระจายที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.....	40
3.12 อุปกรณ์บันทึกข้อมูลที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม.....	40
3.13 อุปกรณ์วัดรังสีรวมที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	41

ภาพที่	หน้า
3.14 อุปกรณ์วัดรังสีตรงที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	41
3.15 อุปกรณ์วัดรังสีกระจายที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	42
3.16 อุปกรณ์บันทึกข้อมูลที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา.....	42
3.17 การสอบเทียบไพราโนมิเตอร์ที่สถานีเชียงใหม่ เมื่อเดือนพฤษภาคม 2009.....	44
3.18 การสอบเทียบไพราโนมิเตอร์ที่สถานีอุบลราชธานี เมื่อเดือนพฤษภาคม 2009.....	45
3.19 การสอบเทียบไพราโนมิเตอร์ที่สถานีนครปฐม เมื่อเดือนกุมภาพันธ์ 2010.....	45
3.20 การสอบเทียบไพราโนมิเตอร์ที่สถานีสงขลา เมื่อเดือนเมษายน 2009.....	46
3.21 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากห้ววัดมาตรฐาน กับค่าศักย์ไฟฟ้าจากห้ววัดของสถานีเชียงใหม่.....	46
3.22 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากห้ววัดมาตรฐาน กับค่าศักย์ไฟฟ้าจากห้ววัดของสถานีอุบลราชธานี.....	47
3.23 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากห้ววัดมาตรฐาน กับค่าศักย์ไฟฟ้าจากห้ววัดของสถานีนครปฐม.....	47
3.24 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากห้ววัดมาตรฐาน กับค่าศักย์ไฟฟ้าจากห้ววัดของสถานีสงขลา.....	48
3.25 ลักษณะของข้อมูลผิดปกติที่จำเป็นต้องตรวจสอบ.....	50
3.26 เครื่อง sunphotometer ของสถานีเชียงใหม่.....	51
3.27 เครื่อง sunphotometer ของสถานีอุบลราชธานี.....	52
3.28 เครื่อง sunphotometer ของสถานีนครปฐม.....	52
3.29 เครื่อง sunphotometer ของสถานีสงขลา.....	53
3.30 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าของสถานีเชียงใหม่.....	53
3.31 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าของสถานีอุบลราชธานี.....	54
3.32 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าของสถานีนครปฐม.....	54
3.33 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าของสถานีสงขลา.....	55
3.34 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าจากเครื่อง sky view ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ สถานีเชียงใหม่ วันที่ 30 พฤศจิกายน 2008 เวลา 12.00 น.....	55
3.35 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าจากเครื่อง sky view ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ สถานีอุบลราชธานี วันที่ 1 พฤศจิกายน 2009 เวลา 8.40 น.....	56

ภาพที่	หน้า
3.53 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ตามเวลาในรอบวันของสถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008.....	69
3.54 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ตามเวลาในรอบวันของสถานีอุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010.....	69
3.55 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ตามเวลาในรอบวันของสถานีนครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008.....	70
3.56 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ตามเวลาในรอบวันของสถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008.....	70
3.57 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ตามเวลาในรอบวัน ของสถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008.....	71
3.58 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ตามเวลาในรอบวัน ของสถานีอุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010.....	71
3.59 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ตามเวลาในรอบวัน ของสถานีนครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008.....	72
3.60 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ตามเวลาในรอบวัน ของสถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008.....	72
3.61 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ตามเวลาในรอบวัน ของสถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008.....	73
3.62 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ตามเวลาในรอบวัน ของสถานีอุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010.....	73
3.63 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ตามเวลาในรอบวัน ของสถานีนครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008.....	74
3.64 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ตามเวลาในรอบวัน ของสถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008.....	74
3.65 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ในรอบปี ของสถานีเชียงใหม่ ปี 2008.....	75
3.66 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ในรอบปี ของสถานีอุบลราชธานี ตุลาคม 2009 – มีนาคม 2010.....	75

ภาพที่	หน้า
3.67 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ในรอบปี ของสถานีนครปฐม ปี 2008.....	76
3.68 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ในรอบปี ของสถานีสงขลา ปี 2008.....	76
3.69 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ในรอบปี ของสถานีเชียงใหม่ ปี 2008.....	77
3.70 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ในรอบปี ของสถานีอุบลราชธานี ตุลาคม 2009 – มีนาคม 2010.....	77
3.71 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ในรอบปี ของสถานีนครปฐม ปี 2008.....	78
3.72 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ในรอบปี ของสถานีสงขลา ปี 2008.....	78
3.73 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ในรอบปี ของสถานีเชียงใหม่ ปี 2008.....	79
3.74 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ในรอบปี ของสถานีอุบลราชธานี ตุลาคม 2009 – มีนาคม 2010.....	79
3.75 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ในรอบปี ของสถานีนครปฐม ปี 2008.....	80
3.76 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ในรอบปี ของสถานีสงขลา ปี 2008.....	80
3.77 การดูคลิ่นรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ ของโอโซนในบรรยากาศ.....	81
3.78 การวัดปริมาณ โอโซนในบรรยากาศ.....	82
3.79 ดาวเทียม AURA ขององการ NASA.....	82
3.80 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณโอโซนในรอบปีของสถานีเชียงใหม่ ปี 2008.....	83
3.81 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณโอโซนในรอบปีของสถานีอุบลราชธานี เมษายน 2009 – มีนาคม 2010.....	83
3.82 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณโอโซนในรอบปีของสถานีนครปฐม ปี 2008.....	84
3.83 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณโอโซนในรอบปีของสถานีสงขลา ปี 2008.....	84

ภาพที่	หน้า
3.84 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของสถานีเชียงใหม่.....	88
3.85 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของสถานีอุบลราชธานี.....	88
3.86 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของสถานีนครปฐม.....	89
3.87 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของสถานีสงขลา.....	89
3.88 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของทุกสถานี.....	90
3.89 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของแบบจำลอง Haurwitz.....	92
3.90 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของแบบจำลอง Daneshyar-Paltridge-Proctor.....	92
3.91 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของแบบจำลอง Berger-Duffie.....	93
3.92 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของแบบจำลอง Adnote- Bourges-Campana- Gicquel.....	93
3.93 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของแบบจำลอง Kasten-Czeplak.....	94
3.94 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของแบบจำลอง Robledo-Soler.....	94
3.95 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของแบบจำลอง Berlynd.....	95
3.96 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีตรงในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ของสถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008.....	98
3.97 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีตรงในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ของสถานีนครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008.....	98

ภาพที่	หน้า
3.98 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีตรงในวันที่ห้องฟ้าปราศจากเมฆ ของสถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008.....	96
3.99 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของสถานีเชียงใหม่.....	99
3.100 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของสถานีนครปฐม.....	100
3.101 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของสถานีสงขลา.....	100
3.102 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ ของทุกสถานี.....	101
3.103 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Marjumdar et al.(1972).....	103
3.104 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Paltridge and Platt(1976).....	103
3.105 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Hoyt(1978) and Sasamori et al.(1972).....	104
3.106 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Bird and Hulstrom(1981).....	104
3.107 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Psiloglou et al.(2007).....	105
3.108 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Ineichen(2008).....	105
3.109 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีกระจายในวันที่ห้องฟ้าปราศจากเมฆ ของสถานี เชียงใหม่ วันที่ 8 มกราคม 2009.....	110
3.110 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีกระจายในวันที่ห้องฟ้าปราศจากเมฆ ของสถานี อุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010.....	111
3.111 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีกระจายในวันที่ห้องฟ้าปราศจากเมฆ ของสถานี นครปฐม วันที่ 5 มกราคม 2009.....	111

ภาพที่	หน้า
3.112 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีกระจายในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ของสถานีสงขลา วันที่ 19 กุมภาพันธ์ 2007.....	112
3.113 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของสถานี เชียงใหม่.....	114
3.114 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของสถานี อุบลราชธานี.....	115
3.115 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของสถานี นครปฐม.....	115
3.116 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของสถานี สงขลา.....	116
3.117 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของ ทุกสถานี.....	116
A1.1 แสดงลักษณะของไพราโนมิเตอร์แบบ Robitzsch bimetallic.....	125
A1.2 แสดงสารกึ่งตัวนำที่ใช้เป็น sensor ของไพราโนมิเตอร์.....	126
A1.3 แสดงการตอบสนองต่อสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ของไพราโนมิเตอร์แบบใช้ photoelectric sensor.....	127
A1.4 ลักษณะของไพราโนมิเตอร์แบบใช้ photoelectric sensor.....	127
A1.5 thermoelectric sensor แบบต่างๆ.....	128
A1.6 การตอบสนองต่อสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ของไพราโนมิเตอร์ แบบใช้ thermoelectric sensor.....	129
A1.7 ลักษณะของไพราโนมิเตอร์แบบใช้ thermoelectric sensor.....	129
A1.8 Abbot Water-Flow Pyrheliometer.....	130
A1.9 Abbot Silver-Disk Pyrheliometer.....	131
A1.10 Angstrom Electrical Compensation Pyrheliometer.....	132
A1.11 Active Cavity Pyrheliometer.....	133
A1.12 field pyrheliometer ที่ผลิตโดยบริษัท Eppley.....	134
A1.13 field pyrheliometer ที่ผลิตโดยบริษัท Kipp & Zonen.....	134
A2.1 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky view).....	136
A2.2 ภาพถ่ายท้องฟ้าในวันท้องฟ้าปราศจากเมฆและวันที่มีเมฆ.....	137

ภาพที่

หน้า

A2.3 Algorithm ของ โปรแกรมคัดเลือกข้อมูลท้องฟ้าปราศจากเมฆของ AERONET.....	138
---	-----

สัญลักษณ์

a_a	=	ค่าการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง [-]
a_g	=	ค่าการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากโอโซน [-]
a_w	=	ค่าการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากไอน้ำ [-]
d_n	=	ลำดับวันในรอบปี ($d_n = 1$ สำหรับวันที่ 1 มกราคม) [-]
E_o	=	แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร [-]
E_t	=	สมการเวลา [นาฬิกา]
I_{sc}	=	ค่าคงที่สุริยะ [1366.1 W/m^2]
I_G	=	ความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]
$I_{G,meas}$	=	ความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัด [W/m^2]
$I_{G,model}$	=	ความเข้มรังสีรวมที่คำนวณจากแบบจำลอง [W/m^2]
H_o	=	รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกรายวันบนพื้นราบ [MJ/m^2]
h	=	ความสูงจากระดับน้ำทะเล [m]
I	=	ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ [W/m^2]
I_{BN}	=	ความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ (direct normal irradiance) [W/m^2]
$I_{BN,meas}$	=	ค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัด [W/m^2]
$I_{BN,model}$	=	ค่าความเข้มรังสีตรงที่คำนวณจากแบบจำลอง [W/m^2]
I_d	=	ความเข้มรังสีกระจายบนพื้นราบ (diffuse irradiance) [W/m^2]
I_o	=	รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนพื้นราบ [W/m^2]
I_{on}	=	รังสีดวงอาทิตย์ที่ตกตั้งฉากกับระนาบรับรังสีนอกบรรยากาศโลก [W/m^2]
I'_o	=	ค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกที่พัฒนาสำหรับแบบจำลอง Ineichen (2008) [W/m^2]
k_a	=	ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) [-]
$k_{a\lambda}$	=	ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น λ [-]
$k_{a(380)}$	=	ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 380 nm [-]
$k_{a(500)}$	=	ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 nm [-]
$k_{a(675)}$	=	ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 675 nm [-]
L_{loc}	=	เส้นลองจิจูดผู้สังเกต [องศา]

L_s	=	เส้นลองจิจูดมาตรฐาน [องศา]
LST	=	เวลามาตรฐานท้องถิ่น [ชม:นาทึ]
m_{act}	=	มวลอากาศที่รังสีดวงอาทิตย์เดินทางจริง [-]
m_r, m_a	=	relative optical air mass [-]
N	=	จำนวนข้อมูล [-]
N_d	=	ความยาวของวัน [ชั่วโมง]
P	=	ความดันบรรยากาศ [mbar]
P_o	=	ความดันบรรยากาศมาตรฐาน (1013.25 mbar)
r	=	ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ [km]
r_o	=	ระยะทางเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (1.496×10^8 km)
S	=	sensitivity ที่ได้จากเครื่องวัด [$V/W \cdot m^2$]
ST	=	เวลาดวงอาทิตย์ [ชม:นาทึ]
s	=	ทางเดินของรังสีดวงอาทิตย์จริง (geometrical path length) [km]
T_a	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงและดูดกลืนของ ฝุ่นละออง [-]
T_{as}	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงของฝุ่นละออง [-]
T_{CO}	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของก๊าซ CO [-]
T_{CO_2}	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของก๊าซ CO ₂ [-]
T_g	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงและดูดกลืน ของก๊าซ [-]
T_L	=	Link turbidity factor for air mass 2
T_{NO_2}	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของก๊าซ NO ₂ [-]
T_{O_2}	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของก๊าซ O ₂ [-]
T_o	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของโอโซน [-]
T_r	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ [-]
T_w	=	ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของไอน้ำ [-]
T_0, u และ v	=	site specific parameter
U_{CH_4}	=	ปริมาณ CH ₄
U_{CO}	=	ปริมาณ CO
U_{NO_2}	=	ปริมาณ NO ₂

U_{O_2}	=	ปริมาณ O_2
U_o	=	ozone relative optical path length [cm]
U_w	=	pressure corrected optical path length [cm]
V	=	ศักย์ไฟฟ้าที่ได้จากเครื่องวัด [V]
w	=	ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ [cm]
Γ	=	มุมวัน (day angle) [เรเดียน]
δ	=	เดคลิเนชัน [องศา]
ω	=	มุมชั่วโมง [องศา]
ω_s	=	มุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ตก [องศา]
ψ	=	มุมอาซิมุท [องศา]
ϕ	=	ละติจูด [องศา]
θ	=	มุมตกกระทบกับลำแสงบนพื้นเอียง [องศา]
θ_z	=	มุมเซนิท [องศา]
ρ	=	ความหนาแน่นของอากาศ [kg/m^3]
β	=	สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) [-]
β_s	=	มุมที่พื้นเอียงทำกับพื้นราบ [องศา]
α	=	เลขยกกำลังอังสตรอม (Angstrom wavelength exponent) [-]
α_s	=	มุมอัลติจูด [องศา], มุมเงยดวงอาทิตย์ (solar elevation angle) [องศา]
ℓ	=	ปริมาณโอโซน (total ozone column) [cm]
τ_B	=	ค่าความลึกเชิงแสงสำหรับแบบจำลอง Ineichen (2008) [-]
γ	=	มุมอาซิมุทของเงาของเส้นตั่งฉากกับพื้นเอียง [องศา]
$a_1, b_1, c_1, d_1, e_1, f_1, g_1$	=	สัมประสิทธิ์สำหรับแบบจำลองรังสีรวมบนพื้นราบที่สร้างขึ้น ในงานวิจัยนี้
$a_2, b_2, c_2, d_2, e_2, f_2, g_2$	=	สัมประสิทธิ์สำหรับแบบจำลองรังสีตรงบนระนาบตั้งฉาก กับลำแสงอาทิตย์ที่สร้างขึ้นในงานวิจัยนี้

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ มีความสำคัญในงานด้านฟิสิกส์บรรยากาศและพลังงานแสงอาทิตย์ ทั้งนี้เพราะเป็นค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์สูงสุดที่ตกกระทบพื้นผิวโลก โดยจะใช้เป็นค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์อ้างอิง ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจะประกอบด้วย 2 ส่วน ได้แก่ รังสีตรงและรังสีกระจาย โดยผลรวมของรังสีทั้งสองบนพื้นราบจะเรียกว่ารังสีรวม กรณีของรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจะใช้เป็นรังสีอ้างอิงสำหรับหาสัมประสิทธิ์ความโปร่งใสของบรรยากาศ (clearness index) ซึ่งใช้ในการคำนวณรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าทั่วไป นอกจากนี้ยังใช้ประกอบการคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์จากภาพถ่ายดาวเทียม ในด้านของรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสามารถนำไปใช้เป็นความเข้มรังสีดวงอาทิตย์อ้างอิงเพื่อคำนวณความเข้มรังสีตรงจากภาพถ่ายดาวเทียม สำหรับรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสามารถนำไปใช้ในการศึกษาผลของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีดวงอาทิตย์ในบรรยากาศ นอกเหนือจากงานในด้านสถิติแล้วการศึกษาความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆยังมีประโยชน์ในงานด้านวิศวกรรม โดยแบบจำลองค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์มีความสำคัญมากเนื่องจากเป็นแบบจำลองที่ให้ค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์สูงสุด ซึ่งไม่มีผลของเมฆเข้ามาเกี่ยวข้อง และใช้สำหรับการประเมินประสิทธิภาพของระบบพลังงานแสงอาทิตย์ที่สามารถมีได้สูงสุด เพื่อการออกแบบระบบจักรกลให้เหมาะสมต่อการนำไปใช้กับพื้นที่ต่างๆ เช่น ระบบทำความร้อนพลังงานแสงอาทิตย์ (solar heating) ระบบการผลิตไฟฟ้าจากพลังงานแสงอาทิตย์ (photovoltaic plants) และระบบปรับอากาศภายในอาคาร เป็นต้น

เนื่องจากปัจจุบันแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆมีหลายแบบจำลอง โดยแต่ละแบบจำลองสร้างมาจากข้อมูลที่แตกต่างกันและมีความเหมาะสมในการใช้งานที่ต่างกัน สำหรับประเทศไทยยังไม่มีแบบจำลองที่ใช้ในการคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ซึ่งสามารถใช้งานได้ทุกภูมิภาค

ของประเทศ ดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอที่จะพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ดังกล่าวสำหรับประเทศไทย

1.2 วัตถุประสงค์

- (1) เพื่อพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสำหรับประเทศไทย
- (2) เพื่อทดสอบเปรียบเทียบสมรรถนะของแบบจำลองที่พัฒนาขึ้น

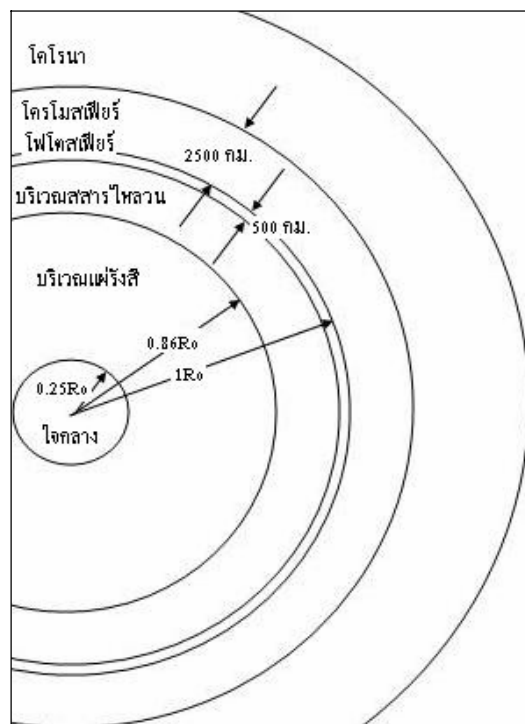
บทที่ 2

หลักทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

รังสีดวงอาทิตย์เป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่แผ่จากดวงอาทิตย์โดยมีความยาวคลื่นค่าต่างๆ ตั้งแต่รังสีแกมมาจนถึงคลื่นวิทยุ รังสีดวงอาทิตย์เมื่อผ่านชั้นบรรยากาศและตกกระทบพื้นผิวโลก ในบริเวณต่างๆ นั้นจะมีปริมาณที่แตกต่างกัน รวมทั้งมีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาในรอบวันและตามฤดูกาลในรอบปี การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวเป็นผลมาจากความสัมพันธ์ทางเรขาคณิตระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ และสภาวะทางอุตุนิยมวิทยาของบริเวณนั้นๆ ดังนั้นสำหรับในบทนี้จึงอธิบายเกี่ยวกับคุณสมบัติและธรรมชาติของรังสีดวงอาทิตย์เพื่อนำรังสีดวงอาทิตย์มาใช้ประโยชน์อย่างมีประสิทธิภาพ

2.1 แหล่งกำเนิดของรังสีดวงอาทิตย์

ดวงอาทิตย์เป็นดาวฤกษ์และเป็นศูนย์กลางของระบบสุริยะ (solar system) ซึ่งมีโลกและดาวเคราะห์อื่นๆ เป็นบริวาร มวลของดวงอาทิตย์มีค่าประมาณ 1.989×10^{30} กิโลกรัม หรือประมาณ 3 แสนเท่าของมวลของโลก มวลจำนวนมากนี้กดทับกันด้วยแรงโน้มถ่วง ทำให้บริเวณใจกลางมีความดันสูงถึง 3.4×10^{16} ปาสคาล และอุณหภูมิสูง 15×10^6 เคลวิน จนทำให้เกิดปฏิกิริยาเทอร์โมนิวเคลียร์ขึ้น จากปฏิกิริยาดังกล่าวไฮโดรเจนซึ่งเป็นองค์ประกอบส่วนใหญ่ของดวงอาทิตย์จะหลอมรวมกันเป็นฮีเลียมและให้พลังงานออกมาในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ซึ่งมีความยาวคลื่นสั้นในช่วงของรังสีแกมมา คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้านี้จะส่งผ่านออกมาภายนอกผ่านมวลสารชั้นถัดออกมา มวลสารเหล่านี้จะดูดกลืนคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า แล้วเปล่งคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งมีความยาวคลื่นยาวขึ้น เมื่อมาถึงผิวดาวคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าส่วนใหญ่จะมีความยาวคลื่นในช่วงแสงสว่างและรังสีอินฟราเรด

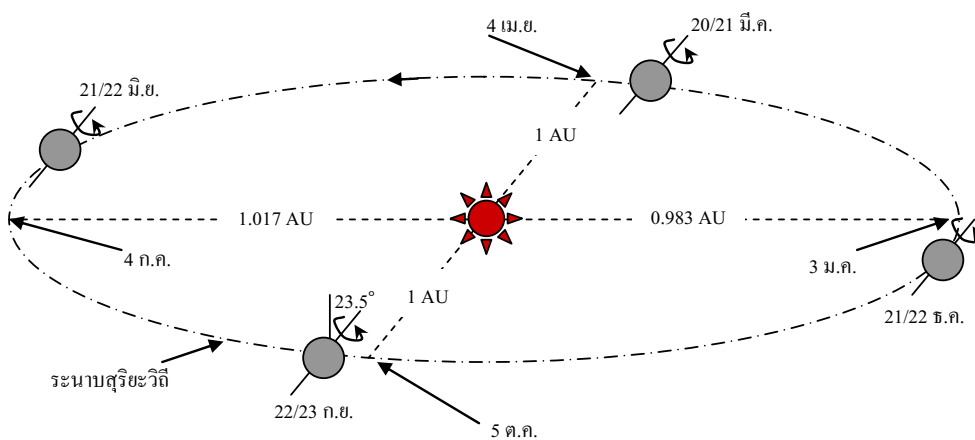


รูปที่ 2.1 โครงสร้างของดวงอาทิตย์

2.2 ความสัมพันธ์ทางเรขาคณิตระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์

2.2.1 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์

วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์มีลักษณะเป็นวงรี โดยมีความรี (eccentricity) เท่ากับ 0.016722 มีระยะกึ่งแกนหลัก (semi-major axis) 1.4968×10^8 กิโลเมตร โดยมีดวงอาทิตย์อยู่ที่จุดโฟกัสหนึ่งของวงรีดังกล่าว ดังแสดงในรูปที่ 2.2



รูปที่ 2.2 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์

ระนาบของวงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์เรียกว่า ระนาบสุริยะวิถี (ecliptic plane) แกนหมุนของโลกเอียงทำมุมกับเส้นตั้งฉากของระนาบสุริยะวิถี $23\frac{1}{2}^{\circ}$ องศา ดังนั้นระนาบศูนย์สูตร (equatorial plane) ของโลกจึงทำมุมกับระนาบสุริยะวิถี $23\frac{1}{2}^{\circ}$ องศาด้วย การที่แกนหมุนของโลกเอียงนี้ทำให้โลกหันซีกเหนือและซีกใต้เข้าหาดวงอาทิตย์มากน้อยต่างกันในขณะที่โคจรรอบดวงอาทิตย์ โดยโลกจะหันซีกเหนือเข้าหาดวงอาทิตย์มากที่สุดในวันที่ 21 หรือ 22 มิถุนายน หรือ โซลส์ติกส์ฤดูร้อน (summer solstice) ณ ตำแหน่งนี้กลางวันของซีกโลกเหนือจะยาวที่สุด โลกจะหันซีกใต้เข้าหาดวงอาทิตย์มากที่สุดในวันที่ 21 หรือ 22 ธันวาคม หรือ โซลส์ติกส์ฤดูหนาว (winter solstice) ดังนั้นการเกิดฤดูกาลจึงเป็นผลมาจากการที่แกนหมุนของโลกเอียงทำมุมกับเส้นตั้งฉากของระนาบสุริยะวิถี

เนื่องจากวงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์จึงเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา โดยมีระยะเฉลี่ยเท่ากับ 1.496×10^8 กิโลเมตร หรือ 1 หน่วยดาราศาสตร์ (astronomical unit, AU) โลกจะอยู่ที่ตำแหน่งใกล้ดวงอาทิตย์ที่สุด (perihelion) ที่ระยะห่าง 0.983 AU หรือในวันที่ 3 มกราคม และอยู่ที่ตำแหน่งไกลสุด (aphelion) ที่ระยะห่าง 1.017 AU ในวันที่ 4 กรกฎาคม ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์มีผลต่อปริมาณพลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบบนพื้นผิวโลก ระยะทางดังกล่าวแปรไปตามวันต่างๆ ในรอบปี ตามสมการต่อไปนี้ (Iqbal, 1983)

$$E_0 = (r/r_0)^2 = 1.000110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma \quad (2.1)$$

โดยที่

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

เมื่อ

Γ คือ มุมวัน (day angle) [เรเดียน]

r คือ ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ [km]

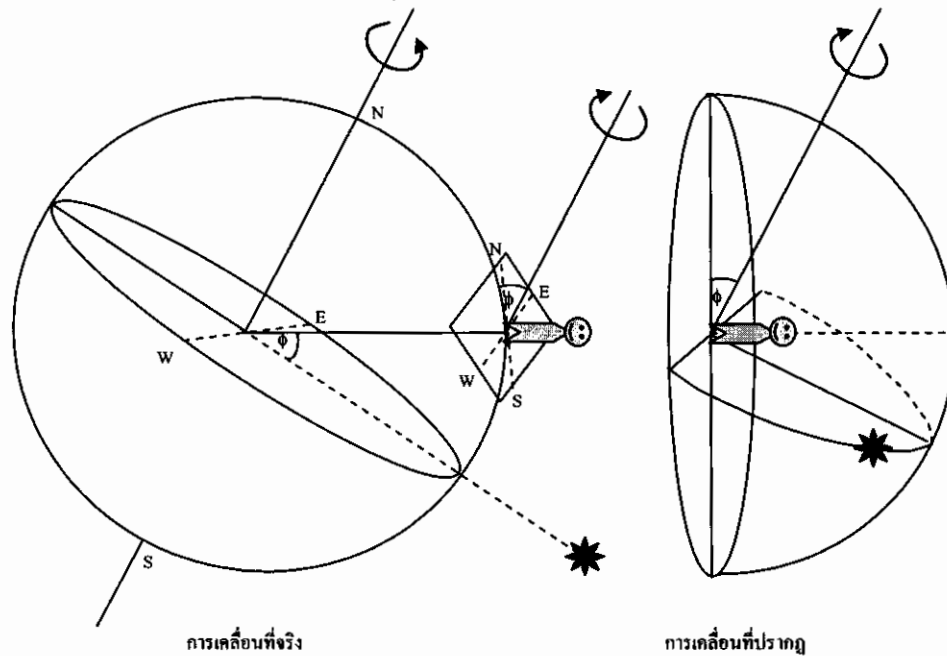
r_0 คือ ระยะทางเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ [1.496×10^8 km]

d_n คือ ลำดับของวันในรอบปี ($d_n = 1$ สำหรับวันที่ 1 มกราคม) [-]

2.2.2 ทรงกลมท้องฟ้าและทางเดินปรากฏของเทหวัตถุ

ขณะที่โลกโคจรไปรอบดวงอาทิตย์จากทิศตะวันออกไปยังทิศตะวันตก โลกจะหมุนรอบตัวเองไปในทิศเดียวกันด้วย ถ้าสมมุติว่าเราอยู่ที่ผิวโลก ณ ตำแหน่งละติจูด ϕ และลองจิจูดใดๆ ตัวเราก็จะเคลื่อนที่ไปพร้อมกับผิวโลก และถ้าไม่มีสิ่งกีดขวางเมื่อเรามองไปรอบๆ ตัว เราจะเห็นขอบ

ฟ้ากลม ทั้งนี้เพราะสายตาเรามองได้ไกลสุดเท่ากันทุกทิศทุกทาง และถ้าแขนยื่นคู้ข้างบนเราก็จะเห็นท้องฟ้าโค้งเป็นครึ่งทรงกลมครอบเราอยู่ เพราะเรารับรู้แสงที่มาจากท้องฟ้าซึ่งเกิดจากการกระเจิงของบรรยากาศมาเข้าตาเราเท่ากันทุกทิศทุกทาง



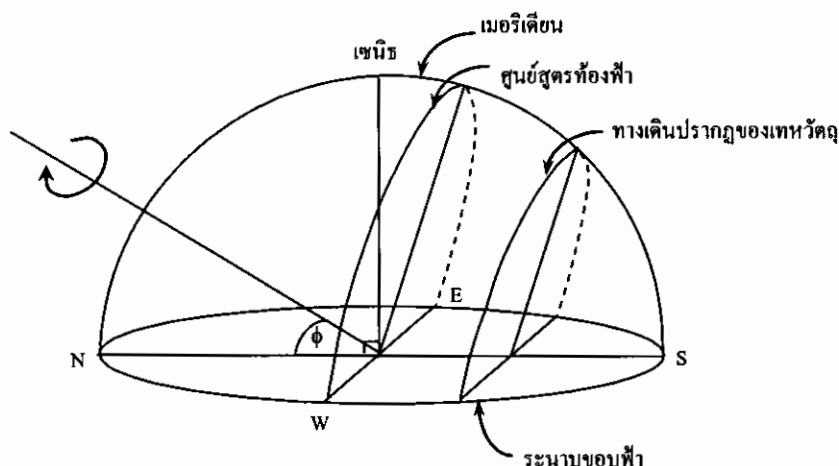
รูปที่ 2.3 โลกและท้องฟ้า

ดวงดาวต่างๆ ซึ่งอยู่ไกลมากจะถือว่าอยู่นิ่งกับที่เมื่อเทียบกับการเคลื่อนของโลก เราจะเคลื่อนที่ไปพร้อมกับการหมุนรอบตัวเองของโลกจากทิศตะวันตกไปตะวันออกผ่านดวงดาวต่างๆ แต่เนื่องจากพื้นผิวโลกกว้างใหญ่มากเมื่อเทียบกับขนาดของวัตถุต่างๆ บนโลก เราจึงมีความรู้สึกว่าพื้นผิวโลกอยู่นิ่งกับที่และดวงดาวต่างๆ เป็นฝ่ายเคลื่อนที่จากทิศตะวันออกไปทิศตะวันตกรอบแกนหมุนซึ่งขนานกับแกนหมุนของโลก เรียกแกนหมุนนี้ว่าแกนหมุนท้องฟ้า ระนาบของพื้นโลกที่เราอยู่เรียกว่า ระนาบขอบฟ้า (horizontal plane) จากหลักเรขาคณิตสามารถพิสูจน์ได้ว่าแกนหมุนท้องฟ้าจะทำมุมกับระนาบขอบฟ้าเท่ากับละติจูดที่เราอยู่ โดยทั่วไปสายตาของมนุษย์ไม่สามารถบอกความแตกต่างของระยะทางระหว่างตนเองกับวัตถุ 2 ชิ้น ซึ่งแต่ละชิ้นอยู่ห่างจากเราไม่เท่ากัน ถ้าวัตถุทั้งสองอยู่ไกลรามา สายตาของเราจะสังเกตเห็นวัตถุเหล่านั้นอยู่ห่างจากเราเท่ากันหมด ด้วยเหตุนี้เราจึงเห็นท้องฟ้ามีลักษณะเป็นครึ่งทรงกลมครอบเราอยู่ โดยมีเทหวัตถุ (celestial object) เช่น ดาวฤกษ์ต่างๆ ยึดติดกับทรงกลมท้องฟ้าและเคลื่อนที่รอบแกนหมุนซึ่งขนานกับแกนหมุนของโลกด้วยอัตราเดียวกับอัตราการหมุนของโลกรอบตัวเองคือ 1 รอบต่อวัน

ถ้าดาวฤกษ์ดวงหนึ่งอยู่ในระนาบเดียวกับระนาบศูนย์สูตรโลก ขณะที่โลกหมุนรอบตัวเองคนที่อยู่ ณ ตำแหน่งศูนย์สูตรจะเห็นดาวดวงนี้เคลื่อนที่จากขอบฟ้าด้านตะวันออกไปยังขอบฟ้า

ตะวันตกในระนาบที่ขนานกับระนาบศูนย์สูตรโลก เรียกระนาบดังกล่าวว่า ระนาบศูนย์สูตรท้องฟ้า (celestial equator) ถึงแม้ว่าคนที่ไม่ได้อยู่ที่ศูนย์สูตรก็จะเห็นการเคลื่อนที่ของดาวดังกล่าว เช่นเดียวกับคนที่อยู่ที่ศูนย์สูตร ทั้งนี้เพราะระยะทางบนโลกมีค่าน้อยมากเมื่อเทียบกับระยะทางจากโลกถึงดาวต่างๆ ระนาบศูนย์สูตรท้องฟ้าจะอยู่ในแนวตะวันออกตะวันตกและตั้งฉากกับแกนหมุนของทรงกลมท้องฟ้าเช่นเดียวกับในกรณีของแกนหมุนของโลกซึ่งตั้งฉากกับระนาบศูนย์สูตรของโลก

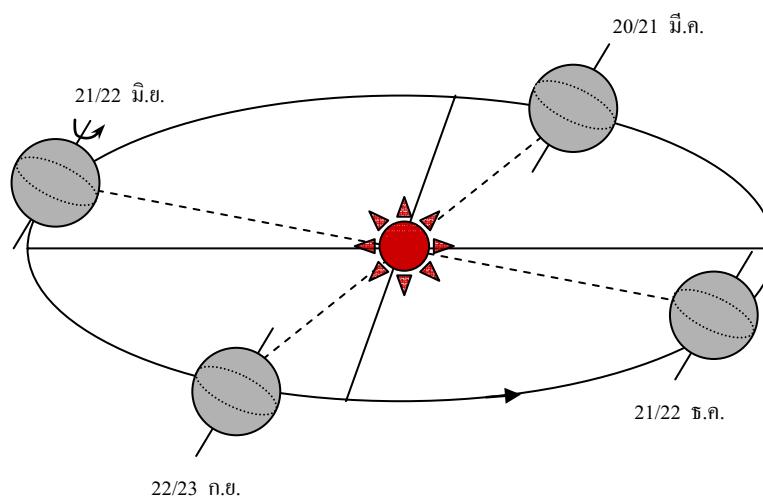
สำหรับดาวอื่นที่มีโคอยู่ในระนาบเดียวกันกับระนาบศูนย์สูตรของโลกก็จะมีการเคลื่อนที่ติดไปกับทรงกลมท้องฟ้าในระนาบที่ขนานกับระนาบศูนย์สูตรท้องฟ้าด้วยอัตราเดียวกันกับอัตราหมุนของโลก ท้องฟ้าที่ปรากฏต่อผู้สังเกตทั่วไปจะมีลักษณะดังรูปที่ 2.4



รูปที่ 2.4 ลักษณะของท้องฟ้า

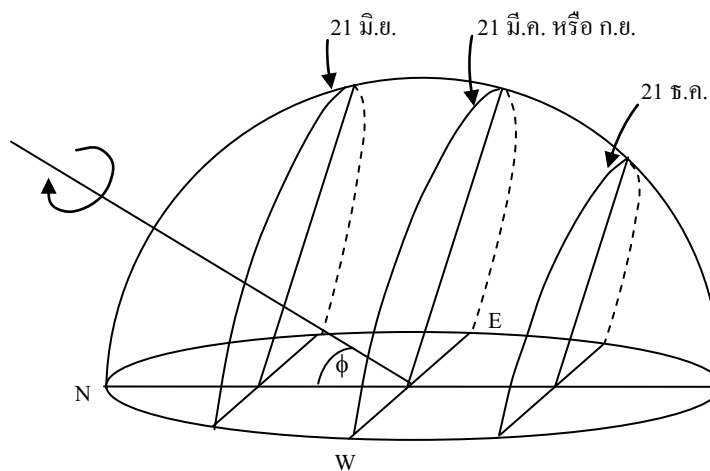
2.2.3 ทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์

โดยทั่วไปตำแหน่งของดาวฤกษ์จะอยู่คงที่เมื่อเทียบกับระนาบศูนย์สูตรของโลก ทั้งนี้ เพราะดาวฤกษ์อยู่ไกลจากโลกมากจนไม่สามารถสังเกตการเคลื่อนที่ได้ในช่วงเวลาสั้นๆ ดังนั้นเราจึงเห็นดาวฤกษ์อยู่ในระนาบเดิมซึ่งขนานกับระนาบศูนย์สูตรท้องฟ้า แต่กรณีของดาวเคราะห์และดวงอาทิตย์จะมีการเปลี่ยนระนาบการเคลื่อนที่บนท้องฟ้าไปตามเวลาในรอบปี ทั้งนี้เพราะเหตุวัตถุเหล่านี้อยู่ใกล้โลก และมีตำแหน่งเปลี่ยนแปลงไปตลอดเวลาเมื่อเทียบกับระนาบศูนย์สูตรของโลก ในกรณีของดวงอาทิตย์จะสามารถแสดงให้เห็นได้ดังรูปที่ 2.5



รูปที่ 2.5 ตำแหน่งของดวงอาทิตย์เมื่อเทียบกับศูนย์กลางโลก

จากรูปที่ 2.5 จะเห็นว่าในวันที่ 20 หรือ 21 มีนาคม และ 22 หรือ 23 กันยายน ดวงอาทิตย์จะอยู่ในระนาบเดียวกับระนาบอิกเวเตอร์โลก สำหรับในวันที่ 21 หรือ 22 มิถุนายน ดวงอาทิตย์จะอยู่เหนือระนาบอิกเวเตอร์มากที่สุด และวันที่ 21 หรือ 22 ธันวาคม จะอยู่ใต้ระนาบอิกเวเตอร์มากที่สุด ดังนั้นระนาบทางเดินของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าจึงเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา บางครั้งอยู่ด้านเหนือและบางครั้งอยู่ด้านใต้ของระนาบอิกเวเตอร์ท้องฟ้า เนื่องจากระนาบอิกเวเตอร์ของโลกทำมุมกับระนาบสุริยวิถี $23\frac{1}{2}$ องศา ดังนั้นทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์จึงสามารถอยู่ห่างจากอิกเวเตอร์ได้มากที่สุด $23\frac{1}{2}$ องศา ลักษณะทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าแสดงได้ตามรูปที่ 2.6



รูปที่ 2.6 ทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้า

จากรูปจะเห็นว่า ช่วงระยะเวลาที่ดวงอาทิตย์อยู่เหนือขอบฟ้า หรือความยาวของกลางวันจะเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาในรอบปี และขึ้นกับตำแหน่งเส้นรุ้งของผู้สังเกต โดยที่ในช่วงฤดูร้อนดวงอาทิตย์จะอยู่ทางเหนือของศูนย์สูตรท้องฟ้าและมีกลางวันยาวกว่าในช่วงฤดูหนาวซึ่งดวงอาทิตย์อยู่ทางใต้ของศูนย์สูตรท้องฟ้า

2.2.4 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์

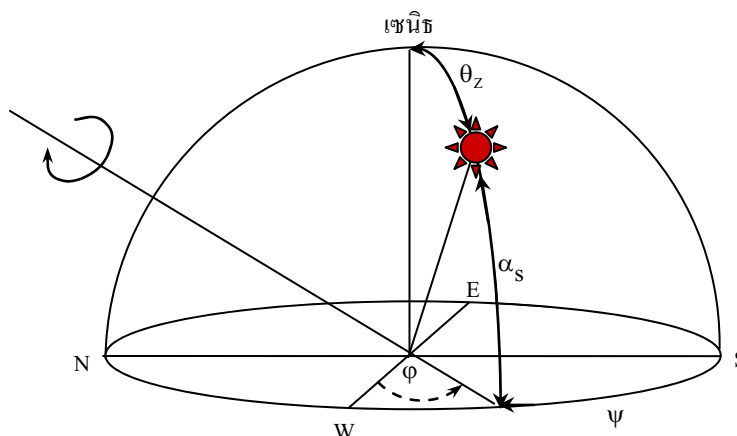
ในการบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ อาจบอกด้วยมุมหรือบอกด้วยส่วนโค้งของทรงกลมท้องฟ้า (celestial sphere) ที่รองรับมุมดังกล่าวก็ได้ ในงานด้านพลังงานแสงอาทิตย์มีการบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์ 2 ระบบดังนี้

1) ระบบอาซิมุท-อัลติจูด (azimuth-altitude system) ระบบนี้ใช้มุม 2 มุม (ตามรูปที่ 2.7) เป็นตัวบอกตำแหน่งได้แก่

ก. มุมอาซิมุท (azimuth, Ψ) เป็นมุมที่วัดจากแนวทิศใต้ไปยังเงา (projection) บนระนาบขอบฟ้าของเส้นตรงซึ่งเชื่อมระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์ โดยกำหนดว่าถ้าเงาดังกล่าวอยู่ด้านตะวันออก มุมอาซิมุทมีค่าเป็นบวกและทางตะวันตกมีค่าเป็นลบ ดังนั้น $-180 < \Psi < 180$ องศา

ข. มุมอัลติจูด (altitude, α_s) เป็นมุมเมย ณ ตำแหน่งผู้สังเกตของเส้นตรงซึ่งเชื่อมระหว่างดวงอาทิตย์กับผู้สังเกต จะมีค่าจาก 0 ถึง 90 องศา สำหรับมุมที่อยู่ระหว่างผู้สังเกตกับดวงอาทิตย์เรียกว่า มุมเซนิธ (zenith angle, θ_z) ซึ่งสามารถใช้บอกตำแหน่งดวงอาทิตย์ได้เช่นกัน โดยที่ $\theta_z = 90 - \alpha_s$

การบอกตำแหน่งโดยใช้ระบบอาซิมุท-อัลติจูด มีข้อดีคือ เข้าใจได้ง่าย แต่ก็มีข้อด้อยคือ ค่าอาซิมุทและอัลติจูดจะเปลี่ยนแปลงไปทุกขณะตั้งแต่ดวงอาทิตย์ขึ้นจนดวงอาทิตย์ตก และเปลี่ยนแปลงไปตามวันในรอบปีด้วย



รูปที่ 2.7 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยใช้ระบบอาซิมุท-อัลติจูด

2) ระบบศูนย์สูตร (equatorial system) ระบบนี้ใช้มุมหรือส่วนโค้งของทรงกลมท้องฟ้าตามรูปที่ 2.8 เป็นตัวบอกตำแหน่งดังนี้

ก. เดคลิเนชัน (declination, δ) เป็นส่วนโค้งของวงกลมใหญ่ (great circle) ที่ผ่านขั้วทั้งสองของทรงกลมท้องฟ้าระหว่างเส้นศูนย์สูตรท้องฟ้ากับทางเดินของดวงอาทิตย์ตามรูปที่ 2.8 มีค่าอยู่ระหว่าง $-23\frac{1}{2} < \delta < 23\frac{1}{2}$ องศา ถือว่ามีค่าคงที่ในแต่ละวันและมีค่าเปลี่ยนแปลงไปตามวันในรอบปี การเปลี่ยนแปลงนี้เขียนเป็นสูตรได้ดังนี้

$$\begin{aligned} \delta = & (0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma \\ & - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma \\ & - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma)(180 / \pi) \end{aligned} \quad (2.2)$$

โดยที่

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

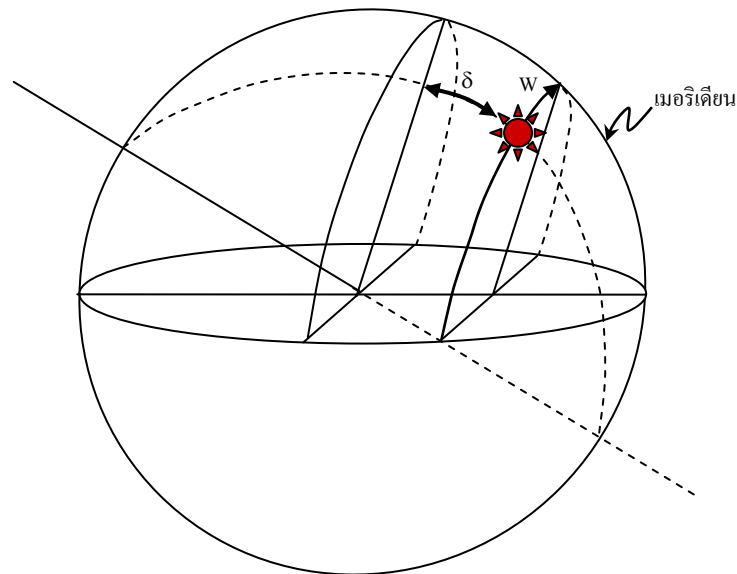
เมื่อ

Γ คือ มุมวัน (day angle) [เรเดียน]

δ คือ เดคลิเนชัน [องศา]

d_n คือ ลำดับวันในรอบปี ($d_n = 1$ สำหรับวันที่ 1 มกราคม) [-]

ข. มุมชั่วโมง (hour angle, ω) เป็นมุมที่ขั้วของทรงกลมท้องฟ้า (celestial pole) หรือส่วนโค้งของทรงกลมท้องฟ้าระหว่างเส้นเมริเดียน (meridian) ของผู้สังเกตกับวงกลมใหญ่ที่ลากผ่านดวงอาทิตย์และขั้วทั้งสองของทรงกลมท้องฟ้า มีค่าเป็นบวกเมื่อดวงอาทิตย์อยู่ทางตะวันออกของเมริเดียน และเป็นลบเมื่ออยู่ทางตะวันตกของเมริเดียน



รูปที่ 2.8 การบอกตำแหน่งของดวงอาทิตย์โดยใช้ระบบศูนย์สูตร

ตำแหน่งของดวงอาทิตย์ทั้ง 2 ระบบมีความสัมพันธ์กันตามสมการต่อไปนี้

$$\sin \alpha_s = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \quad (2.3)$$

$$\cos \psi = \frac{\sin \alpha_s \sin \phi - \sin \delta}{\cos \alpha \cos \phi} \quad (2.4)$$

เมื่อ

α_s คือ มุมอัลติจูด [องศา]

ψ คือ มุมอาซิมุท [องศา]

ω คือ มุมชั่วโมง [องศา]

ϕ คือ ละติจูด [องศา]

δ คือ เคลิเนชัน [องศา]

จากความสัมพันธ์ในสมการ (2.3) และ (2.4) เราสามารถคำนวณมุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ขึ้น (ω_s) และความยาวของกลางวันได้ กล่าวคือ ขณะที่ดวงอาทิตย์ขึ้น $\alpha = 0$ จะได้ว่า

$$\cos \omega_s = (-\sin \delta \sin \phi) / (\cos \delta \cos \phi) \quad (2.5)$$

$$\text{หรือ} \quad \omega_s = \cos^{-1}(-\tan \delta \tan \phi) \quad (2.6)$$

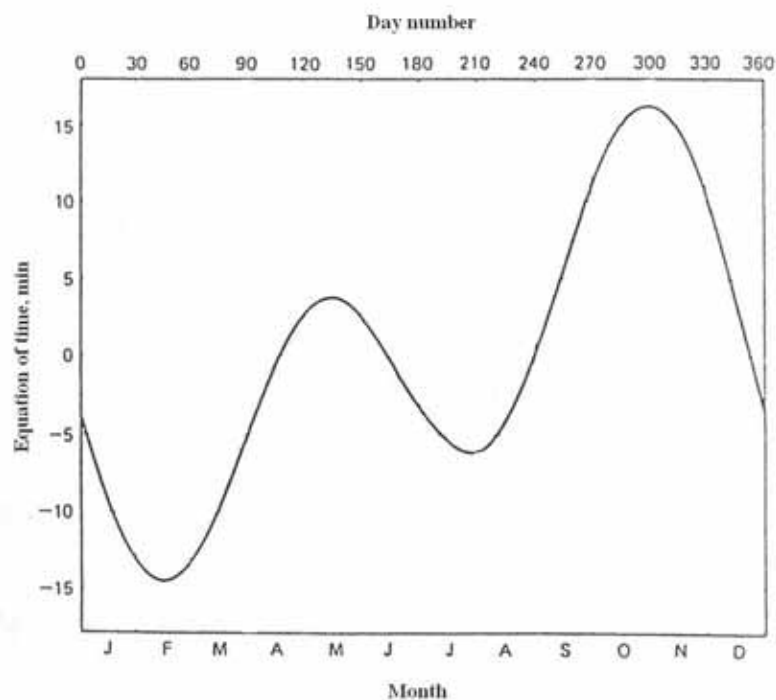
สำหรับมุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ตก จะเท่ากับมุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ขึ้น แต่เครื่องหมายตรงกันข้าม ดังนั้นความยาวของวัน N_d จึงเท่ากับ $2\omega_s$ หรือเขียนในหน่วยของชั่วโมงได้ดังนี้

$$N_d = \frac{2}{15} |\cos^{-1}(\tan \delta \tan \phi)| \quad (2.7)$$

2.2.5 เวลาและตำแหน่งของดวงอาทิตย์

ตามกฎการเคลื่อนที่ของดาวเคราะห์ของเคปเลอร์ (Kepler) ดาวเคราะห์ต่างๆ รวมถึงโลก จะโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี โดยขณะที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์ เส้นตรงที่เชื่อมระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์จะกวาดพื้นที่ได้เท่ากัน ถ้าช่วงเวลาที่ใช้ในการเคลื่อนที่เท่ากัน ดังนั้นความเร็วในการเคลื่อนที่ของโลกรอบดวงอาทิตย์ ณ ตำแหน่งต่างๆ บนวงโคจรจึงมีค่าไม่เท่ากัน ทำให้ช่วงเวลาที่ผู้สังเกตบนพื้นโลกเห็นดวงอาทิตย์ตรงศีรษะ 2 ครั้งติดต่อกัน หรือ 1 วัน มีความยาวไม่เท่ากัน การใช้เวลาที่อาศัยดวงอาทิตย์เป็นหลักหรือเวลาดวงอาทิตย์ (solar time) จึงไม่สะดวกในการเปรียบเทียบเหตุการณ์ต่างๆ ในการแก้ปัญหาดังกล่าว จึงได้มีการกำหนดเวลาที่สม่ำเสมอขึ้น โดยการนำเวลาดวงอาทิตย์ในวันที่ 1 มกราคม ปี ค.ศ.1900 มาแบ่งเป็น 86,400 ส่วน เรียก 1 ส่วนว่า 1 วินาที เรียกเวลานี้ว่าเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย (solar mean time) ซึ่งสามารถวัดได้ด้วยเครื่องมือที่ต่างกันที่ต่างๆ เช่น ลูกตุ้มนาฬิกา หรือความถี่ของการสั่นของอะตอมของธาตุบางชนิดและกำหนดว่า เวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ย ณ เมืองกรีนวิช (Greenwich) ประเทศอังกฤษเป็นเวลาสากล (universal time) หรือเวลากรีนวิช (Greenwich mean time, GMT) ในประเทศต่างๆ จะแบ่งเวลาออกเป็นเขตๆ เทียบกับเวลากรีนวิช ในแต่ละเขตจะมีเส้นลองจิจูดมาตรฐาน (standard longitude, L_s) และในเขตนั่นๆ จะใช้เวลาเดียวกัน เส้นลองจิจูดนี้จะห่างจากกรีนวิชเป็นจำนวนเท่าของ 15 องศา เช่น เส้นลองจิจูดมาตรฐานของประเทศไทยเท่ากับ 105 องศา (15×7) นั่นคือเวลาของประเทศไทยจะเร็วกว่าเวลากรีนวิช 7 ชั่วโมง เวลาในแต่ละเขตนี้มีชื่อเรียกโดยทั่วไปว่า เวลามาตรฐานท้องถิ่น (local standard time, LST) เป็นเวลาที่อ่านได้จากนาฬิกา (clock time) และใช้ในชีวิตประจำวันนั่นเอง สำหรับประเทศที่มีขนาดใหญ่ เช่น สหรัฐอเมริกาจะแบ่งเขตการใช้เวลามาตรฐานท้องถิ่นออกเป็นหลายเขต เพื่อให้สอดคล้องกับสภาพที่เป็นจริงของกลางวันและกลางคืนของท้องถิ่นนั้นๆ

เวลาดวงอาทิตย์และเวลาดวงอาทิตย์เฉลี่ยมีความแตกต่างกันตามวันในรอบปี ซึ่งสามารถหาความแตกต่างได้จากสมการเวลา (equation of time) หรือแสดงได้ดังกราฟในรูปที่ 2.9



รูปที่ 2.9 การแปรค่าในรอบปีของความแตกต่างระหว่างเวลาคงอาทิตย์กับเวลาคงอาทิตย์เฉลี่ย (E_t) (Iqbal, 1983)

สมการเวลาสามารถเขียนได้ดังนี้

$$E_t = 229.18(0.000075 + 0.001868 \cos \Gamma - 0.032077 \sin \Gamma - 0.014615 \cos 2\Gamma - 0.04089 \sin 2\Gamma) \quad (2.8)$$

โดยที่

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

เมื่อ

E_t คือ สมการเวลา [นาที]

Γ คือ มุมวัน (day angle) [เรเดียน]

เวลาคงอาทิตย์จะมีความสัมพันธ์โดยตรงกับตำแหน่งของดวงอาทิตย์ กล่าวคือ เมื่อ 12.00 น. ตามเวลาคงอาทิตย์ ค่า $\omega = 0^\circ$ ถ้าเวลาคงอาทิตย์เป็น 11.00 น. $\omega = 15^\circ$ เวลาคงอาทิตย์นี้สามารถคำนวณหาได้จากเวลามาตรฐานท้องถิ่น สมการเวลา ผลต่างระหว่างตำแหน่งเส้นลองจิจูดมาตรฐาน และเส้นลองจิจูดของผู้สังเกต หรือเขียนเป็นรูปสมการได้ดังนี้

$$ST = LST + 4(L_s - L_{loc}) \quad (2.9)$$

เมื่อ

ST คือ เวลาดวงอาทิตย์ [ชม.:นาทึ]

LST คือ เวลามาตรฐานท้องถิ่น [ชม.:นาทึ]

L_s คือ เส้นลองจิจูดมาตรฐาน [องศา]

L_{loc} คือ เส้นลองจิจูดของผู้สังเกต [องศา]

E_t คือ สมการเวลา [นาทึ]

ค่าของ $4(L_s - L_{loc})$ มีหน่วยเป็นนาทึ และค่าของ L_s และ L_{loc} เป็นลบ เมื่ออยู่ทางตะวันออกของกรีนิช และเป็นบวก เมื่ออยู่ทางตะวันตกของกรีนิช

ความสัมพันธ์ระหว่างมุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์กับเวลาดวงอาทิตย์ เขียนเป็นสูตรได้ดังนี้

$$\omega = 15(12 - ST) \quad (2.10)$$

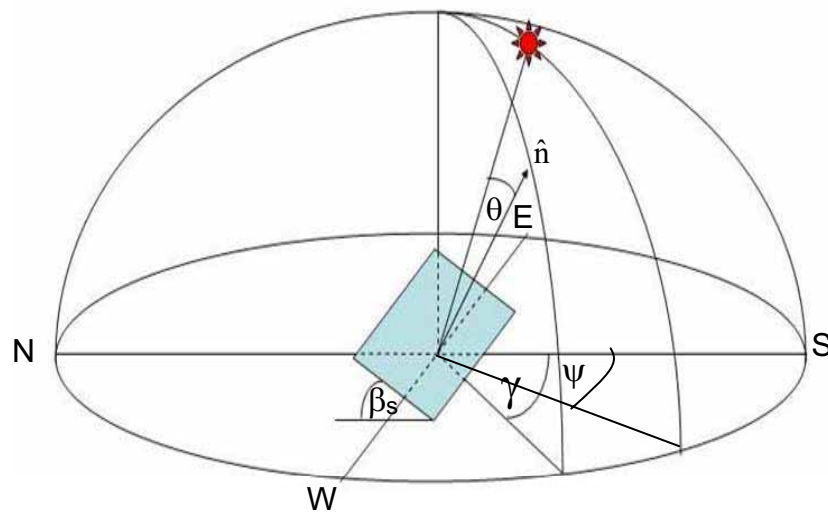
เมื่อ

ω คือ มุมชั่วโมง [องศา]

ST คือ เวลาดวงอาทิตย์ [ชม.]

2.2.6 มุมตกกระทบของลำแสงอาทิตย์บนพื้นเอียง

ในการคำนวณปริมาณพลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกลงบนพื้นเอียง เราจำเป็นต้องทราบมุมระหว่างลำแสงอาทิตย์กับเส้นตั้งฉากของพื้นเอียงนั้น หรือมุมตกกระทบ (θ) กับระนาบขอบฟ้า และมีค่าอาซิมุทของเงาของเส้นตั้งฉาก ดังที่แสดงไว้ในรูปที่ 2.10 พื้นเอียงโดยทั่วไปจะหมายถึงระนาบที่ทำมุม β กับระนาบขอบฟ้า (horizontal plane) และเงาของเส้นตั้งฉากของพื้นเอียงมีค่ามุมอาซิมุท γ



รูปที่ 2.10 มุมตกกระทบของลำแสงอาทิตย์บนพื้นเอียง

มุมตกกระทบ (θ) ของลำแสงอาทิตย์บนพื้นเอียงดังกล่าว สามารถหาได้จากสมการต่อไปนี้

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin \delta \cos \beta_s - \cos \phi \sin \beta_s \cos \gamma \\ & + \cos \delta \cos \omega (\cos \phi \cos \beta_s + \sin \phi \sin \beta_s \cos \gamma) \\ & + \cos \delta \sin \beta_s \sin \gamma \sin \omega \end{aligned} \quad (2.11)$$

เมื่อ

θ คือ มุมตกกระทบของลำแสงบนพื้นเอียง [องศา]

δ คือ มุมเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์ [องศา]

ω คือ มุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ [องศา]

β_s คือ มุมที่พื้นเอียงทำกับพื้นราบ [องศา]

γ คือ มุมอาซิมูทของเงาของเส้นตั้งฉากกับพื้นเอียง [องศา]

ϕ คือ ละติจูด [องศา]

หรือ

$$\cos \theta = \cos \beta_s \cos \theta_z + \sin \beta_s \sin \theta_z \cos(\psi - \gamma) \quad (2.12)$$

กรณีที่พื้นเอียงหันหน้าไปทางทิศใต้ มุมตกกระทบจะสามารถเขียนได้ ดังนี้

$$\cos \theta = \sin \delta \sin(\phi - \beta_s) + \cos \delta \cos(\phi - \beta_s) \cos \omega \quad (2.13)$$

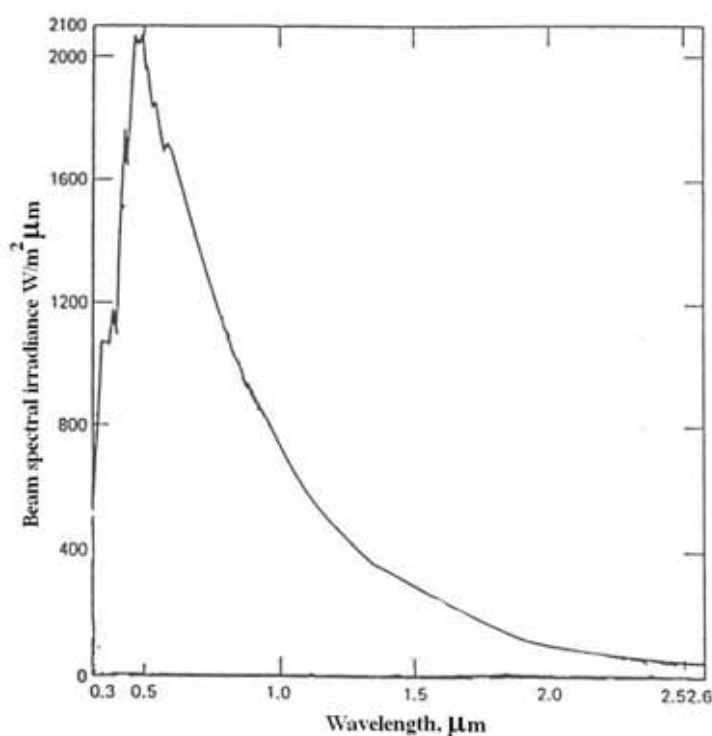
และมุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ขึ้นเมื่อเทียบกับพื้นเอียง (ω_s) หาได้จากสูตร

$$\omega_s = \min\{\cos^{-1}(-\tan \delta \tan \phi), \cos^{-1}(-\tan \delta \tan(\phi - \beta_s))\} \quad (2.14)$$

2.3 รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก

2.3.1 สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก

ความรู้เรื่องสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก มีความสำคัญต่อการออกแบบอุปกรณ์ต่างๆ ที่ใช้ในอวกาศ เช่น เซลล์สุริยะของดาวเทียมและยานอวกาศ เป็นต้น นอกจากนี้ยังใช้เป็นพื้นฐานการคำนวณหาสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกด้วย จากการใช่วิธีการคำนวณทางทฤษฎีประกอบกับข้อมูลการวัดภาคพื้นดินและการวัดระดับสูง จะได้สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก ตามรูปที่ 2.11



รูปที่ 2.11 สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก (Iqbal, 1983)

2.3.2 ค่าคงที่สุริยะ (solar constant)

ค่าคงที่สุริยะ คือ พลังงานแสงอาทิตย์ทุกความยาวคลื่นที่ตกกระทบตั้งฉากบนพื้นที่ 1 หน่วยต่อ 1 หน่วยเวลา ณ ตำแหน่งห่างจากดวงอาทิตย์ 1 AU นอกบรรยากาศโลก ค่าดังกล่าวมีความสำคัญและจำเป็นต้องใช้ในการคำนวณค่าพลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบบนพื้นโลก จากการ

วัดสภาพพื้นดินและการวัดโดยอาศัยบอลลูนและเครื่องบินในระดับสูง พบว่าค่าคงที่สุริยะ (I_{sc}) มีค่าเท่ากับ $1,353 \text{ W/m}^2$ ภายหลังได้มีการวัดและแก้ไขความคลาดเคลื่อนต่างๆ เพิ่มเติม ได้ค่าคงที่สุริยะเท่ากับ $1,367 \text{ W/m}^2$ จากนั้นในปี 1999 ASTM (American Society for Testing and Materials) ได้พัฒนาค่าดังกล่าวขึ้นได้ค่าคงที่สุริยะเท่ากับ $1,366.1 \text{ W/m}^2$ (ASTM E-490)

2.3.3 รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนพื้นราบ

ก. รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกรายชั่วโมง

รังสีดวงอาทิตย์เฉพาะขณะ (irradiance) หรือรังสีที่ตกกระทบตั้งฉากกับระนาบรับรังสีในขณะเวลาหนึ่งนอกบรรยากาศโลกสามารถคำนวณหาได้จากสมการ

$$I_{on} = I_{sc} (r_o / r)^2$$

$$\text{หรือ} \quad I_{on} = I_{sc} E_o \quad (2.15)$$

เมื่อ

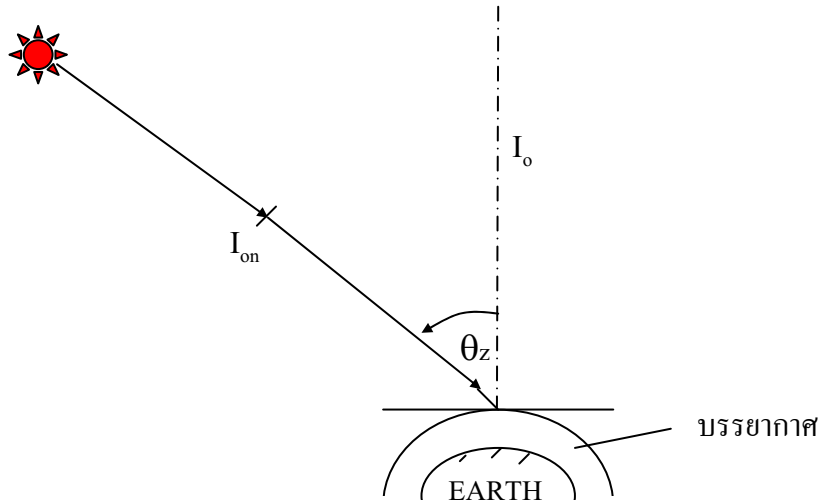
I_{on} คือ รังสีดวงอาทิตย์เฉพาะขณะซึ่งตกตั้งฉากกับระนาบรับรังสีนอกบรรยากาศโลก [W/m^2]

I_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ [$1,366.1 \text{ W/m}^2$]

r_o คือ ระยะเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ [$1.496 \times 10^8 \text{ km}$]

r คือ ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ [km]

E_o คือ แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร [-]



รูปที่ 2.12 แสดงรังสีเฉพาะขณะในระนาบตั้งฉากกับทิศของรังสีและระนาบของพื้นราบ

จากความสัมพันธ์ระหว่างรังสีเฉพาะขณะในระนาบตั้งฉากกับทิศของรังสี (I_{on}) กับในระนาบของพื้นราบ (I_o) ตามรูปที่ 2.12 เราสามารถเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$I_o = I_{on} \cos \theta_z \quad (2.16)$$

แต่ $\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega$ (2.17)

ดังนั้น $I_o = I_{sc} E_o (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega)$ (2.18)

ค่า I_o ในสมการ (2.18) เป็นค่ารังสีดวงอาทิตย์เฉพาะขณะ ถ้าต้องการทราบพลังงานของรังสีในช่วงเวลาหนึ่ง จะเขียนสมการ (2.16) ได้ดังนี้

$$dI_o = 3600 I_{sc} E_o \cos \theta_z dt \quad (2.19)$$

โดยที่ I_{sc} เป็นค่าคงที่สุริยะในหน่วย W/m^2 และ dt มีหน่วยเป็นชั่วโมง

จาก
$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{2\pi}{24} \text{ rad/h}$$

$$dt = \left(\frac{12}{\pi}\right)d\omega \quad (2.20)$$

แทน dt จากสมการ (2.20) ลงในสมการ (2.19) จะได้

$$dI_o = (12/\pi)3600I_{sc}E_o(\sin\delta\sin\phi + \cos\delta\cos\phi\cos\omega) \quad (2.21)$$

อินทิเกรต dI_o ในช่วงเวลา 1 ชั่วโมง จะได้

$$I_o = (12/\pi)3600I_{sc}E_o \int (\sin\delta\sin\phi + \cos\delta\cos\phi\cos\omega)d\omega \quad (2.22)$$

เมื่อ ω_i เป็นมุมชั่วโมงของกึ่งกลางชั่วโมงที่พิจารณา

$$\text{หรือ } I_o = 3600I_{sc}E_o(\sin\delta\sin\phi + (24/\pi)\sin(\pi/24)\cos\delta\cos\phi\cos\omega_i) \quad (2.23)$$

แต่เนื่องจาก $(24/\pi)\sin(\pi/24) = 0.9972$ หรือประมาณเท่ากับ 1 ดังนั้น

$$I_o = 3600I_{sc}E_o(\sin\delta\sin\phi + \cos\delta\cos\phi\cos\omega_i) \quad (2.24)$$

ข. รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกรายวัน

ค่ารังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกรายวันบนพื้นราบ (H_o) หาได้จากการอินทิเกรตค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รายชั่วโมง

$$H_o = (24/\pi)3600I_{sc}E_o \int (\sin\delta\sin\phi + \cos\delta\cos\phi\cos\omega_i)d\omega \quad (2.25)$$

$$\text{หรือ } H_o = (24/\pi)3600I_{sc}E_o \left[(\pi/180)\omega_s (\sin\delta\sin\phi + \cos\delta\cos\phi\sin\omega_s) \right] \quad (2.26)$$

เมื่อ H_o = รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกรายวันบนพื้นราบ [$\text{MJ/m}^2\text{-h}$]

ω_s = มุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ตก [องศา]

I_{sc} = ค่าคงที่สุริยะ [$1,366.1 \text{ W/m}^2$]

2.3.4 รังสีดวงอาทิตย์บนพื้นราบ

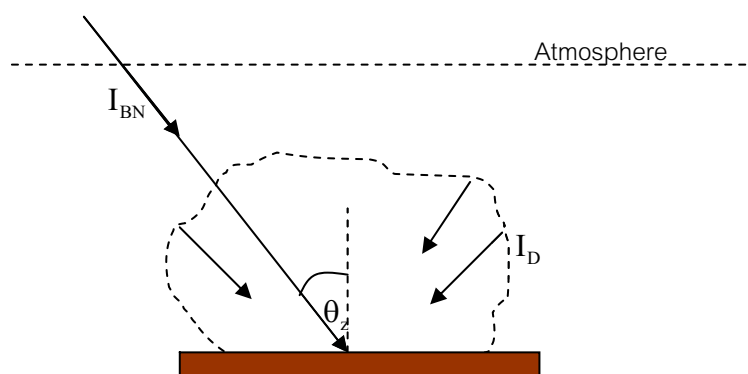
รังสีดวงอาทิตย์ที่ตกลงบนพื้นที่รับแสงในแนวระดับประกอบด้วยรังสี 2 ส่วน คือ รังสีตรงและรังสีกระจาย ผลรวมของรังสีทั้งสองจะเรียกว่ารังสีรวมซึ่งสามารถคำนวณได้ดังสมการดังสมการ (2.27)

$$I_G = I_{BN} \cos \theta_z + I_d \quad (2.27)$$

โดยที่ I_G คือ ความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal solar irradiance) [W/m²]

I_{BN} คือ ความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ (direct normal solar irradiance) [W/m²]

I_d คือ ความเข้มรังสีกระจายบนพื้นราบ (diffuse irradiance) [W/m²]



รูปที่ 2.13 รังสีดวงอาทิตย์บนพื้นราบ

2.4 มวลอากาศที่รังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่าน (optical air mass)

เมื่อรังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศมายังผิวโลกจะถูกดูดกลืน (absorption) และกระเจิง (scattering) โดยโมเลกุลของอากาศ ไอน้ำ และฝุ่นละออง ทำให้รังสีดวงอาทิตย์ที่มาถึงพื้นโลกมีปริมาณลดลง การลดลงนี้จะมากหรือน้อยขึ้นกับชนิดและปริมาณของอนุภาคต่างๆ ซึ่งเป็นองค์ประกอบของบรรยากาศ หรือขึ้นกับมวลของอากาศในคอลัมน์ที่รังสีดวงอาทิตย์เดินทางผ่าน (m_{act}) ซึ่งสามารถหาได้จาก

$$m_{act} = \int \rho ds \quad (2.28)$$

เมื่อ

m_{act} คือ เป็นมวลอากาศที่รังสีดวงอาทิตย์เดินทางผ่านจริง [-]

s คือ ทางเดินของรังสีดวงอาทิตย์จริง (geometrical path length) [km]

ρ คือ ความหนาแน่นของอากาศ [kg/m³]

สำหรับกรณีที่รังสีดวงอาทิตย์ตกตั้งฉากกับผิวโลก จะได้มวลของอากาศ ($m_{act,v}$) ดังสมการ

$$m_{act,v} = \int \rho dz \quad (2.29)$$

เมื่อ z คือ ระยะทางในแนวตั้งฉากกับผิวโลก เราจะได้ให้นิยามมวลอากาศสัมผัสที่รังสีดวงอาทิตย์เดินทางผ่าน (m_r) ว่าเป็นอัตราส่วนของ m_{act} ต่อ $m_{act,v}$ หรือ

$$m_r = \frac{\int \rho ds}{\int \rho dz} \quad (2.30)$$

ค่า m_r นี้จะนำไปใช้ในการคำนวณการดูดกลืนและการกระเจิงของรังสีดวงอาทิตย์ โดยองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศโลก ถ้าอนุโลมว่า รังสีดวงอาทิตย์เดินทางผ่านบรรยากาศมาถึงพื้นโลกเป็นเส้นตรง ค่า m_r สามารถหาได้ดังสมการ

$$m_r = \frac{1}{\cos \theta_z} \quad (2.31)$$

ค่า m_r ที่หาจากสมการนี้จะมีค่าแม่นยำมากขึ้น เมื่อดวงอาทิตย์อยู่สูงจากขอบฟ้ามาก ๆ โดยมวลอากาศ (m_a) ที่ตำแหน่งต่างๆ ของพื้นผิวโลกสามารถหาได้ดังสมการ

$$m_a = m_r (P/1013.25) \quad (2.32)$$

เมื่อ P คือ ความดันบรรยากาศที่ตำแหน่งต่าง ๆ [mbar]

ค่า m_a นี้จะนำไปใช้ในการคำนวณการดูดกลืนและการกระเจิงของรังสีดวงอาทิตย์โดยองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศโลก

2.5 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

นักฟิสิกส์บรรยากาศสนใจศึกษาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ เนื่องจากมีความสำคัญในการศึกษาประสิทธิภาพของเทคโนโลยีด้านพลังงานแสงอาทิตย์ เช่น การผลิตกระแสไฟฟ้าจากพลังงานแสงอาทิตย์ การนำพลังงานแสงอาทิตย์ไปใช้ประโยชน์โดยตรงใน

ด้านอบแห้ง และระบบทำความร้อนพลังงานแสงอาทิตย์เป็นต้น จึงได้มีการพัฒนาแบบจำลอง สำหรับคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ซึ่งสรุปได้ดังนี้

2.5.1 แบบจำลองรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

Marjumdar และคณะ(1972) เสนอแบบจำลองที่สร้างขึ้นเพื่อคำนวณความเข้มรังสีตรง ในสภาพท้องฟ้าแจ่มใสและมีฝุ่นละอองน้อย ดังนั้นจะไม่พิจารณาผลของฝุ่นละอองที่มีผลต่อค่า รังสีดวงอาทิตย์ โดยคำนวณรังสีตรงจากสมการ

$$I_{BN} = 1331.0(0.8644)^{m_r P / 1000} (0.8507)^{(wm_r)^{0.25}} \quad (2.33)$$

$$\text{โดยที่ } m_r = [\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^1 \quad (2.34)$$

$$P = P_o \exp(-0.0001184h) \quad (2.35)$$

เมื่อ

I_{BN} คือ ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์
(direct normal irradiance) [W/m²]

m_r คือ relative optical air mass

P คือ ความดันบรรยากาศ [mbar]

P_o คือ ความดันบรรยากาศมาตรฐาน [1013.25 mbar]

h คือ ความสูงจากระดับน้ำทะเล [m]

w คือ ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ [cm]

Paltridge และ Platt (1976) เสนอแบบจำลองค่าความเข้มรังสีตรงของดวงอาทิตย์ใน สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆโดยค่า transmittances มีความสัมพันธ์กับปริมาณไอน้ำ โอโซน การ กระเจิงโดยโมเลกุลอากาศ และการกระเจิงและดูดกลืนโดยฝุ่นละออง ซึ่งคำนวณรังสีตรง(I_{BN}) ตามสมการ

$$I_{BN} = I_{sc}(T_o T_r - a_w) \Gamma_a \quad (2.36)$$

โดยที่

$$T_o = 1 - \left[\frac{0.02118U_o}{1 + 0.042U_o + 3.23 \times 10^{-4} U_o^2} + \frac{1.082U_o}{(1 + 138.6U_o)^{0.805}} + \frac{0.0658U_o}{1 + (103.6U_o)^3} \right] \quad (2.37)$$

$$T_r = 0.972 - 0.08262m_a + 0.00933m_a^2 - 0.00095m_a^3 + 0.000437m_a^4 \quad (2.37) \quad (2.38)$$

$$T_a = (0.12445\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.125\alpha)\exp[-\beta m_a(1.089\alpha + 0.5123)] \quad (2.39)$$

$$;\beta < 0.5$$

$$a_w = \frac{2.9U_w}{(1 + 141.5U_w)^{0.635} + 5.925U_w} ; 10^{-2} < U_w < 10 \text{ cm} \quad (2.40)$$

$$U_o = \ell m_r \quad (2.41)$$

$$U_w = w m_r \quad (2.42)$$

$$m_a = m_r / (P / P_o) \quad (2.43)$$

$$m_r = [\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^1 \quad (2.44)$$

$$P / P_o = \exp(-0.0001184h) \quad (2.45)$$

เมื่อ

I_{BN} คือ ความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ (direct normal irradiance)
[W/m²]

I_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ [1366.1 W/m²]

T_o คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของโอโซน [-]

T_r คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ [-]

a_w คือ ค่าการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากไอน้ำ [-]

T_a คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงและดูดกลืนโดย
ฝุ่นละออง [-]

U_o คือ ozone relative optical path length [cm]

U_w คือ pressure corrected optical path length [cm]

m_r , m_a คือ relative optical air mass [-]

β คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) [-]

α คือ เลขยกกำลังของอังสตรอม (Angstrom wavelength exponent) [-]

P คือ ความดันบรรยากาศ [mbar]

P_o คือ ความดันบรรยากาศมาตรฐาน [1013.25 mbar]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

h คือ ความสูงจากระดับน้ำทะเล [m]

ℓ คือ ปริมาณโอโซน (total column ozone) [cm]

w คือ ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (precipitable water) [cm]

Hoyt (1978), Sasamori และคณะ(1972) ได้เสนอสมการคำนวณ transmittances หรือ absorptances ในรูปฟังก์ชันของ ปริมาณไอน้ำกลั่นตัว ก๊าซ โอโซน การกระเจิงโดยโมเลกุลอากาศ และการกระเจิงและดูดกลืนโดยฝุ่นละออง สำหรับการคำนวณค่าความเข้มรังสีตรงสำหรับดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆซึ่งเขียนได้ดังสมการ

$$I_{BN} = I_{sc} \left(1 - \sum_{i=1}^4 a_i \right) T_r T_{as} \quad (2.46)$$

โดยที่

$$a_1 = a_w = 0.110(U_w + 6.31 \times 10^{-4})^{0.3} - 0.0121 \quad (2.47)$$

$$a_2 = a_g = 0.00235(126m_a + 0.0129)^{0.26} - 7.5 \times 10^{-4} + 7.5 \times 10^{-3} m_a^{0.875} \quad (2.48)$$

$$a_3 = a_o = 0.045(U_o + 8.34 \times 10^{-4})^{0.38} - 3.1 \times 10^{-3} \quad (2.49)$$

$$a_4 = a_a = 0.05[g(\beta)]^{m_a} \quad (2.50)$$

$$T_{as} = [g(\beta)]^{m_a} \quad (2.51)$$

$$g(\beta) = -0.914000 + 1.909267 \exp(-0.667023\beta) \quad ; \quad 0 < \beta < 0.5 \quad (2.52)$$

$$U_o = \ell m_r$$

$$U_w = w m_r$$

$$m_a = m_r / (P / P_o)$$

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

$$P / P_o = \exp(-0.0001184h)$$

เมื่อ

I_{BN} คือ ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์
(direct normal irradiance) [W/m^2]

I_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ [$1366.1 W/m^2$]

a_w คือ ค่าการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากไอน้ำ [-]

a_g คือ ค่าการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากก๊าซ [-]

a_o คือ ค่าการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากโอโซน [-]

- a_a คือ ค่าการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง [-]
 T_r คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ [-]
 T_{as} คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงของฝุ่นละออง [-]
 U_o คือ ozone relative optical path length [cm]
 U_w คือ pressure corrected optical path length [cm]
 m_r , m_a คือ relative optical air mass [-]
 β คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) [-]

Bird และ Hulstrom (1981) พัฒนาแบบจำลองรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆขึ้น
 โดยเขียนได้ดังสมการ

$$I_{BN} = (0.9662)I_{on} T_r T_o T_g T_w T_a \quad (2.53)$$

โดยที่

$$I_{on} = I_{sc} [1.00011 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.00128 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma] \quad (2.54)$$

$$T_r = \exp[-0.0903 m_a^{0.84} (1.0 + m_a - m_a^{1.01})] \quad (2.55)$$

$$T_o = 1.0 - 0.1611 U_o (1.0 + 139.48 U_o)^{-0.3035} - 0.002715 U_o (1.0 + 0.044 U_o + 0.0003 U_o^2)^{-1} \quad (2.56)$$

$$T_g = \exp(-0.0127 m_a^{0.26}) \quad (2.57)$$

$$T_w = 1.0 - 2.4959 U_w [(1.0 + 79.034 U_w)^{0.6828} + 6.385 U_w]^{-1} \quad (2.58)$$

$$T_a = \exp[-k_a^{0.873} (1.0 + k_a - k_a^{0.7088}) m_r^{0.9108}] \quad (2.59)$$

$$k_a = 0.2758 k_{a(380)} + 0.35 k_{a(500)} \quad (2.60)$$

เมื่อ

I_{on} คือ รังสีดวงอาทิตย์ที่ตกตั้งฉากกับระนาบรับรังสีนอกบรรยากาศโลก [W/m^2]

I_{BN} คือ ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์
 (direct normal irradiance) [W/m^2]

I_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ [$1353 W/m^2$]

Γ คือ มุมวัน (day angle) [เรเดียน]

T_r คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ [-]

- T_o คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของโอโซน [-]
- T_g คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงและดูดกลืนของก๊าซ [-]
- T_w คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของไอน้ำ [-]
- T_a คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงและดูดกลืนของฝุ่นละออง [-]
- k_a คือ ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth)[-]
- $k_{a(380)}$ คือ ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 380 nm[-]
- $k_{a(500)}$ คือ ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 nm[-]

Psiloglou และคณะ (2007) ทำการพัฒนาแบบจำลองที่สร้างจากข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Radiation Model;MRM) ได้แก่ อุณหภูมิอากาศ ค่าความชื้นสัมพัทธ์ ความดันบรรยากาศและค่าความยาวนานแสงแดด ของสถานีอุตุนิยมวิทยาหลายแห่ง และเสนอสมการสำหรับคำนวณรังสีตรงดังนี้

$$I_{BN} = I_{on} T_w T_r T_o T_g T_a \quad (2.61)$$

โดยที่

$$T_r = \exp[-0.1128m_a^{0.8346}(0.9341 - m_a^{0.9868} + 0.9391m_a)] \quad (2.62)$$

$$T_a = \exp\left\{-m_r\beta[0.6777 + 0.1464m_r\beta - 0.00626(m_r\beta)^2]^{1.3}\right\} \quad (2.63)$$

เมื่อ

I_{BN} คือ ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์
(direct normal irradiance) [W/m^2]

T_r คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ [-]

T_a คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงและดูดกลืนโดยฝุ่นละออง [-]

I_{on} คือ รังสีดวงอาทิตย์ที่ตกตั้งฉากกับระนาบรับรังสีนอกบรรยากาศโลก [W/m^2]

m_r , m_a คือ relative optical air mass

β คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) [-]

สำหรับ T_w , T_o และ T_g คือสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของไอน้ำ โอโซนและก๊าซต่าง ๆ ในบรรยากาศ (CO_2 , CO , NO_2 , CH_4 และ O_2) ตามลำดับ ซึ่งหาได้จากสมการ

$$T_i = 1 - \frac{a \cdot m_r \cdot U_i}{(1 + b \cdot m_r \cdot U_i)^c + d \cdot m_r \cdot U_i} \quad (2.64)$$

โดยที่

$$T_g = T_{CO_2} T_{CO} T_{NO_2} T_{CH_4} T_{O_2} \quad (2.65)$$

$$m_r = [\cos \theta_z + 0.50572(96.07995 - \theta_z)^{-1.6364}]^1 \quad (2.66)$$

$$\beta = 0.08 \quad U_{CH_4} = 1.60$$

$$U_{NO_2} = 0.28 \quad U_{CO} = 0.075$$

$$U_{O_2} = 2.095 \times 10^5 \quad U_{CO_2} = 330.0$$

เมื่อ

I_{BN} คือ ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์
(direct normal irradiance) [W/m^2]

T_g คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงและถูกดูดกลืนโดยก๊าซ [-]

β คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity-coefficient) [-]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

P คือ ความดันบรรยากาศ (local pressure)[mbar]

P_o คือ ความดันบรรยากาศมาตรฐาน [1013.25 mbar]

T_{CO_2} คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการถูกดูดกลืนโดยก๊าซ CO_2 [-]

T_{CO} คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการถูกดูดกลืนโดยก๊าซ CO [-]

T_{NO_2} คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการถูกดูดกลืนโดยก๊าซ NO_2 [-]

T_{CH_4} คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการถูกดูดกลืนโดยก๊าซ CH_4 [-]

T_{O_2} คือ ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการถูกดูดกลืนโดยก๊าซ O_2 [-]

U_{CO_2} , U_{CO} , U_{NO_2} , U_{CH_4} , U_{O_2} คือ ปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ก๊าซคาร์บอนมอนอกไซด์ ก๊าซไนโตรเจนไดออกไซด์ ก๊าซมีเทน และก๊าซออกซิเจน ตามลำดับ

a, b, c และ d คือ สัมประสิทธิ์ที่เป็นค่าคงที่ (Psiloglou, 2007)

Ineichen (2008) ได้ปรับปรุงแบบจำลอง SOLIS ของ Mueller และคณะ (2004) และเสนอสมการสำหรับคำนวณรังสีตรงดังนี้

$$I_{BN} = I'_o \exp\left(\frac{\tau_B}{\sin^B \alpha_s}\right) \quad (2.67)$$

โดยที่

$$I'_o = I_{on} [I_{o2} k_{a(700)}^2 + I_{o1} k_{a(700)} + I_{o0} + 0.071 \ln(P/P_o)] \quad (2.68)$$

$$I_{o0} = 1.08 w^{0.0051} \quad (2.69)$$

$$I_{o1} = 0.97 w^{0.032} \quad (2.70)$$

$$I_{o2} = 0.12 w^{0.56} \quad (2.71)$$

$$\tau_B = t_{B1} k_{a(700)} + t_{B0} + t_{Bp} \ln(P/P_o) \quad (2.72)$$

$$t_{B1} = 1.82 + 0.056 \ln(w) + 0.0071 \ln^2(w) \quad (2.73)$$

$$t_{B0} = 0.33 + 0.045 \ln(w) + 0.0096 \ln^2(w) \quad (2.74)$$

$$t_{Bp} = 0.0089 w + 0.13 \quad (2.75)$$

$$B = B_1 \ln(w) + B_0 \quad (2.76)$$

$$B_0 = -0.7565 k_{a(700)}^2 + 0.5057 k_{a(700)} + 0.4557 \quad (2.77)$$

$$B_1 = -0.00925 k_{a(700)}^2 + 0.0148 k_{a(700)} - 0.0172 \quad (2.78)$$

เมื่อ

I_{BN} คือ ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์

(direct normal irradiance) [W/m²]

I'_o คือ ค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกที่พัฒนาสำหรับแบบจำลอง

Ineichen (2008)

I_{on} คือ ค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกตั้งฉากกับระนาบรับรังสีนอกบรรยากาศโลก

(extraterrestrial solar irradiance) [W/m²]

$k_{a(700)}$ คือ ค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น $\lambda = 700$ nm [-]

P คือ ความดัน (local pressure) [mbar]

P_o คือ ความดันมาตรฐาน [1,013.25 mbar]

w คือ ปริมาณไอน้ำกลั่นตัว (precipitable water) [cm]

τ_B คือ ค่าความลึกเชิงแสงที่พัฒนาสำหรับแบบจำลอง Ineichen (2008)

α_s คือ มุมเงยดวงอาทิตย์ (solar elevation angle) [องศา]

สำหรับงานวิจัยนี้ใช้ $k_{a(675)}$ แทน $k_{a(700)}$ ทั้งนี้เพราะข้อมูลที่ได้จาก sunphotometer เป็นค่าที่ความยาวคลื่น 675 nm

2.5.2 แบบจำลองรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

Haurwitz (1945) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ของค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์กับปริมาณและความหนาแน่นของเมฆบนท้องฟ้า โดยใช้ข้อมูลยาวนาน 11 ปี ซึ่งเป็นข้อมูลผลรวมของค่าเฉลี่ยรายชั่วโมงของแต่ละวันที่วัดที่ Great Blue Hill ($42^\circ 12' 44''$ N, $71^\circ 6' 53''$ W) ในปี ค.ศ. 1933-1943 ทางตอนใต้ของเมืองบอสตันประเทศสหรัฐอเมริกา

โดยในกรณีของท้องฟ้าไม่มีเมฆนั้นค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบจะแปรผันโดยตรงกับโคไซน์ของมุมเซนนิธ (θ_z) ตามความสัมพันธ์

$$I_G = (1098) \cos \theta_z \exp(-0.057 / \cos \theta_z) \quad (2.79)$$

เมื่อ

I_G คือ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

Berlynd (1956) เสนอแบบจำลองสำหรับคำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่ขึ้นกับฟังก์ชันของพารามิเตอร์ทางดาราศาสตร์ (astronomical parameters) และพารามิเตอร์ทางอุตุนิยมวิทยา ดังสมการ

$$I_G = I_{sc} \cos \theta_z / [1 + f \sec(\theta_z)] \quad (2.80)$$

โดยที่

I_G คือ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

I_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ [1366.1 W/m^2]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

สัมประสิทธิ์ f เป็นฟังก์ชันของอัลบิโด (albedo) ความลึกเชิงแสงจากบรรยากาศและพารามิเตอร์ที่แสดงคุณสมบัติของส่วนที่เป็นรังสีกระจายของรังสีรวม (Kondratyev, 1969)

Prtridge และ Proctor (1976) และ Daneshyar (1978) ศึกษาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รายวันเฉลี่ยต่อเดือนซึ่งเป็นค่าที่ได้จากผลรวมของค่ารังสีดวงอาทิตย์รายชั่วโมง โดยความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆหาได้จากสมการ

$$I_G = I_{BN} \cos \theta_z + I_d \quad (2.81)$$

โดยที่

$$I_{BN} = 950.0 \{1 - \exp[-0.075(90 - \theta_z)]\} \quad (2.82)$$

$$I_d = 2.534 + 3.475(90 - \theta_z) \quad (2.83)$$

เมื่อ

I_G คือ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

I_{BN} คือ ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ (direct normal irradiance) [W/m^2]

I_d คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายบนพื้นราบ (diffuse irradiance) [W/m^2]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

Berger และ Duffie (1979) เสนอแบบจำลองค่าความเข้มรังสีรวมที่มีค่าขึ้นกับโคไซน์ของมุมเซนนิธเพียงอย่างเดียว ดังสมการ

$$I_G = 1350[0.70 \cos \theta_z] \quad (2.84)$$

เมื่อ

I_G คือ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

Adnote, Bourges, Campana และ Gicquel (1979) กลุ่มนักวิจัยในประเทศฝรั่งเศสเสนอแบบจำลองค่าความเข้มรังสีรวมที่มีค่าขึ้นกับโคไซน์ของมุมเซนนิชเพียงอย่างเดียวขึ้นเช่นกัน โดยเขียนในรูปสมการได้ดังนี้

$$I_G = 951.39 \cos^{1.15}(\theta_z) \quad (2.85)$$

เมื่อ

I_G คือ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

θ_z คือ มุมเซนนิช [องศา]

Kasten และ Czeplak (1980) ศึกษาความเข้มรังสีดวงอาทิตย์บนพื้นโลก โดยใช้ข้อมูลค่าความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยรายชั่วโมงที่มีการเก็บบันทึกติดต่อกันเป็นระยะเวลายาวนาน 10 ปี ตั้งแต่ปี ค.ศ.1964-1973 ซึ่งวัดที่ Hamburg Fuhlsbittel Airport โดยกรณีความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆนั้นหาได้จากสมการ

$$I_G = 910 \cos \theta_z - 30 \quad (2.86)$$

เมื่อ

I_G คือ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

θ_z คือ มุมเซนนิช [องศา]

Robledo และ Soler (2000) ศึกษาค่า luminous efficacy ของรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ภายใต้ท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดย luminous efficacy คืออัตราส่วนของ illuminance และ irradiance ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ดังนั้นค่า luminous efficacy นี้ จำเป็นต้องหาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจึงได้เสนอแบบจำลองค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ซึ่งเขียนในรูปสมการได้ดังนี้

$$I_G = 1159.24 (\cos \theta_z)^{1.179} \exp[-0.0019(90 - \theta_z)] \quad (2.87)$$

เมื่อ

I_G คือ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

θ_z คือ มุมเซนนิช [องศา]

2.5.3 แบบจำลองรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

Dumortier (1995) ได้เสนอแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ตามสมการ

$$I_d = I_o E_o [0.0065 + (-0.045 + 0.0646 T_L(2)) \cos \theta_z + (0.014 - 0.0327 T_L(2)) \cos^2 \theta_z] \quad (2.88)$$

โดยที่

$$T_L(2) = T_o + u \cos\left(\frac{2\pi}{365} d_n\right) + v \sin\left(\frac{2\pi}{365} d_n\right) \quad (2.89)$$

เมื่อ

I_o คือ รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนพื้นราบ [W/m^2]

E_o คือ แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร [-]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

T_L คือ Link turbidity factor for air mass เท่ากับ 2

T_o , u และ v คือ site specific parameter

d_n คือ ลำดับวันในรอบปี ($d_n = 1$ สำหรับวันที่ 1 มกราคม) [-]

จากการศึกษาวิจัยที่ผ่านมาพบว่าแบบจำลองความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ มีทั้งแบบจำลองเอมไพริคัลและแบบจำลองเชิงฟิสิกส์ โดยแบบจำลองเอมไพริคัลมีข้อดีคือ ใช้งานได้ง่ายแต่ขาดความเป็นสากลจึงใช้งานได้ในขอบเขตจำกัด สำหรับแบบจำลองเชิงฟิสิกส์ จะมีความเป็นสากลและใช้ได้ทั่วไป แต่มีความซับซ้อนและใช้ข้อมูลประกอบจำนวนมากซึ่งบางครั้งหาไม่ได้ จากข้อดีและข้อเสียดังกล่าว ผู้วิจัยจึงเสนอที่จะพัฒนาแบบจำลองแบบกึ่งเอมไพริคัล (semi-empirical model) ซึ่งไม่ซับซ้อนและยังคงใช้ตัวแปรทางฟิสิกส์ในแบบจำลอง ซึ่งสามารถใช้ได้ทั่วไป ตามรายละเอียดในบทถัดไป

บทที่ 3

วิธีการดำเนินการวิจัยและผล

งานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจะทำการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีรวม รังสีตรง และรังสีกระจายจากข้อมูลที่ทำกรวัดในภูมิภาคต่าง ๆ ของประเทศไทย จากนั้นจะทำการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองและเปรียบเทียบกับแบบจำลองอื่น ๆ ตามรายละเอียดดังนี้

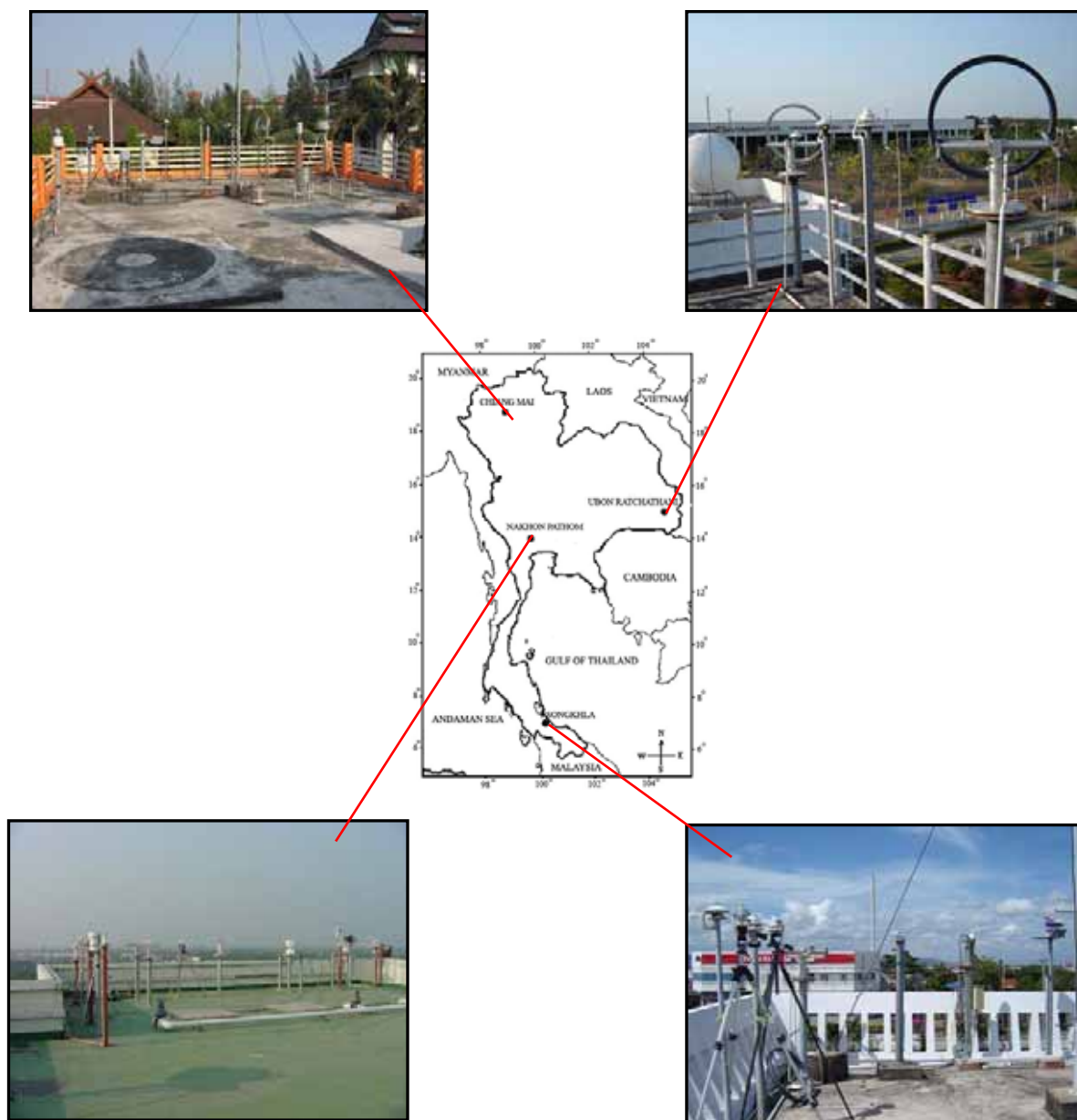
3.1 การเตรียมข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์

3.1.1 เครื่องมือวัด

ในงานวิจัยนี้จะใช้ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งประกอบด้วยข้อมูลความเข้มรังสีตรง รังสีรวม และรังสีกระจายจากสถานีวัด ซึ่งภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ดำเนินการติดตั้งอุปกรณ์วัด ตามภูมิภาคต่างๆ 4 แห่ง ตามรายละเอียดดังนี้

- 1) ภาคเหนือ ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ อำเภอเมือง จังหวัดเชียงใหม่
(18.78 °N, 98.98°E)
- 2) ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ อำเภอเมือง จังหวัดอุบลราชธานี (15.25 °N, 104.87°E)
- 3) ภาคกลาง ที่คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร อำเภอเมือง จังหวัดนครปฐม
(13.82 °N, 100.04 °E)
- 4) ภาคใต้ ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก อำเภอเมือง จังหวัดสงขลา
(7.2 °N, 100.6°E)

ตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดทั้ง 4 แห่ง แสดงไว้ดังรูปที่ 3.1 ซึ่งต่อไปนี้จะเรียกว่า สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีนครปฐม และสถานีสงขลา ตามลำดับ



รูปที่ 3.1 ตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ทั้ง 4 สถานีตามภูมิภาคหลักของประเทศไทย

เครื่องวัดและบันทึกข้อมูลที่สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี และสถานีสงขลา มีชุดอุปกรณ์เหมือนกัน กล่าวคือ ใช้ไพราโนมิเตอร์ (pyranometer) รุ่น CM21 ของบริษัท Kipp & Zonen ทำการวัดรังสีรวม ใช้ไพราโนมิเตอร์ของ Kipp & Zonen รุ่น CM11 ประกอบกับวงแหวนบังรังสีตรงรุ่น CM121 ของ Kipp & Zonen เพื่อวัดรังสีกระจาย และใช้เครื่องวัดรังสีตรง (pyrheliometer) รุ่น CH 1 ของบริษัท Kipp & Zonen ประกอบกับอุปกรณ์ติดตามดวงอาทิตย์ (sun tracker) ของ

Kipp & Zonen รุ่น 2AP เพื่อวัดรังสีตรง สำหรับที่สถานีนครปฐม ใช้ไพราโนมิเตอร์ รุ่น CM11 ทำการวัดรังสีรวม สำหรับเครื่องวัดรังสีกระจายที่ใช้เหมือนสถานีอื่นๆ และใช้เครื่องวัดรังสีตรง (pyrheliometer) รุ่น NIP ของบริษัท Eppley ประกอบกับอุปกรณ์ติดตามดวงอาทิตย์ (sun tracker) ของ Kipp & Zonen รุ่น 2 AP

สัญญาณที่ได้จากเครื่องวัดดังกล่าวจะบันทึกด้วยเครื่องบันทึกสัญญาณ datalogger รุ่น DC 100 ของ บริษัท Yokokawa เครื่องวัดและเครื่องบันทึกข้อมูลของสถานีวัด 4 แห่ง แสดงดังรูปที่ 3.2-3.16



รูปที่ 3.2 อุปกรณ์วัดรังสีรวมที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 3.3 อุปกรณ์วัดรังสีตรงที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 3.4 อุปกรณ์วัดรังสีกระจายที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 3.5 อุปกรณ์บันทึกข้อมูลที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 3.6 อุปกรณ์วัดรังสีรวมที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 3.7 อุปกรณ์วัดรังสีกระจายที่ศูนย์อุตุนิยมหาวิทยาลัยภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 3.8 อุปกรณ์บันทึกข้อมูลที่ศูนย์อุตุนิยมหาวิทยาลัยภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 3.9 อุปกรณ์วัดรังสีรวมที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 3.10 อุปกรณ์วัดรังสีตรงที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 3.11 อุปกรณ์วัดรังสีกระจายที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 3.12 อุปกรณ์บันทึกข้อมูลที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 3.13 อุปกรณ์วัดรังสีรวมที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 3.14 อุปกรณ์วัดรังสีตรงที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 3.15 อุปกรณ์วัดรังสีกระจายที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 3.16 อุปกรณ์บันทึกข้อมูลที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา

3.1.2 การอ่านข้อมูล

ในการอ่านข้อมูล ผู้วิจัยได้ทำการตั้งโปรแกรมให้เครื่องบันทึกข้อมูลเก็บข้อมูลในรูปแบบของ ศักย์ไฟฟ้าจากเครื่องวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ ทุกๆ 1 วินาที และทำการเฉลี่ยค่าที่ได้ทุกๆ 10 นาที จากนั้นจะบันทึกค่าเฉลี่ยลงในหน่วยความจำ ค่าศักย์ไฟฟ้าที่บันทึกได้ดังกล่าว จะถูกนำไปคำนวณเป็นค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ตาม สมการ

$$I = \frac{V}{S} \quad (3.1)$$

เมื่อ I คือ ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ [W/m^2]

V คือ ศักย์ไฟฟ้าที่ได้จากเครื่องวัด [V]

S คือ sensitivity ของเครื่องวัด [$V/W m^{-2}$]

3.1.3 การสอบเทียบเครื่องวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์

เครื่องวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์เป็นเครื่องมือที่ใช้งานกลางแจ้งซึ่งเมื่อใช้เป็นระยะเวลานานจะมีการเสื่อมคุณภาพลง โดยค่า sensitivity จะค่อย ๆ ลดลงตามเวลา ดังนั้นจึงต้องทำการสอบเทียบเครื่องวัดดังกล่าวอย่างสม่ำเสมอ

สำหรับห้ววัดไพราโนมิเตอร์ซึ่งใช้วัดรังสีรวมและรังสีกระจายที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และสงขลา เป็นเครื่องมือที่จัดซื้อเมื่อปี ค.ศ.1994 ซึ่งบริษัทผู้ผลิตได้ทำการสอบเทียบครั้งแรกจากโรงงานโดยใช้ indoor calibration facility ซึ่งสามารถเทียบมาตรฐานย้อนกลับไปยัง world pyrheliometric standard ได้ โดยนักวิจัยจากห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ได้เดินทางไปสอบเทียบเครื่องวัดปีละ 1 ครั้ง

ในการสอบเทียบ ผู้วิจัยจะนำไพราโนมิเตอร์มาตรฐานไปติดตั้งคู่กับไพราโนมิเตอร์ที่ใช้ งานจริงของสถานีวัดแต่ละแห่งโดยตั้งไพราโนมิเตอร์มาตรฐานให้อยู่ในระดับเดียวกันกับห้ววัดที่ ต้องการสอบเทียบ แล้วต่อสัญญาณเข้าเครื่องบันทึกข้อมูลและบันทึกข้อมูลคู่ขนานกัน ทั้งนี้ผู้วิจัย จะเลือกวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสและเก็บข้อมูลในช่วงเวลาระหว่าง 11:00-15:00 น. จากนั้น จะนำข้อมูลที่ ได้ไปทำการคำนวณหา sensitivity ค่าใหม่ ซึ่งมีขั้นตอนดังนี้

1) นำข้อมูลที่ได้จากไพราโนมิเตอร์อ้างอิงมาแปลงค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ให้อยู่ใน หน่วย W/m^2 แล้วนำค่าที่ได้มาเขียนกราฟกับค่าศักย์ไฟฟ้าที่ได้จากไพราโนมิเตอร์ซึ่งต้องการสอบ เทียบ

2) อ่านค่าความชันของกราฟซึ่งจะเป็นค่า sensitivity ค่าใหม่ของไพราโนมิเตอร์ที่ทำการสอบเทียบ

ค่า sensitivity (S) ของเครื่องวัดที่เป็นค่าความชันของกราฟ สามารถคำนวณจากความสัมพันธ์ในสมการ (3.2)

$$S = \frac{\text{ศักย์ไฟฟ้าของเครื่องที่ต้องการสอบเทียบ}}{\text{ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากเครื่องวัดมาตรฐาน}} \quad (3.2)$$

ตัวอย่างการสอบเทียบเครื่องวัดและกราฟแสดงการคำนวณค่า sensitivity ของสถานีวัดต่างๆ ที่ผู้วิจัยและเจ้าหน้าที่ของห้องปฏิบัติการฯ เดินทางไปสอบเทียบ แสดงดังรูปที่ 3.17– 3.20 และผลการสอบเทียบเครื่องวัดทั้ง 4 สถานี ดังกราฟในรูปที่ 3.21–3.24 ซึ่งค่า sensitivity จากการสอบเทียบแสงในตารางที่ 3.1



รูปที่ 3.17 การสอบเทียบไพราโนมิเตอร์ที่สถานีเชียงใหม่ เมื่อเดือนพฤษภาคม 2009



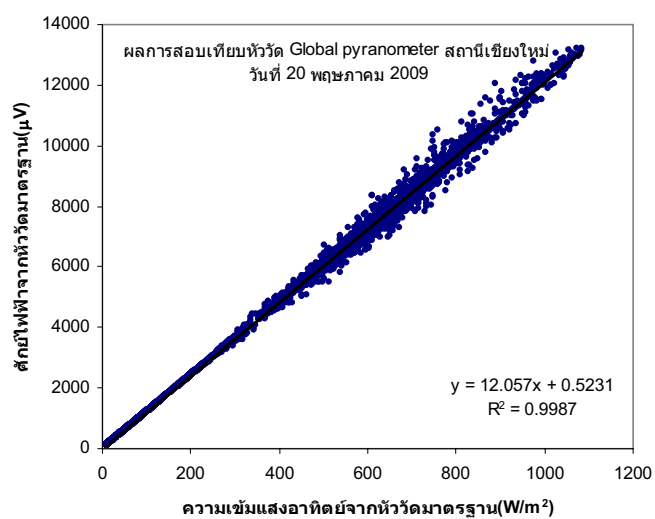
รูปที่ 3.18 การสอบเทียบไพราโนมิเตอร์ที่สถานีอุบลราชธานี เมื่อเดือนพฤษภาคม 2009



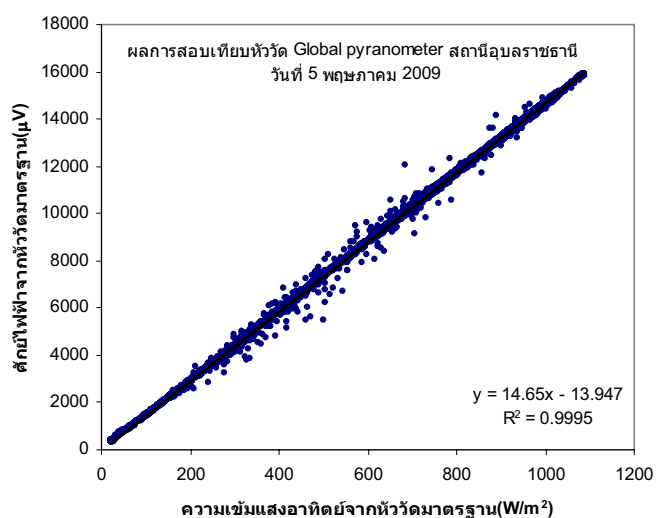
รูปที่ 3.19 การสอบเทียบไพราโนมิเตอร์ที่สถานีนครปฐม เมื่อเดือนกุมภาพันธ์ 2010



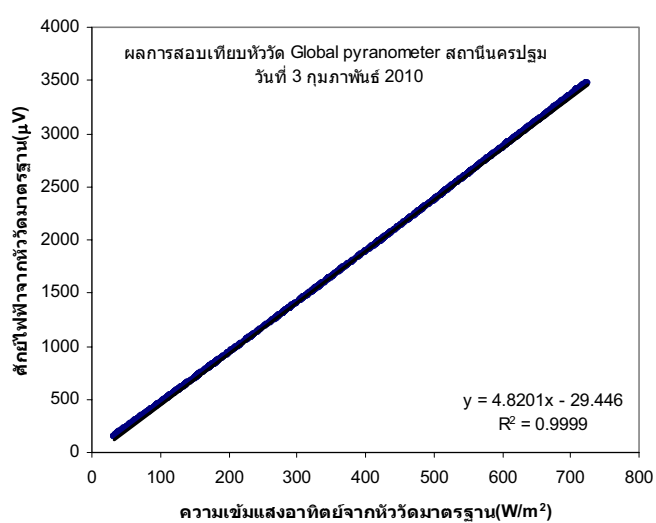
รูปที่ 3.20 การสอบเทียบไพราโนมิเตอร์ที่สถานีสงขลา เมื่อเดือนเมษายน 2009



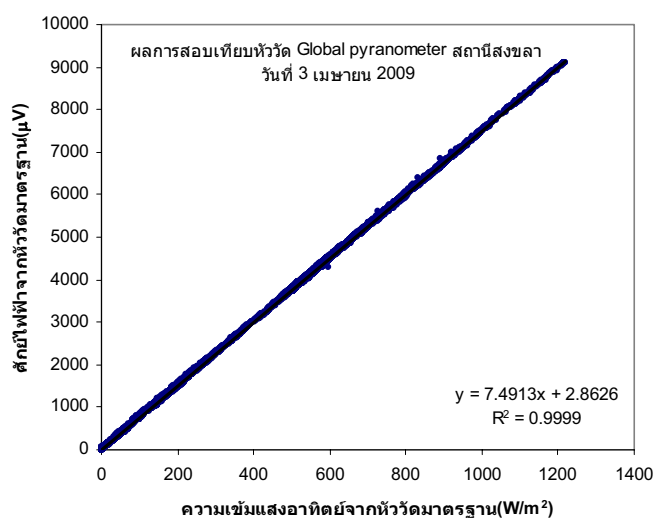
รูปที่ 3.21 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากหัววัดมาตรฐาน กับค่าศักย์ไฟฟ้าจากหัววัดของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.22 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากหัววัดมาตรฐาน
กับค่าศักย์ไฟฟ้าจากหัววัดของสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.23 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากหัววัดมาตรฐาน
กับค่าศักย์ไฟฟ้าจากหัววัดของสถานีนครปฐม



รูปที่ 3.24 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากหัววัดมาตรฐาน กับค่าศักย์ไฟฟ้าจากหัววัดของสถานีสงขลา

ตารางที่ 3.1 ผลการสอบเทียบเครื่องวัดรังสีรวมของ 4 สถานี

สถานี	ค่า sensitivity เดิม ($\mu\text{V}/\text{W.m}^2$)	ค่า sensitivity ใหม่ ($\mu\text{V}/\text{W.m}^2$)
เชียงใหม่	12.03	12.03
อุบลราชธานี	14.52	14.52
นครปฐม	4.83	4.82
สงขลา	7.28	7.28

จากตารางแสดงให้เห็นว่าค่า sensitivity ของเครื่องวัดมีการเปลี่ยนแปลงน้อยมาก แสดงว่าเครื่องวัดที่ใช้ในการวัดมีสมรรถนะสูง

สำหรับเครื่องวัดรังสีตรงที่สถานีเชียงใหม่ และสงขลา เป็นเครื่องมือที่จัดซื้อเมื่อปี ค.ศ 2007 ได้ทำการสอบเทียบก่อนนำไปติดตั้งโดยนำเครื่องวัดรังสีตรงไปสอบเทียบกับเครื่องวัดมาตรฐานโดยใช้เครื่องวัดมาตรฐานของกรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน ซึ่งได้นำไปสอบเทียบกับเครื่องวัดมาตรฐานของโลกที่ World Radiation Center เมือง Davos ประเทศสวิสเซอร์แลนด์ หลังจากติดตั้งใช้งาน 1 ปี นักวิจัยของห้องปฏิบัติการพลังงานแสงอาทิตย์ได้เดินทางไปสอบเทียบเครื่องวัด โดยการนำโดยนำเครื่องวัดรังสีตรง รุ่น NIP ของ Eppler ซึ่งสอบ

เทียบโดยผู้ผลิตและเก็บรักษาไว้โดยไม่ใช้งานมาใช้เป็นมาตรฐานในการสอบเทียบผลการสอบเทียบพบว่า ค่า sensitivity ของเครื่องวัดไม่เปลี่ยนแปลง

3.1.4 การควบคุมคุณภาพของข้อมูล

ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่นำมาใช้ในงานวิจัยนี้ คือ ข้อมูลความเข้มรังสีรวมเฉพาะขณะบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) และรังสีตรงเฉพาะขณะบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ (direct normal irradiance) และรังสีกระจายเฉพาะขณะบนพื้นราบ (diffuse irradiance) ถึงแม้ว่าเครื่องมือวัดจะมีการสอบเทียบอยู่เป็นประจำ แต่ข้อมูลที่จะนำมาใช้งานก็ต้องผ่านการควบคุมคุณภาพของข้อมูลก่อน (data quality control) เพื่อกำจัดข้อมูลที่ผิดปกติออกไป โดยผู้วิจัยได้ทำการควบคุมคุณภาพข้อมูลตามขั้นตอนดังต่อไปนี้

1) เลือกใช้ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงเวลาที่มุมเงยของดวงอาทิตย์มากกว่า 5 องศาขึ้นไป เพื่อหลีกเลี่ยงค่า error เนื่องจาก Cosine response ของหัววัด และผลจากสิ่งกีดขวางต่างๆ

2) เปรียบเทียบระหว่างข้อมูลความเข้มรังสีรวมกับความเข้มรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนพื้นราบ (I_0) โดยทั่วไปเมื่อรังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศโลกจะถูกดูดกลืนและกระเจิงโดยองค์ประกอบของบรรยากาศ ทำให้ความเข้มรังสีรวมที่ตกกระทบพื้นผิวโลกมีค่าน้อยกว่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกเสมอ ค่าความเข้มรังสีรวม (I_G) ของดวงอาทิตย์ที่ไม่สอดคล้องกับเงื่อนไขดังสมการ (3.3) ถือว่าเป็นข้อมูลผิดพลาด ผู้วิจัยจะไม่นำข้อมูลมาใช้ในการวิเคราะห์

$$I_G < 0.9I_0 \quad (3.3)$$

เมื่อ I_0 คือ ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกบนพื้นราบ [W/m^2]

I_G คือ ความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

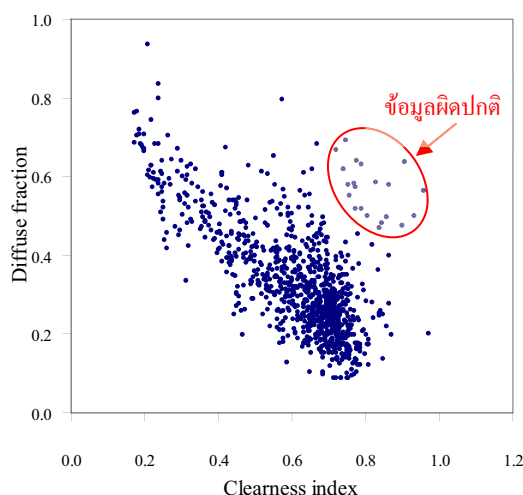
3) เปรียบเทียบระหว่างข้อมูลรังสีกระจายกับข้อมูลรังสีรวม โดยทั่วไปรังสีกระจาย (I_d) จะมีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับความเข้มรังสีรวม (I_G) ดังนั้นข้อมูลใดที่ขัดแย้งกับเงื่อนไขดังกล่าว จะถือว่าเป็นข้อมูลผิดพลาดและไม่นำมาใช้ในการวิเคราะห์ เราสามารถเขียนเป็นเงื่อนไขได้ดังนี้

$$I_d \leq I_G \quad (3.4)$$

เมื่อ I_d คือ ความเข้มรังสีกระจายบนพื้นราบ (diffuse irradiance) [W/m^2]

I_G คือ ความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) [W/m^2]

4) สังเกตจากความสัมพันธ์ของค่า diffuse fraction และ clearness index เพื่อตรวจสอบค่าผิดปกติของข้อมูลรังสีกระจายกรณีที่วงแหวนไม่บังดวงอาทิตย์ เพราะเป็นข้อมูลที่มีความผิดพลาด ตัวอย่างของข้อมูลที่ผิดปกติแสดงไว้ดังรูปที่ 3.25



รูปที่ 3.25 ลักษณะข้อมูลที่ผิดปกติ ซึ่งจำเป็นต้องตรวจสอบ

โดยปกติ เมื่อท้องฟ้ามีสภาพแจ่มใส ค่า clearness index จะมีค่ามาก ปริมาณรังสีกระจายจะมีค่าน้อยซึ่งส่งผลให้ค่า diffuse fraction จะมีค่าน้อยตามกัน ดังนั้นข้อมูล diffuse irradiance ที่ขัดกับหลักความจริงดังกล่าว ถือว่าเป็นข้อมูลที่เกิดจากการที่วงแหวนไม่บังดวงอาทิตย์ (ข้อมูลในวงกลมแสดงดังรูปที่ 3.25)

3.1.5 การคัดเลือกข้อมูล

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยทำการคัดเลือกข้อมูลเฉพาะในช่วงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆโดยอาศัยข้อมูลจากเครื่อง sunphotometer ของห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ซึ่งเป็นสมาชิกของ AERONET (The Aerosol Robotic Network) เพื่อระบุช่วงเวลาท้องฟ้าปราศจากเมฆ

AERONET เป็นเครือข่ายที่พัฒนาเทคโนโลยีการวัดคุณสมบัติของฝุ่นละออง(aerosol)ในบรรยากาศ เครื่อง sunphotometer ทำการวัดสเปกตรัมรังสีตรงในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆ ในการวัดคุณสมบัติของฝุ่นละอองในบรรยากาศอย่างแม่นยำนั้นจะต้องใช้ข้อมูลสเปกตรัมในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดย AERONET ได้พัฒนาโปรแกรมคอมพิวเตอร์สำหรับคัดกรองข้อมูลสเปกตรัม

รังสีดวงอาทิตย์ในช่วงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ผู้วิจัยจะใช้ช่วงเวลาดังกล่าวเป็นตัวบอกช่วงเวลาของรังสีดวงอาทิตย์ที่จะนำมาใช้งาน ห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ดำเนินการติดตั้งเครื่อง sunphotometer ที่สถานีวัด 4 แห่งดังกล่าวไว้ข้างต้น โดยเก็บข้อมูลขนานไปกับเครื่องวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์



รูปที่ 3.26 เครื่อง sunphotometer ของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.27 เครื่อง sunphotometer ของสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.28 เครื่อง sunphotometer ของสถานีนครปฐม



รูปที่ 3.29 เครื่อง sunphotometer ของสถานีสงขลา

เนื่องจากสถานีทั้ง 4 แห่งมีเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky view) ติดตั้งอยู่ด้วย ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลภาพถ่ายท้องฟ้ามาประกอบในการคัดเลือกช่วงเวลาที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ



รูปที่ 3.30 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.31 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าของสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.32 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าของสถานีนครปฐม



รูปที่ 3.33 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าของสถานีสงขลา



รูปที่ 3.34 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าจากเครื่อง sky view ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสถานีเชียงใหม่ วันที่ 30 พฤศจิกายน 2008 เวลา 12.00 น.



รูปที่ 3.35 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าจากเครื่อง sky view ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสถานีอุบลราชธานี วันที่ 1 พฤศจิกายน 2009 เวลา 8.40 น.



รูปที่ 3.36 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าจากเครื่อง sky view ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสถานีนครปฐม วันที่ 2 ธันวาคม 2008 เวลา 12.00 น.



รูปที่ 3.37 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าจากเครื่อง sky view ในสภาพท้องฟ้า
ปราศจากเมฆสถานีสงขลา วันที่ 25 พฤษภาคม 2008 เวลา 10.00 น.

3.2 การพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสำหรับประเทศไทย

ค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสามารถใช้เป็นค่าอ้างอิงเพื่อคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์จากภาพถ่ายดาวเทียม (Hammer et al., 2003) นอกจากนี้ยังใช้ในการคำนวณสมรรถนะของระบบรวมแสงต่างๆ (concentrating system) เนื่องจากปัจจุบันแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆมีหลายแบบจำลอง โดยแต่ละแบบจำลองสร้างมาจากข้อมูลที่แตกต่างกัน และมีความเหมาะสมในการใช้งานที่ต่างกัน สำหรับกรณีประเทศไทยยังไม่สามารถระบุได้ชัดเจนว่าแบบจำลองใดมีความเหมาะสมต่อสภาพท้องฟ้าของประเทศไทย ดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอที่จะพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีรวมที่เหมาะสมกับประเทศไทย

3.2.1 ข้อมูล

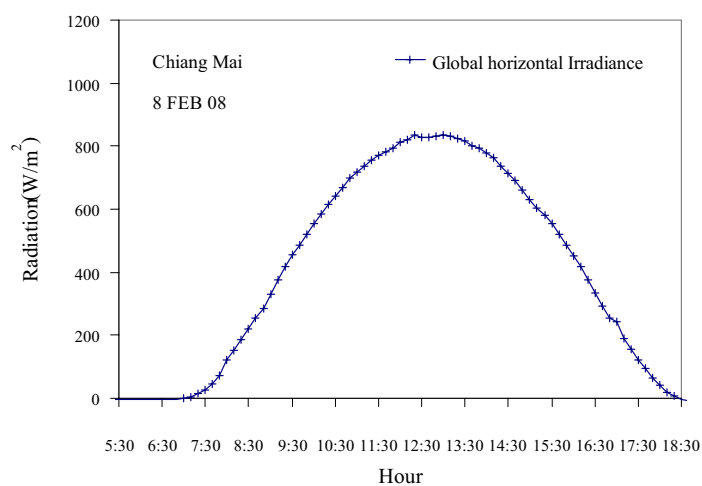
ในการสร้างแบบจำลองค่าความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจำเป็นต้องใช้ข้อมูลต่างๆ ได้แก่ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ มุมเซนนิธ แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร (eccentricity correction factor) มวลอากาศ ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) เลขยกกำลังอังสตรอม (Angstrom wavelength exponent) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (precipitable water) และปริมาณโอโซน (total column ozone) โดยช่วงเวลาของข้อมูลที่ใช้แสดงไว้ในตารางที่ 3.2

ตารางที่ 3.2 ช่วงข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลอง

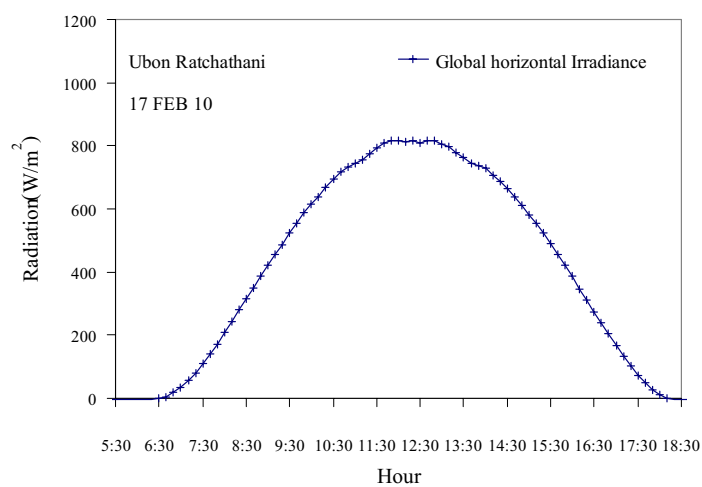
สถานี	ข้อมูลพัฒนาแบบจำลอง	ข้อมูลทดสอบแบบจำลอง
เชียงใหม่	มกราคม – ธันวาคม 2007	มกราคม – ธันวาคม 2008
นครปฐม	มกราคม – ธันวาคม 2007	มกราคม – ธันวาคม 2008
สงขลา	มกราคม – ธันวาคม 2007	มกราคม – ธันวาคม 2008
อุบลราชธานี	-	พฤศจิกายน 2009 – กุมภาพันธ์ 2010

3.2.1.1 ข้อมูลความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ

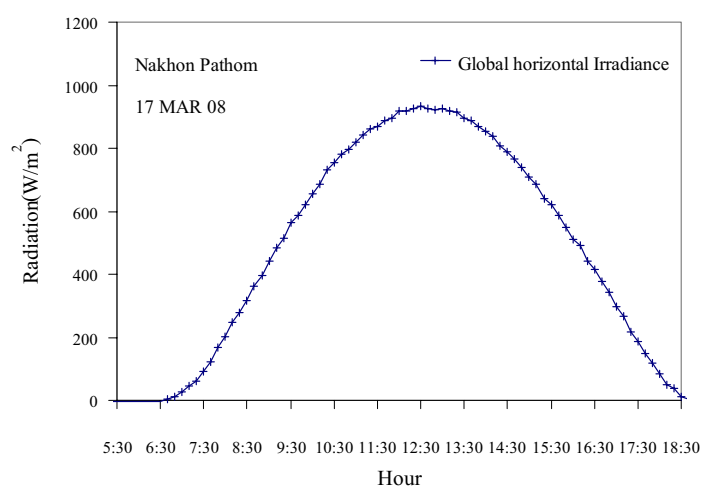
ในการพัฒนาแบบจำลองและทดสอบแบบจำลอง ผู้วิจัยใช้ข้อมูลความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ โดยอยู่ในรูปของข้อมูลเฉลี่ยรายชั่วโมง มีหน่วยเป็น W/m^2 ที่ได้จากการแปลงข้อมูลดิบรายสิบนาที่จากเครื่องไพราโนมิเตอร์ที่สถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐมและสถานีสงขลา ยกเว้นสถานีอุบลราชธานีไม่ได้นำมาใช้ในการพัฒนาแบบจำลองเนื่องจากข้อมูลไอน้ำและฝุ่นละอองจากเครื่อง sunphotometer มีจำกัด แต่ได้นำมาใช้ในการทดสอบแบบจำลอง ผู้วิจัยได้คัดเลือกช่วงเวลาที่ต้องฟ้าปราศจากเมฆจากการใช้ข้อมูลจากเครื่อง sunphotometer และภาพถ่ายท้องฟ้าเป็นตัวบ่งชี้ นอกจากนี้ผู้วิจัยยังนำข้อมูลรายสิบนาที่มาเขียนกราฟกับเวลาเพื่อสังเกตการเปลี่ยนแปลงของค่าความเข้มรังสีรวมตามเวลาในรอบวันซึ่งจะพบว่า ลักษณะกราฟที่ได้ จะมีการแปรค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์อย่างสม่ำเสมอตามตัวอย่างในรูปที่ 3.38 – 3.41



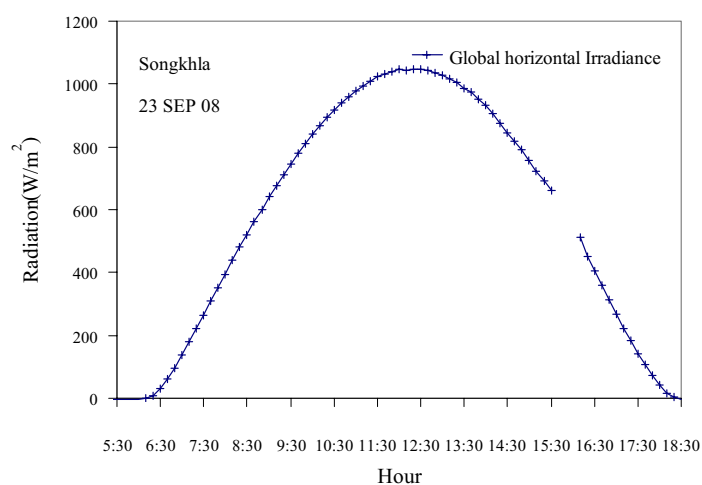
รูปที่ 3.38 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีรวมในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆของ
สถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008



รูปที่ 3.39 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีรวมในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆของ
สถานีอุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010



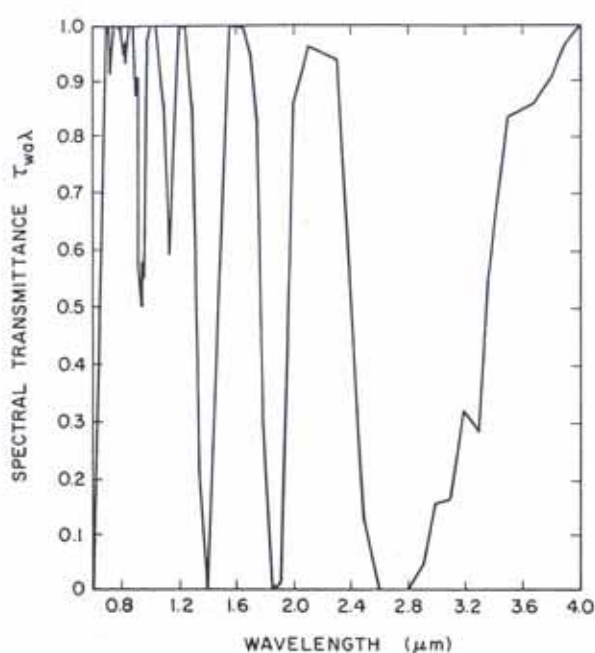
รูปที่ 3.40 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีรวมในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆของสถานี นครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008



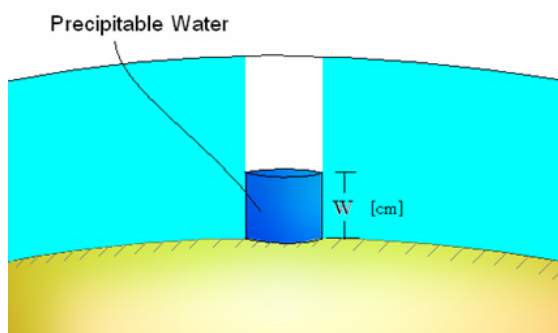
รูปที่ 3.41 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีรวมในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆของสถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008

3.2.1.2 ข้อมูลไอน้ำ

น้ำสามารถอยู่ในบรรยากาศได้ 3 สถานะ คือ แก๊ส ของเหลวและของแข็ง น้ำในสถานะแก๊สเรียกว่า ไอน้ำ ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศมีผลต่อค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากไอน้ำดูดกลืนสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงอินฟราเรดดังกราฟรูปที่ 3.42 โดยทั่วไปปริมาณไอน้ำสามารถบอกในรูปของปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้ (Precipitable water , w) ซึ่งเป็นปริมาณไอน้ำในคอลัมน์ของบรรยากาศที่พิจารณาตั้งแต่พื้นผิวโลกจนถึงส่วนบนของบรรยากาศ ดังรูปที่ 3.43 เมื่อสมมติว่าไอน้ำกลั่นตัวเป็นน้ำซึ่งสามารถหาได้จากสมการ (3.5)



รูปที่ 3.42 การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ ของไอน้ำในบรรยากาศ



รูปที่ 3.43 ปริมาณไอน้ำกลั่นตัวในบรรยากาศ

$$w = \frac{1}{g} \int_0^{\infty} M_r dz \quad (3.5)$$

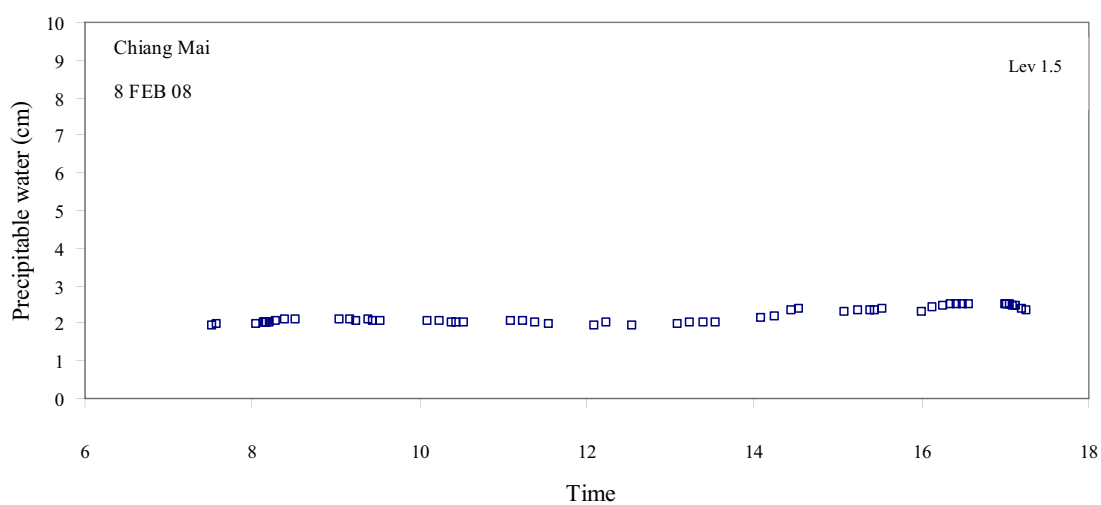
เมื่อ

M_r คือ mixing ratio ซึ่งเป็นอัตราส่วนของไอน้ำต่อมวลของอากาศแห้งในปริมาตร
หนึ่งหน่วย

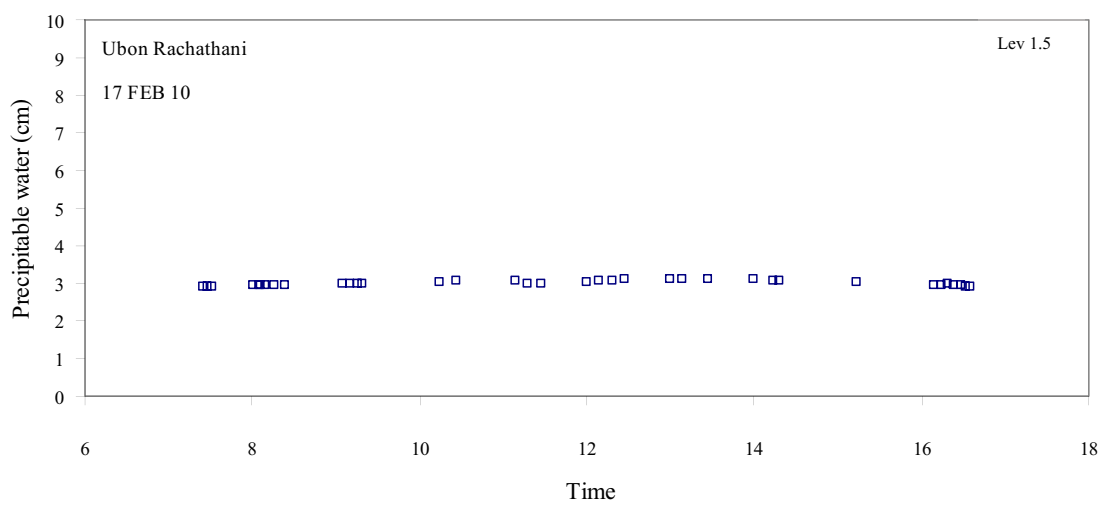
Z คือ ความสูงในแนวดิ่ง

G คือ ความเร่งเนื่องจากความโน้มถ่วงของโลก

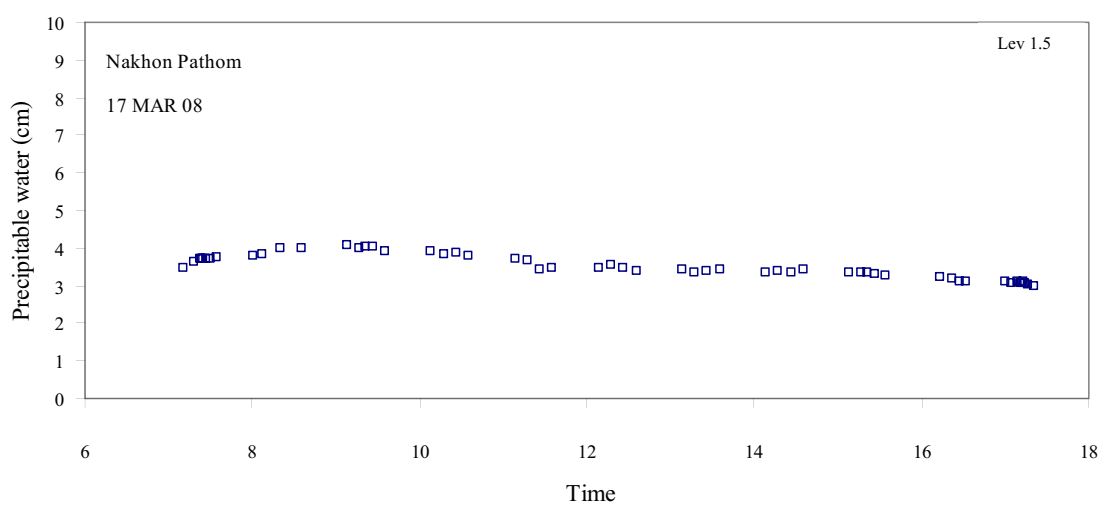
ในการพัฒนาแบบจำลองและทดสอบแบบจำลอง ผู้วิจัยใช้ข้อมูลปริมาณไอน้ำในรูปของ
ปริมาณไอน้ำกลั่นตัวในหน่วย cm ที่ได้จากการวัดด้วยเครื่อง sunphotometer ตัวอย่างของปริมาณ
ไอน้ำในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆจะมีค่าค่อนข้างคงที่ดังรูปที่ 3.44-3.47 เมื่อผู้วิจัยนำมาเขียนกราฟ
เพื่อสังเกตการแปรค่าตามเวลาในรอบปีพบว่าปริมาณไอน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลดังรูปที่
3.48-3.51



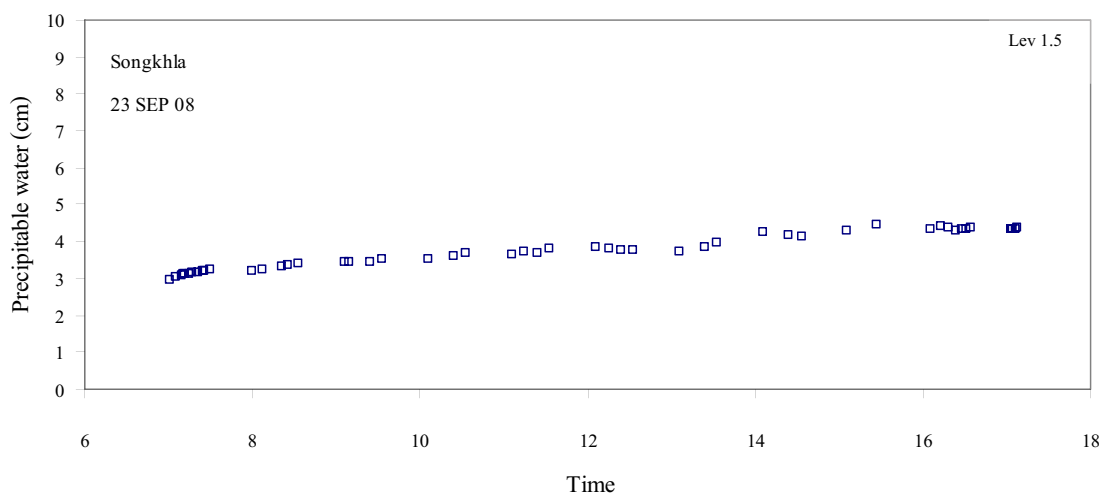
รูปที่ 3.44 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบวันของสถานี
เชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008



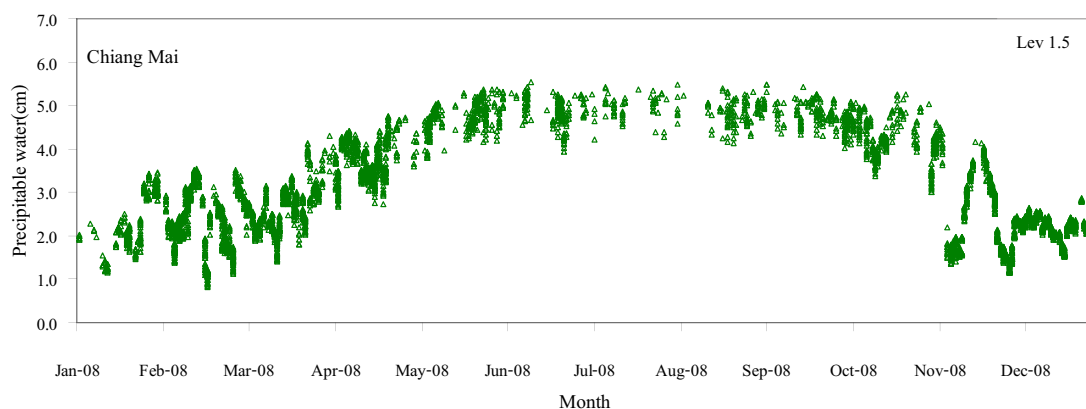
รูปที่ 3.45 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบวันของสถานี
อุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010



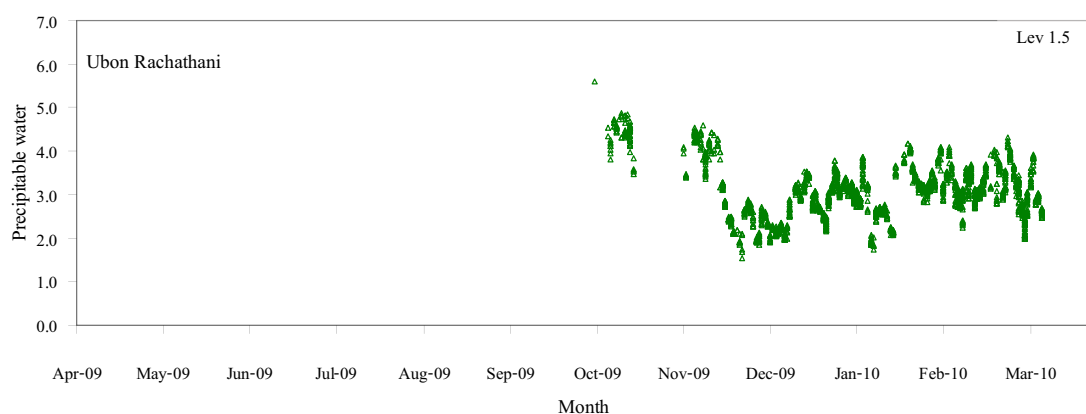
รูปที่ 3.46 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบวัน ของสถานี
นครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008



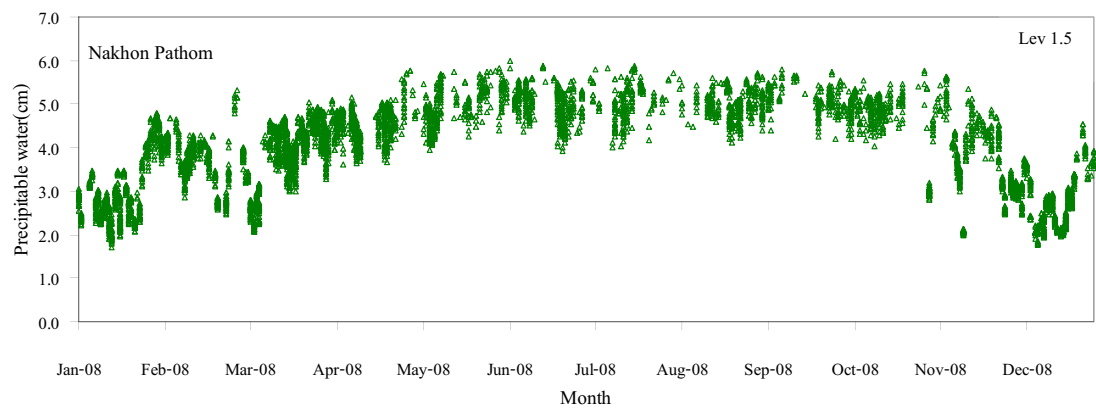
รูปที่ 3.47 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำตามเวลาในรอบวัน ของสถานี
สงขลา วันที่ 23 กุมภาพันธ์ 2008



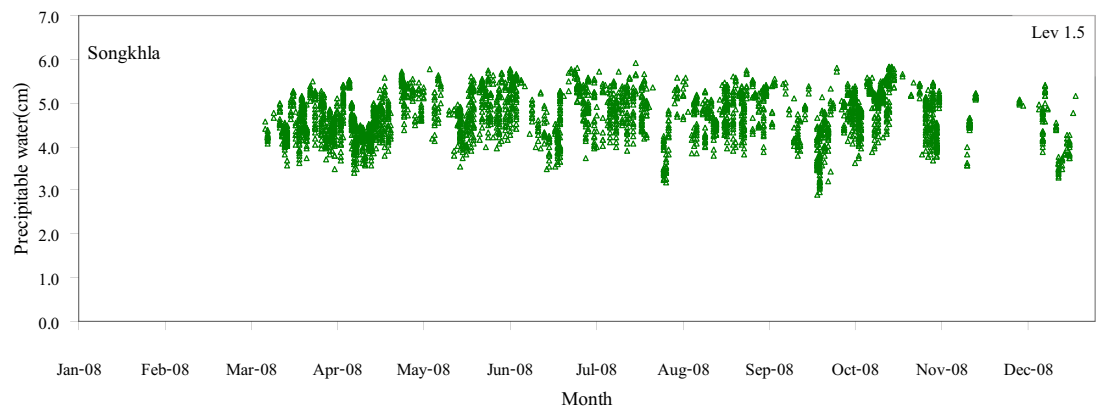
รูปที่ 3.48 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำในรอบปี ของสถานีเชียงใหม่ ปี 2008



รูปที่ 3.49 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำในรอบปี ของสถานีอุบลราชธานี
ตุลาคม 2009 – มีนาคม 2010



รูปที่ 3.50 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำในรอบปี ของสถานีนครปฐม ปี 2008



รูปที่ 3.51 การเปลี่ยนแปลงของค่าปริมาณไอน้ำในรอบปี ของสถานีสงขลา ปี 2008

3.2.1.3 ข้อมูลฝุ่นละออง

ฝุ่นละอองเป็นตัวแปรที่มีอิทธิพลหลักต่อการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงที่ตามองเห็น(visible) ดังกราฟในรูปที่ 3.52 เพราะมีค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านมากที่สุดในช่วงความยาวคลื่น 0.4-0.7 μm และยังมีความหลากหลายทั้งชนิดและขนาด ทำให้ฝุ่นละอองมีผลต่อรังสีดวงอาทิตย์อย่างซับซ้อนที่สุดในบรรดาองค์ประกอบของบรรยากาศทั้งหมด ปริมาณและขนาดฝุ่นละอองบอกด้วยพารามิเตอร์ 2 ตัว คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม และเลขยกกำลังอังสตรอม ตามความสัมพันธ์ใน Angstrom's turbidity formula [Iqbal, 1983]

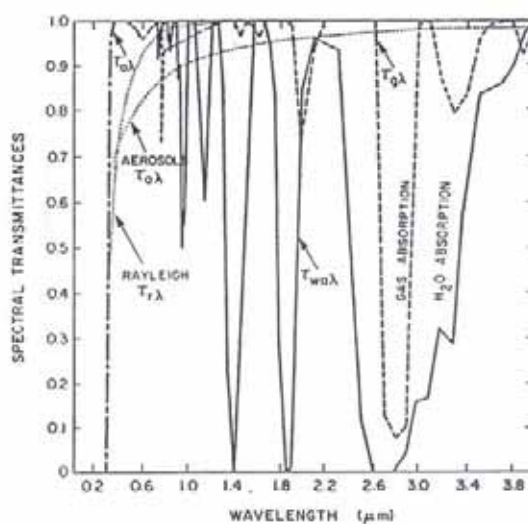
$$k_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (3.6)$$

โดยที่

$k_{a\lambda}$ คือ ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่นต่างๆ [-]

β คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม [-]

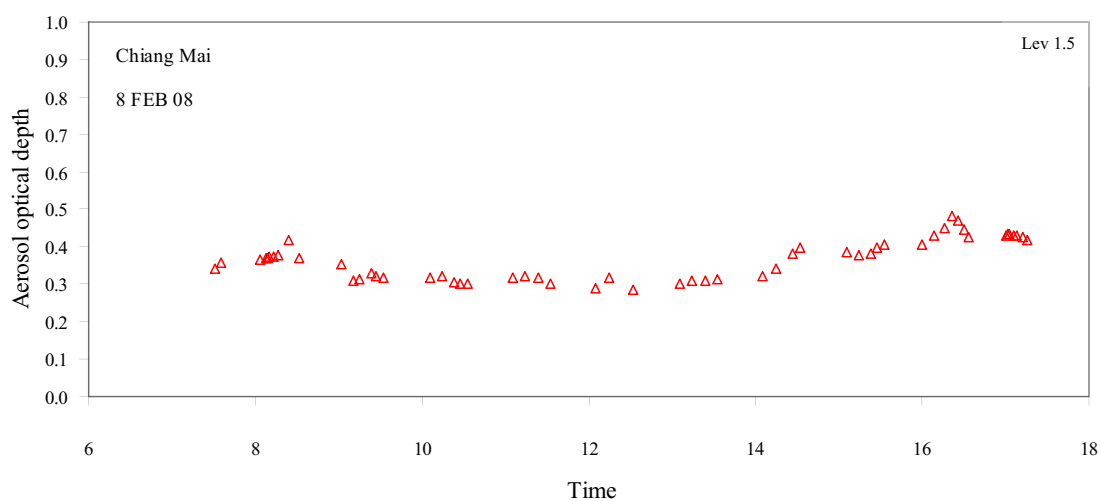
α คือ เลขยกกำลังอังสตรอม [-]



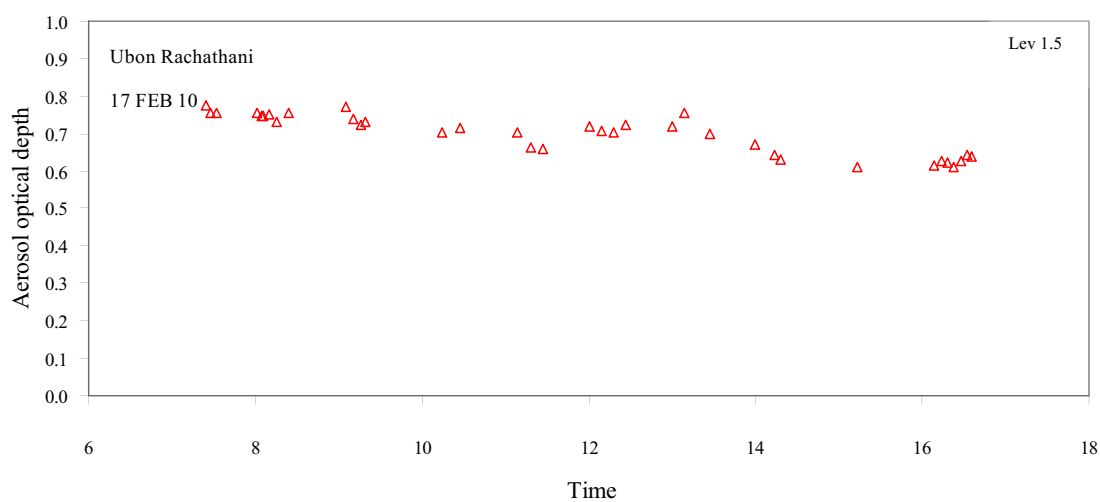
รูปที่ 3.52 การกระเจิงและดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ ขององค์ประกอบในบรรยากาศ

เครื่อง sunphotometer เป็นเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ที่ให้ค่าสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง ได้แก่ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง ($k_{a\lambda}$) เลขยกกำลังอังสตรอม (α) single scattering

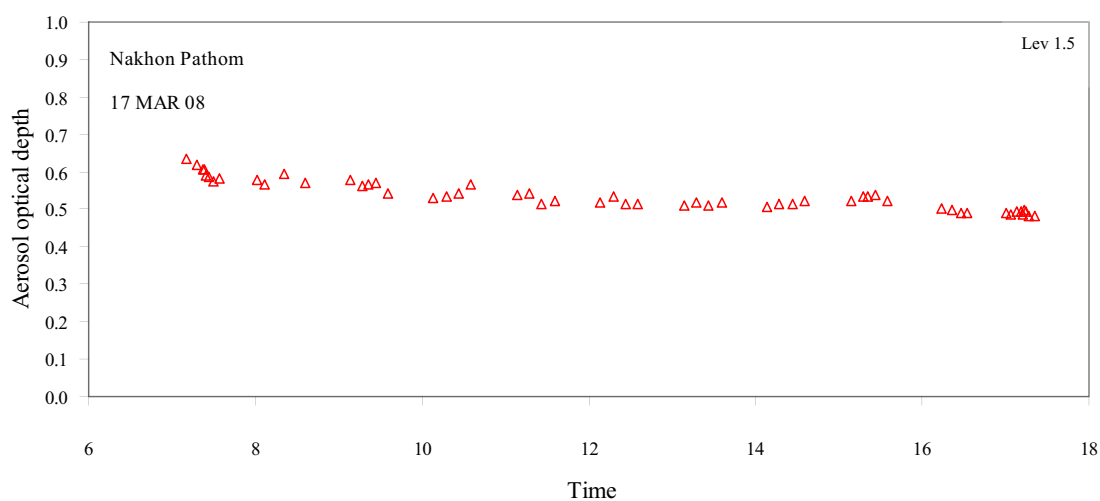
albedo และไอน้ำ สำหรับงานวิจัยนี้ผู้วิจัยใช้ค่า α จากเครื่องวัดโดยตรง ในส่วนของค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (β) นั้นคำนวณจากความสัมพันธ์ของ k_{λ} และ α ในสมการ (3.6) ตัวอย่างของคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆแสดงไว้ในรูปที่ 3.53-3.64 โดยมีค่าก่อนข้างคงที่ เมื่อนำมาเขียนกราฟการแปรค่าตามเวลาในรอบปี พบว่ามีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลดังแสดงในรูปที่ 3.65-3.76



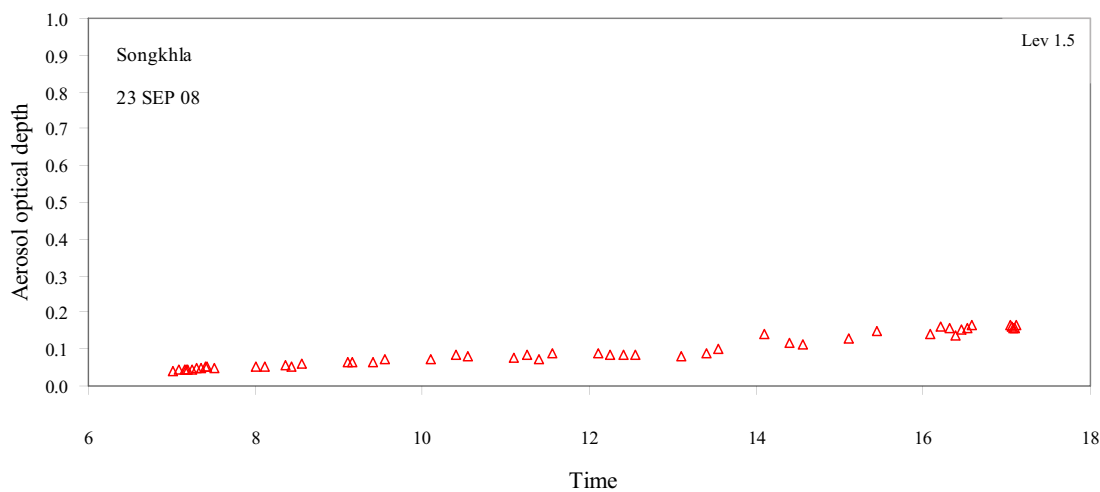
รูปที่ 3.53 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ตามเวลาในรอบวันของสถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008



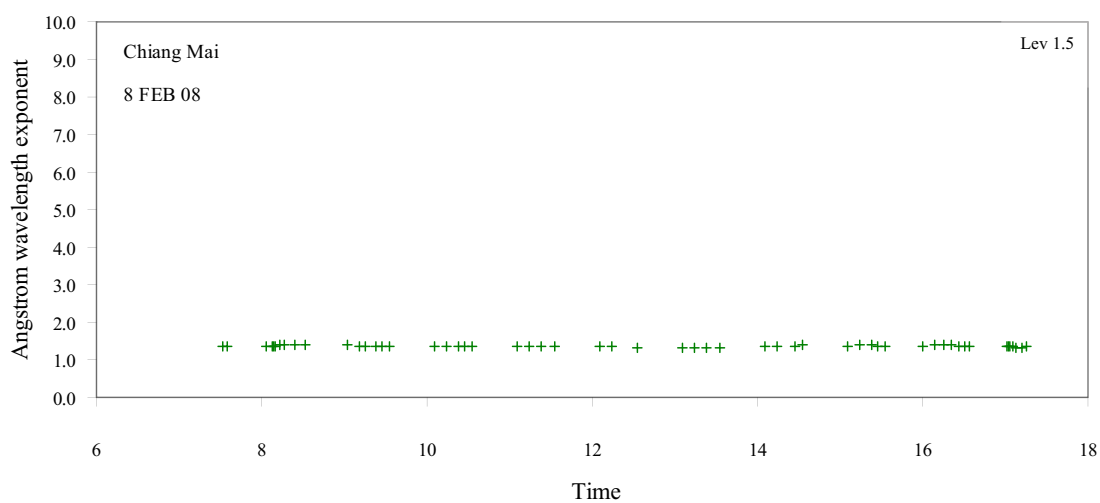
รูปที่ 3.54 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ตามเวลาในรอบวันของสถานีอุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010



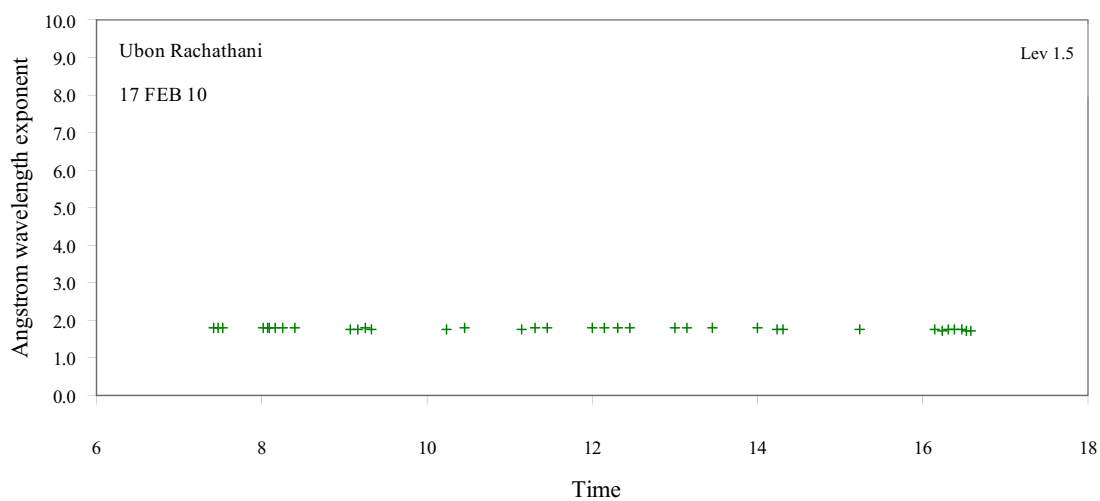
รูปที่ 3.55 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ตามเวลาในรอบวันของสถานีนครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008



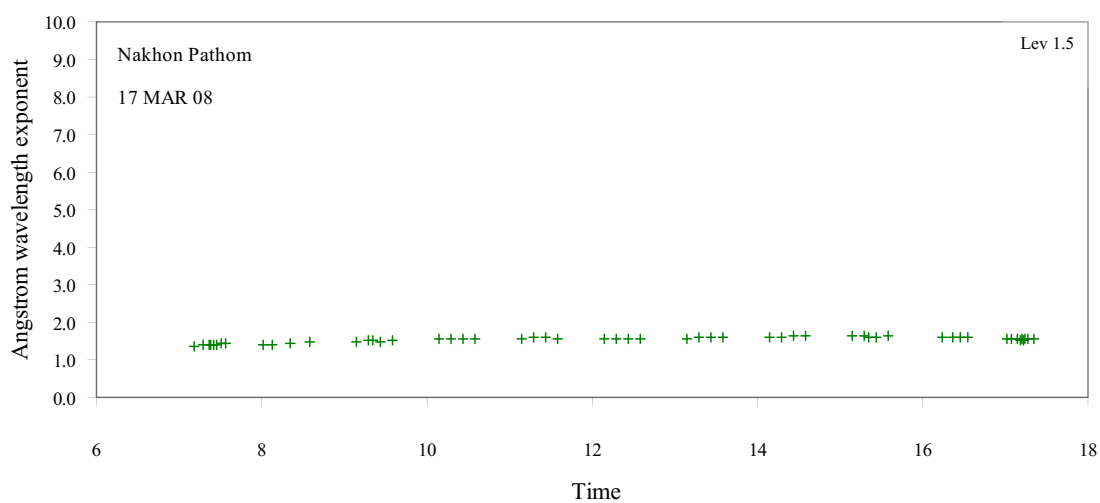
รูปที่ 3.56 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ตามเวลาในรอบวันของสถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008



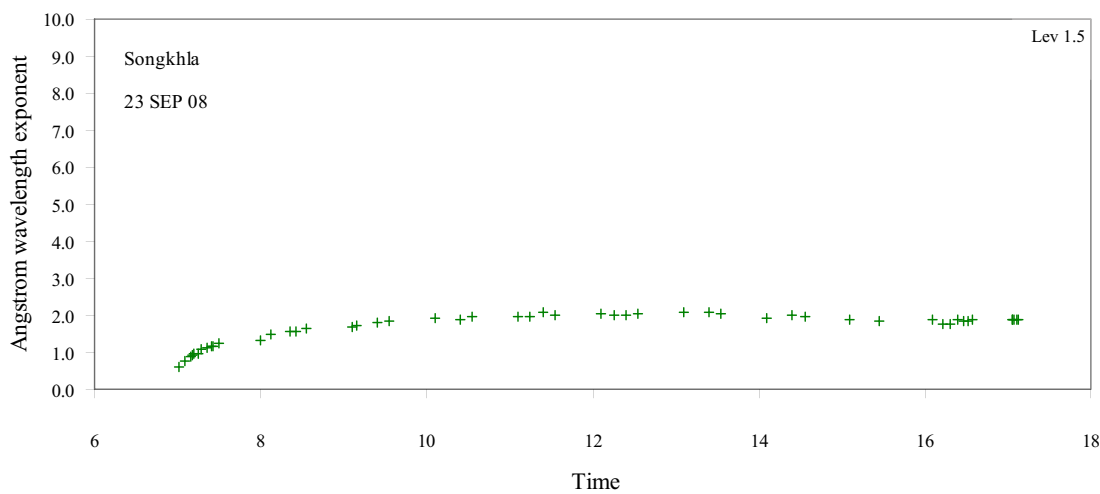
รูปที่ 3.57 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ตามเวลา
ในรอบวันของสถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008



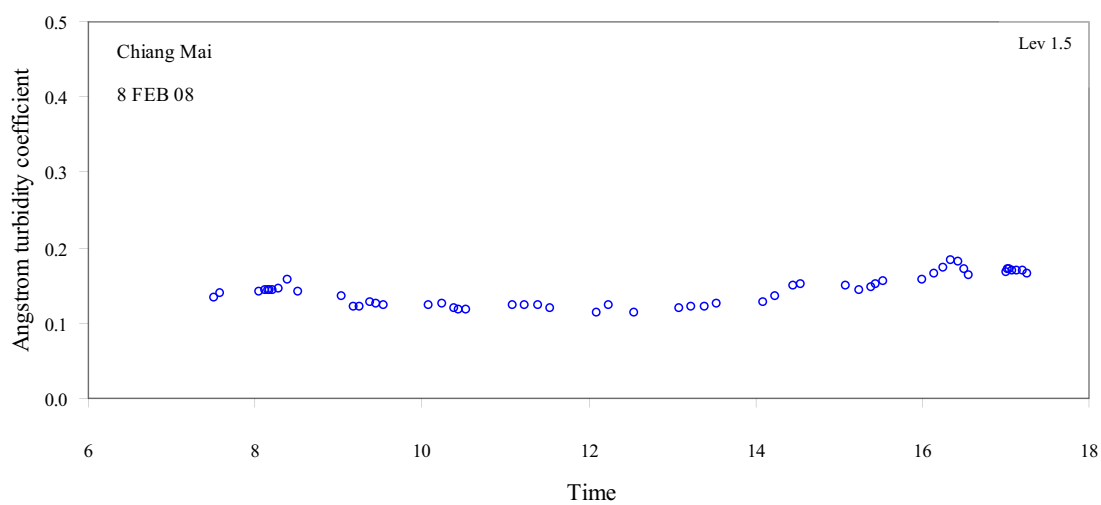
รูปที่ 3.58 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ตามเวลา
ในรอบวันของสถานีอุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010



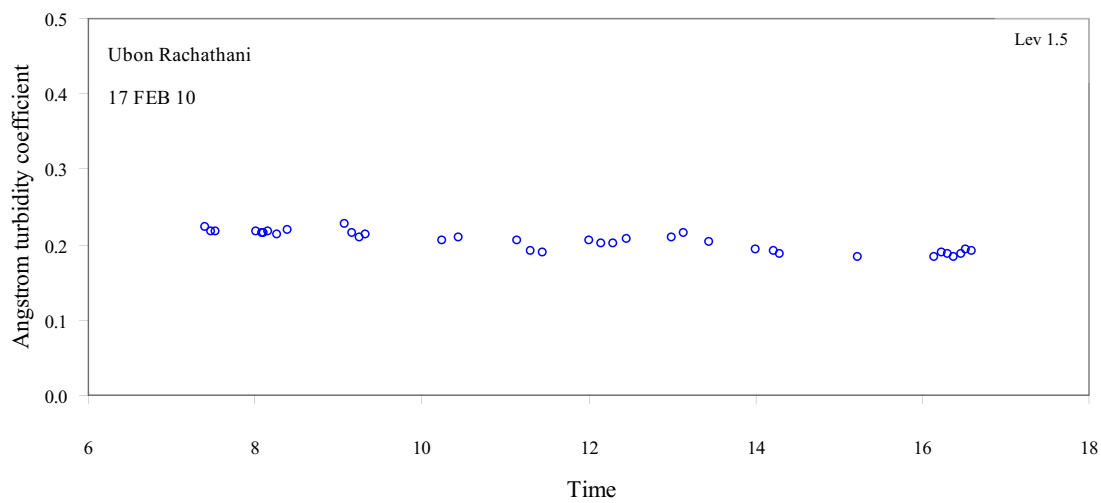
รูปที่ 3.59 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ตามเวลาในรอบวันของ
สถานีนครปฐมวันที่ 17 มีนาคม 2008



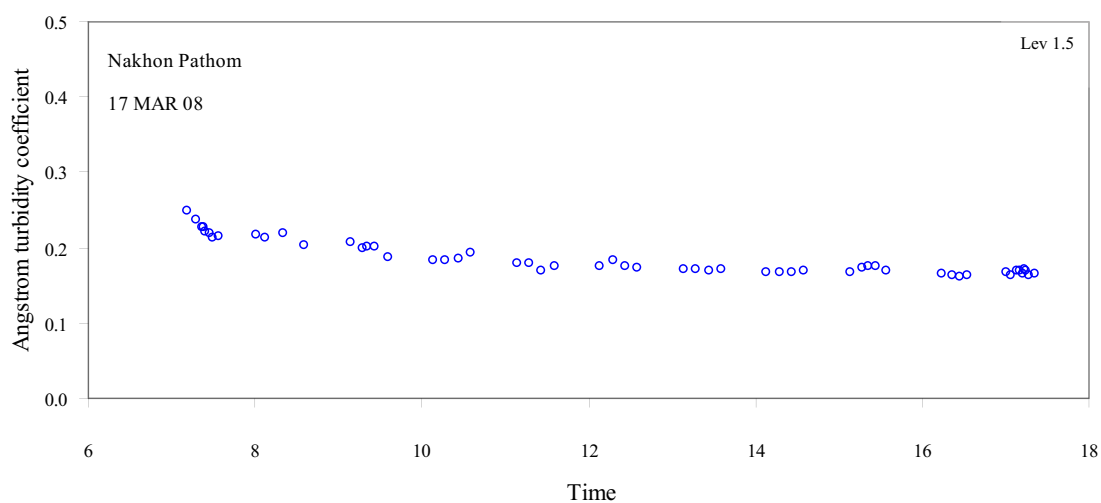
รูปที่ 3.60 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ตามเวลา
ในรอบวันของสถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008



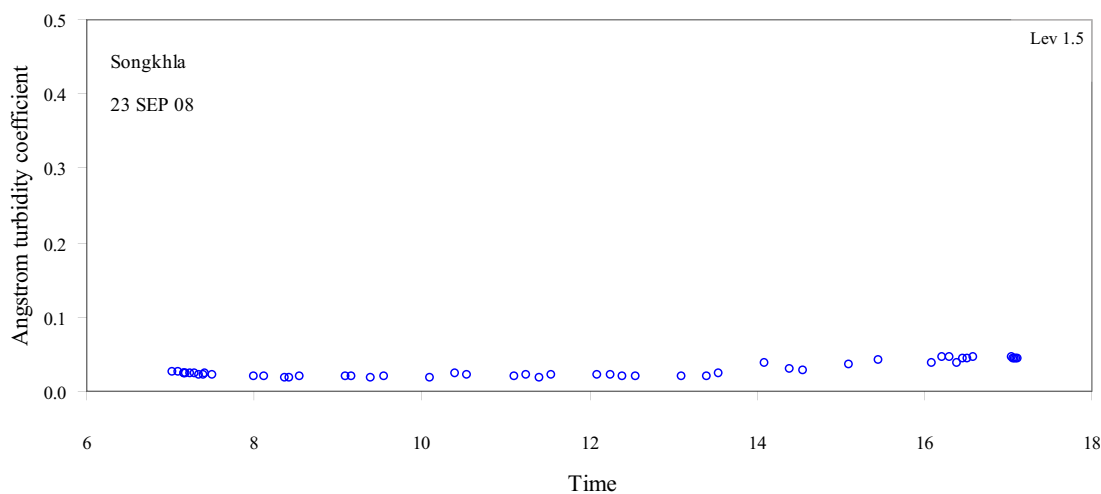
รูปที่ 3.61 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ตามเวลาในรอบวันของ
สถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008



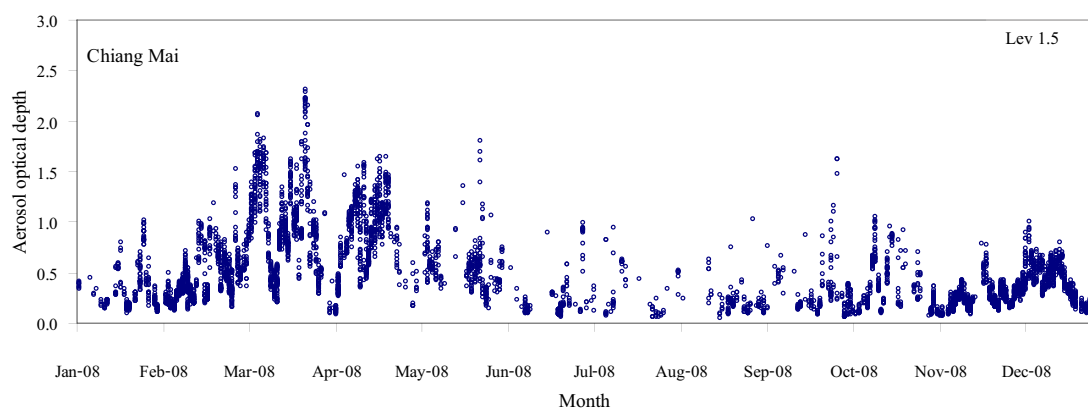
รูปที่ 3.62 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ตามเวลาในรอบวันของ
สถานีอุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010



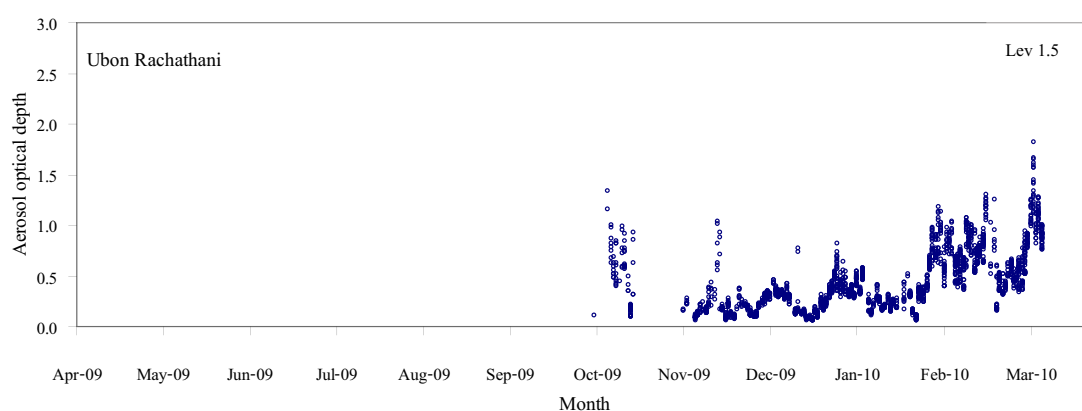
รูปที่ 3.63 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ตามเวลาในรอบวันของ
สถานีนครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008



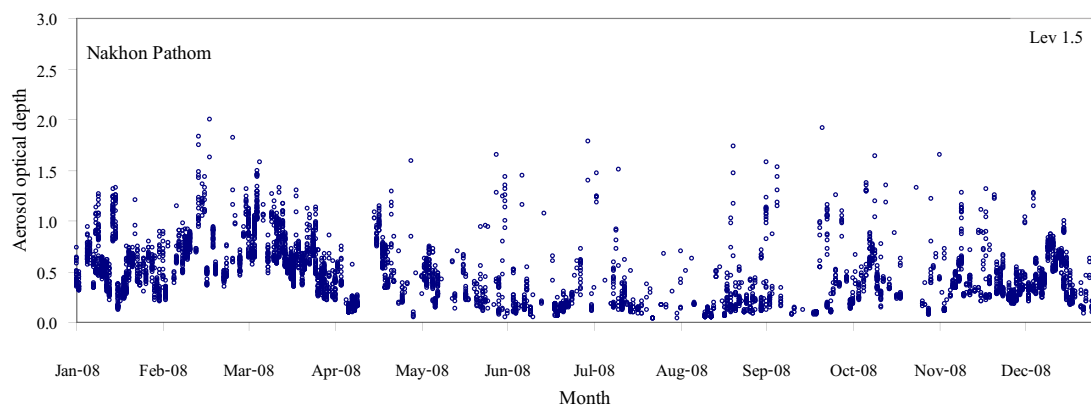
รูปที่ 3.64 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ตามเวลาในรอบวันของ
สถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008



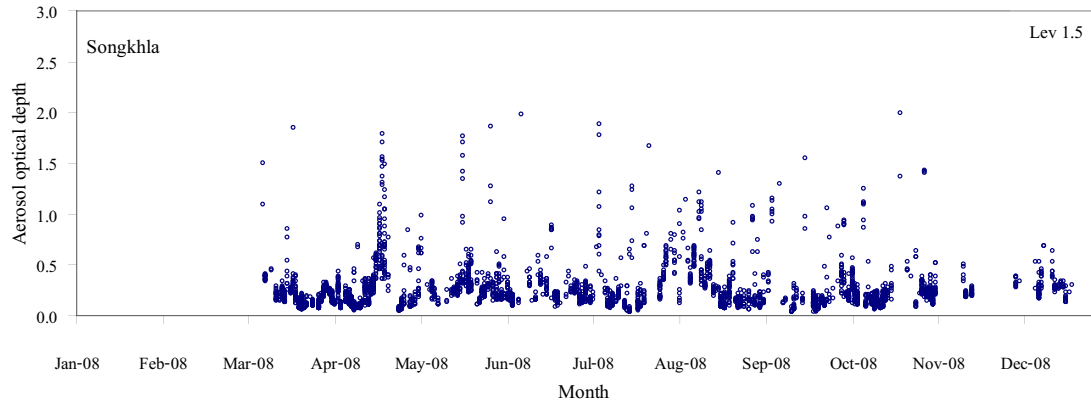
รูปที่ 3.65 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ในรอบปี ของสถานีเชียงใหม่ ปี 2008



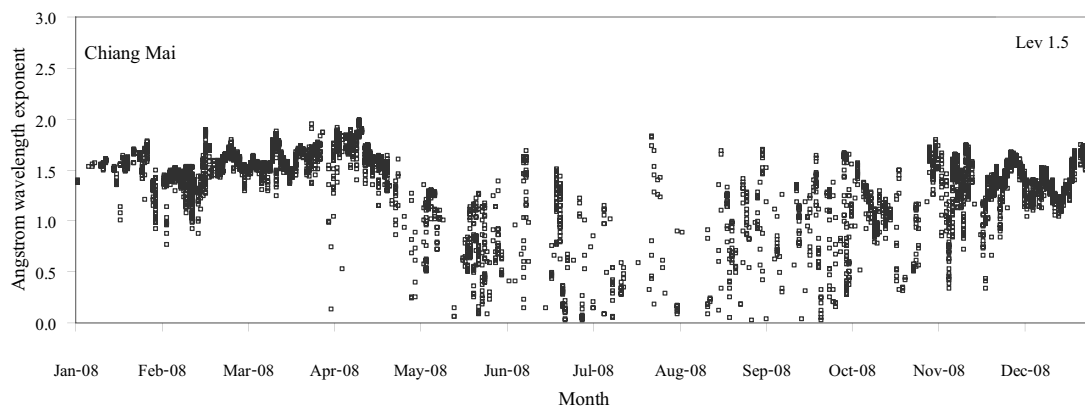
รูปที่ 3.66 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ในรอบปี ของสถานีอุบลราชธานี ตุลาคม 2009 – มีนาคม 2010



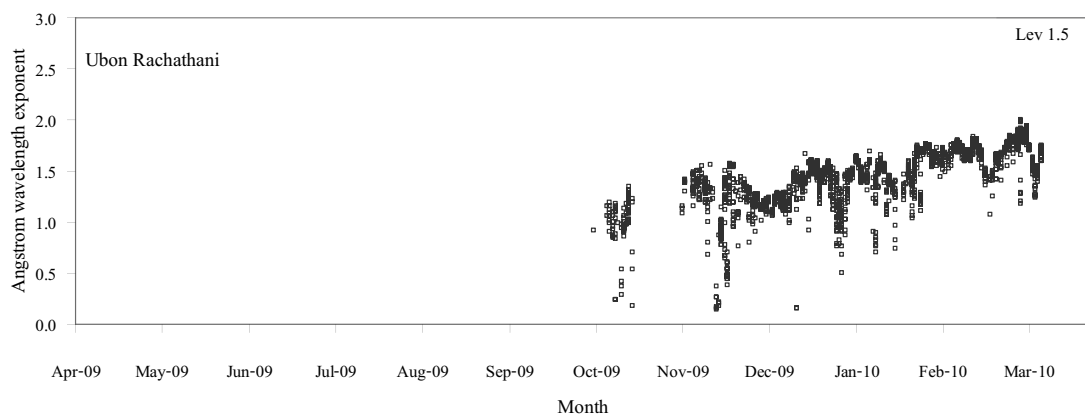
รูปที่ 3.67 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ในรอบปี ของสถานีนครปฐม ปี 2008



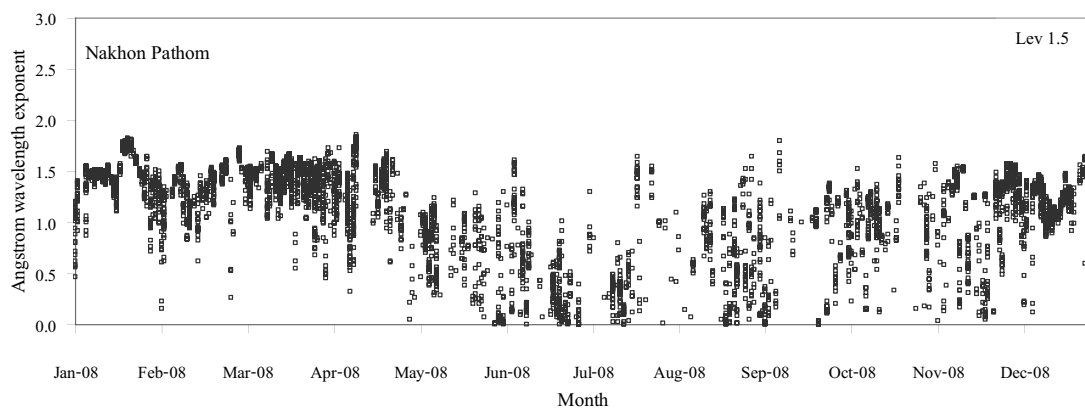
รูปที่ 3.68 การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ในรอบปี ของสถานีสงขลา ปี 2008



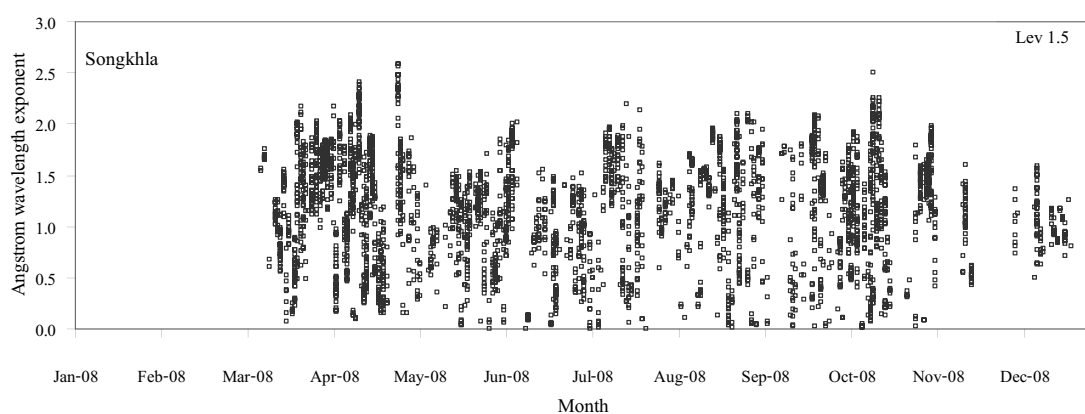
รูปที่ 3.69 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ในรอบปี ของสถานี
เชียงใหม่ ปี 2008



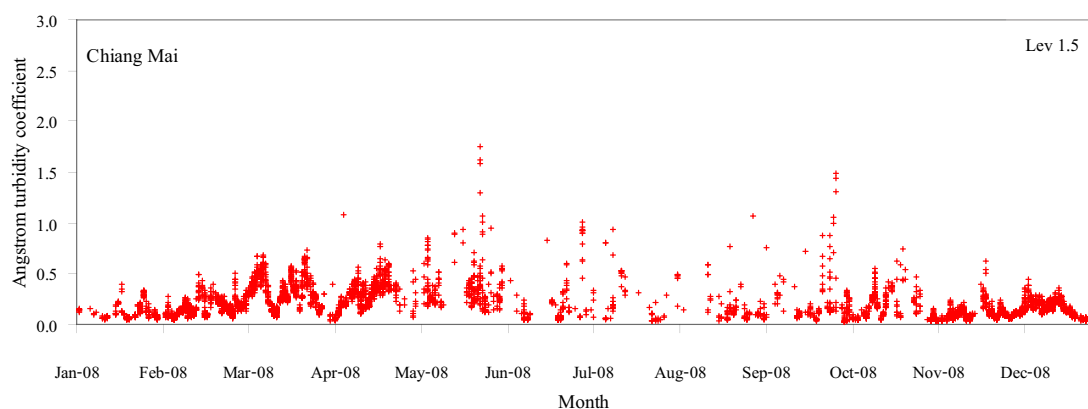
รูปที่ 3.70 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ในรอบปี ของสถานี
อุบลราชธานี ตุลาคม 2009 – มีนาคม 2010



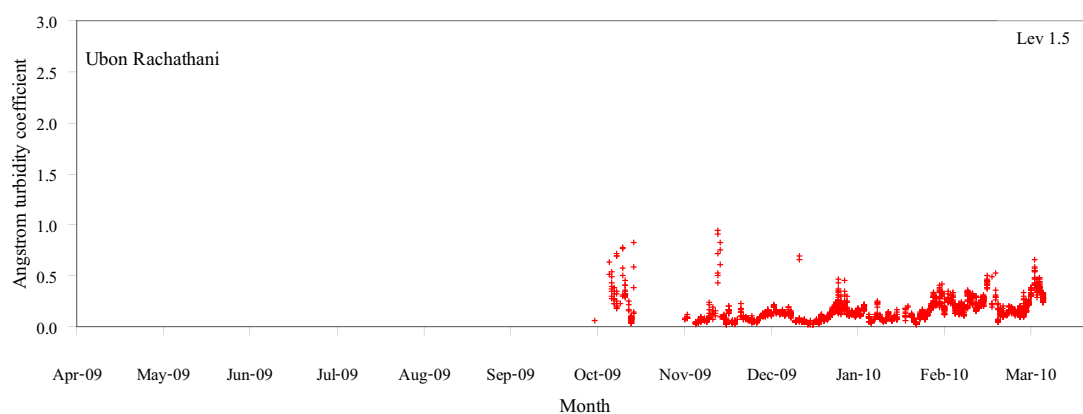
รูปที่ 3.71 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ในรอบปี
ของสถานีนครปฐม ปี 2008



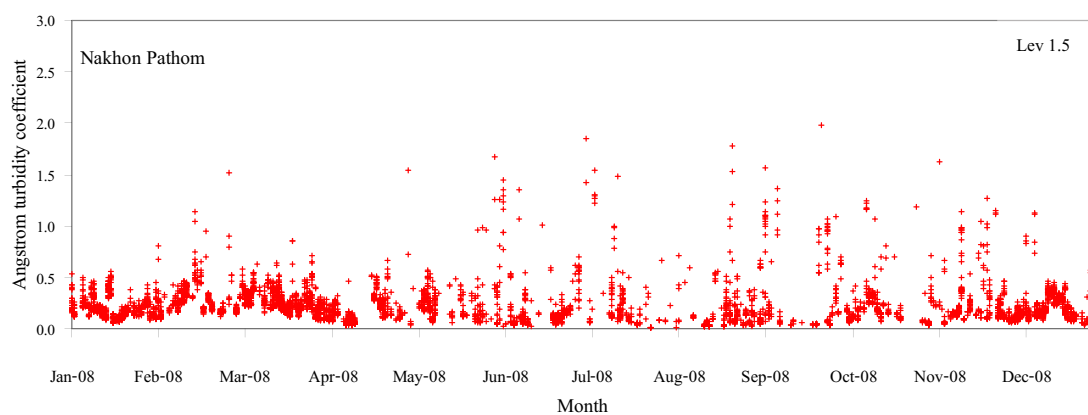
รูปที่ 3.72 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom wavelength exponent ในรอบปี
ของสถานีสงขลา ปี 2008



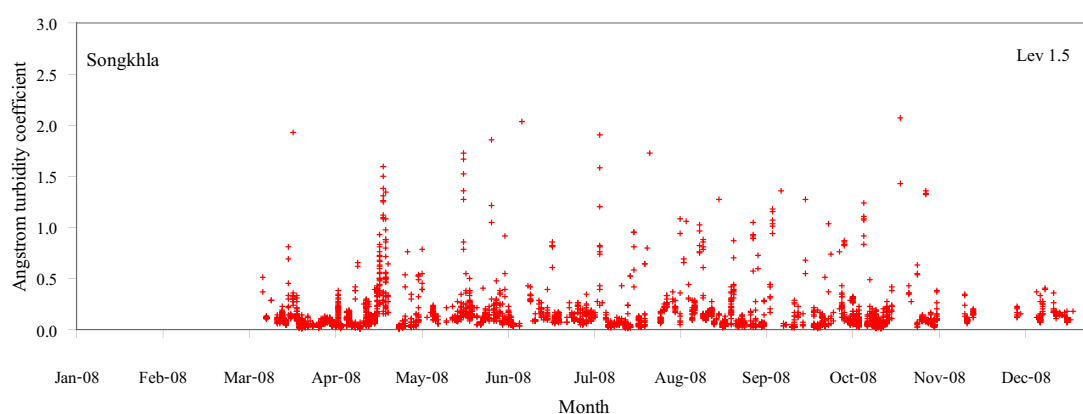
รูปที่ 3.73 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ในรอบปี
ของสถานีเชียงใหม่ ปี 2008



รูปที่ 3.74 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ในรอบปี
ของสถานีอุบลราชธานี ตุลาคม 2009 – มีนาคม 2010



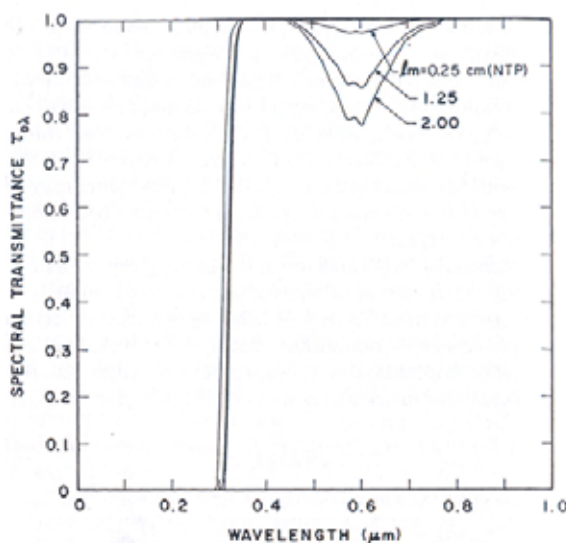
รูปที่ 3.75 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ในรอบปี
ของสถานีนครปฐม ปี 2008



รูปที่ 3.76 การเปลี่ยนแปลงค่า Angstrom turbidity coefficient ในรอบปี
ของสถานีสงขลา ปี 2008

3.2.1.4 ข้อมูลโอโซน

โอโซนเป็นก๊าซที่มีสมบัติในการดูดกลืนรังสีอุลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่นสั้นกว่า 290 nm ไว้ทั้งหมด นอกจากนี้ยังสามารถดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น 610 4,800 9,600 และช่วง 13,000-15,000 nm ดังนั้นปริมาณโอโซนในบรรยากาศจึงมีผลต่อค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นโลกในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ



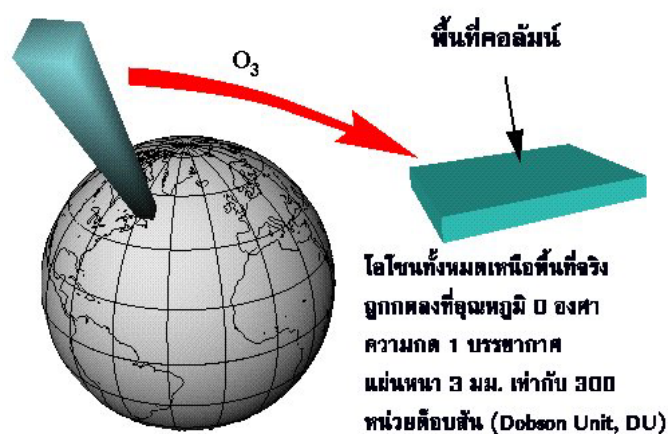
รูปที่ 3.77 การดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ ของโอโซนในบรรยากาศ

โดยทั่วไปปริมาณโอโซนจะรายงานเป็นความหนาของชั้นโอโซนรวมตามแนวดิ่งในบรรยากาศ โดยสมมุติว่านำโอโซนตลอดทั้งคอลัมน์ของบรรยากาศมารวมกันที่พื้นผิวโลกที่ STP (อุณหภูมิและความดันมาตรฐาน) แล้ววัดความสูงของคอลัมน์โอโซนเป็นเซนติเมตร (cm) หรือวัดเป็นมิลลิ-บรรยากาศ-เซนติเมตร (m-atm-cm)

$$1 \text{ m-atm-cm} = 1 \text{ DU}$$

$$= 10^{-5} \text{ m}$$

$$= 10^{-3} \text{ cm ของโอโซนบริสุทธิ์ที่ STP}$$

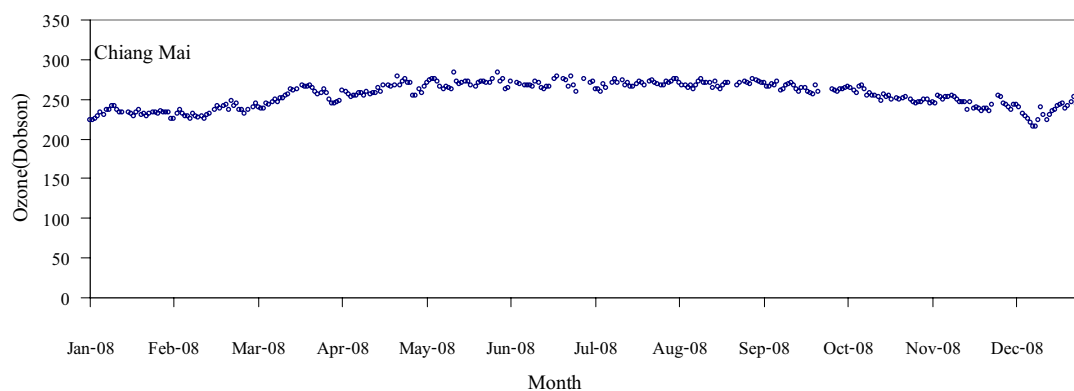


รูปที่ 3.78 การวัดปริมาณโอโซนในบรรยากาศ

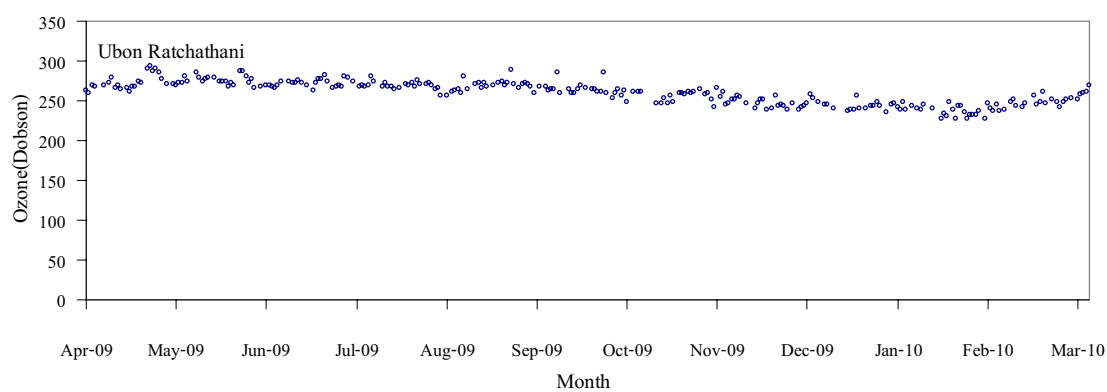
ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลองผู้วิจัยใช้ข้อมูลปริมาณโอโซนที่วัดจากเครื่องวัด Ozone Monitoring Instrument (OMI) ที่ติดตั้งบนดาวเทียม AURA โดยจะวัดค่าปริมาณโอโซนวันละ 1 ครั้งในหน่วย Dobson [DU] และแต่ละครั้งมีความละเอียดเชิงพื้นที่ (spatial resolution) 1° ตามแนวละติจูดและ 1° ตามแนวลองจิจูด หรือมีขนาดพิกเซล (pixel) $1^\circ \times 1^\circ$ โดยมีช่วงเวลาการวัดตั้งแต่ 1 ตุลาคม 2004 – ปัจจุบัน ผู้วิจัยได้นำข้อมูลปริมาณโอโซนดังกล่าวมาพล็อตเพื่อสังเกตการเปลี่ยนแปลงในรอบปีได้ผลดังกราฟ รูปที่ 3.80-3.83



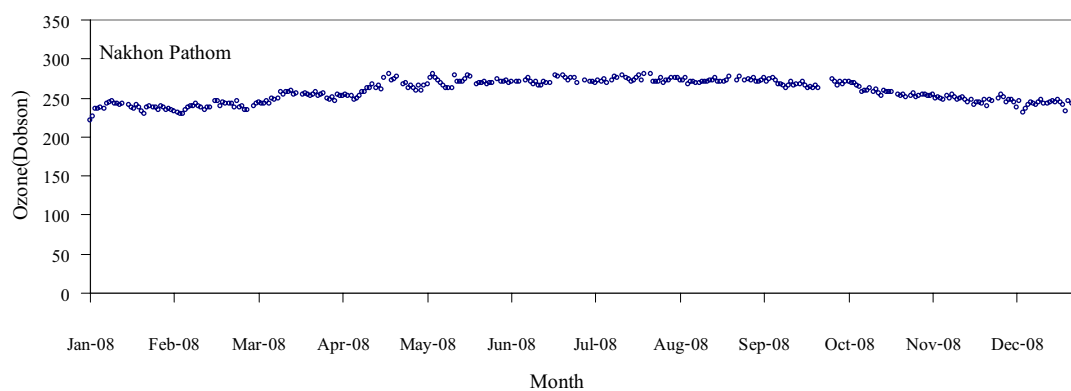
รูปที่ 3.79 ดาวเทียม AURA ขององค์การ NASA



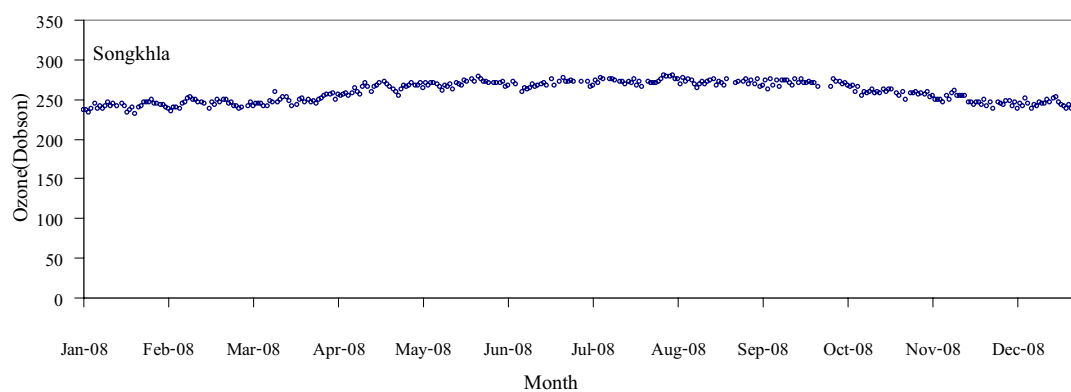
รูปที่ 3.80 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณโอโซนในรอบปี ของสถานีเชียงใหม่ ปี 2008



รูปที่ 3.81 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณโอโซนในรอบปี ของสถานี
อุบลราชธานี เมษายน 2009 – มีนาคม 2010



รูปที่ 3.82 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณโอโซนในรอบปี ของสถานีนครปฐม ปี 2008



รูปที่ 3.83 การเปลี่ยนแปลงของค่าปริมาณโอโซนในรอบปี ของสถานีสงขลา ปี 2008

3.2.2 การสร้างแบบจำลอง

เมื่อพิจารณาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่ตกลงสู่พื้นโลก ในขณะที่รังสีดวงอาทิตย์เดินทางผ่านชั้นบรรยากาศ รังสีส่วนหนึ่งจะถูกดูดกลืนและกระเจิงออกไปนอกบรรยากาศเนื่องจากผลขององค์ประกอบต่าง ๆ ภายในบรรยากาศโดยไม่มีผลของเมฆเข้ามาเกี่ยวข้อง ทำให้ผู้วิจัยใช้เป็นแนวคิดพื้นฐานของแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นในงานวิจัยนี้ ซึ่งพิจารณาจากความจริงที่ว่าโดยทั่วไปแล้วฝุ่นละอองและไอน้ำในบรรยากาศจะมีผลต่อการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นแสงที่ตามองเห็น และความยาวคลื่นอินฟราเรด สำหรับปริมาณโอโซนในบรรยากาศจะมีผลต่อการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ต ในการสร้างแบบจำลองจากแนวคิดดังกล่าวผู้วิจัยจึงเสนอแบบจำลองที่คำนึงถึงผลของพารามิเตอร์ที่เป็นองค์ประกอบในชั้นบรรยากาศในรูปสมการอย่างง่ายดังสมการ

$$I_G = A_1 e^{-B_1 m_a} \quad (3.7)$$

$$A_1 = a_1 E_o I_{sc} (\cos \theta_z)^{b_1} \quad (3.8)$$

$$B_1 = c_1 + d_1 \beta + e_1 \alpha + f_1 w + g_1 \ell \quad (3.9)$$

โดยที่

$$E_o = 1.000110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma \quad (3.10)$$

$$\Gamma = 2\pi(d_n - 1)/365 \quad (3.11)$$

$$m_a = m_r (P/P_o) \quad (3.12)$$

$$P/P_o = \exp(-0.0001184h) \quad (3.13)$$

$$m_r = [\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (3.14)$$

เมื่อ

I_G คือ ค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบ(global horizontal irradiance) [W/m^2]

I_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ [$1366.1 W/m^2$]

m_a คือ มวลอากาศ (relative optical air mass) [-]

β คือ ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) [-]

α คือ เลขยกกำลังอังสตรอม (Angstrom exponent) [-]

w คือ ปริมาณไอน้ำกลั่นตัว (precipitable water)[cm]

ℓ คือ ปริมาณโอโซน (total column ozone) [cm]

E_o คือ แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร [-]

h คือ ความสูงจากระดับน้ำทะเล [m]

P คือ ความดันบรรยากาศ [mbar]

P_0 คือ ความดันบรรยากาศมาตรฐาน [1013.25 mbar]

d_n คือ ลำดับวันในรอบปี ($d_n = 1$ สำหรับวันที่ 1 มกราคม) [-]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

$a_1, b_1, c_1, d_1, e_1, f_1$ และ g_1 คือ สัมประสิทธิ์สำหรับแบบจำลอง

ในการสร้างแบบจำลอง ผู้วิจัยทำการรวบรวมข้อมูลความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆของสถานีเชียงใหม่ นครปฐมและสงขลา และคำนวณค่ามุมเซนนิธ (θ_z) แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร (E_0) และมวลอากาศ (m_a) แล้วทำการหาค่า A_1 โดยการทดลองแทนค่าสัมประสิทธิ์ a_1 และ b_1 ลงในสมการ (3.8) จนได้ค่าที่เหมาะสมที่สุด จากนั้นทำการคำนวณค่า B_1 จากการจัดรูปสมการ (3.7) ซึ่งค่า B_1 ขึ้นกับค่าสัมประสิทธิ์ความชุ่มชื้นบรรยากาศของออสโตรอม (β) เลขยกกำลังออสโตรอม (α) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (w) และปริมาณโอโซน (ℓ) ตามสมการ (3.9) หลังจากนั้นใช้เทคนิค multiple regression เพื่อหาค่าสัมประสิทธิ์ c_1, d_1, e_1, f_1 และ g_1 ซึ่งค่าสัมประสิทธิ์ที่ได้ดังกล่าวแสดงดังตารางที่ 3.3

ตารางที่ 3.3 ค่าสัมประสิทธิ์ของแบบจำลองรังสีรวมที่พัฒนาขึ้น

สัมประสิทธิ์	ค่าสัมประสิทธิ์	t- statistic
a_1	0.80	-
b_1	1.15	-
c_1	-0.032270	-1.80
d_1	0.403457	37.77
e_1	0.018740	8.34
f_1	0.003025	3.44
g_1	0.093532	1.20
$R^2 = 0.64$	-	-
$N = 899$	-	-

จากตารางที่ 3.3 สัมประสิทธิ์ของพารามิเตอร์ต่าง ๆ ที่มีส่วนใหญ่มีค่า $|t| > 2.0$ สรุปได้ว่าค่าพารามิเตอร์ต่าง ๆ ในแบบจำลองมีความสัมพันธ์กับค่าความเข้มรังสีรวมที่นัยสำคัญ 0.05

3.2.3 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง

ในการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองค่าความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่สร้างขึ้น ผู้วิจัยจะทำการเปรียบเทียบระหว่างค่าความเข้มรังสีรวมที่คำนวณได้จากแบบจำลองจากการแทนค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ลงในสมการที่ 3.7-3.9 ซึ่งได้แก่ มุมเซนธิ์ (θ_z) แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร (E_o) มวลอากาศ (m_a) ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (β) เลขยกกำลังอังสตรอม (α) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (w) และปริมาณโอโซน (ℓ) ที่ได้จากการวัดของ 4 สถานี (ตารางที่ 3.2) ที่เป็นข้อมูลอิสระ (independent data) และมีได้นำมาใช้ในการสร้างแบบจำลอง แล้วนำมาเปรียบเทียบกับค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดจริง ซึ่งการเปรียบเทียบจะอาศัยพารามิเตอร์ทางสถิติ 2 ตัว คือ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) ซึ่งสามารถหาได้จากสมการที่ 3.15 และ 3.16 ตามลำดับ โดยผลการเปรียบเทียบดังกล่าวแสดงดังรูปที่ 3.84-3.88

$$\text{RMSD} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (I_{G,\text{model}} - I_{G,\text{meas}})^2}{N}}}{\frac{\sum_{i=1}^N I_{G,\text{meas}}}{N}} \times 100 \% \quad (3.15)$$

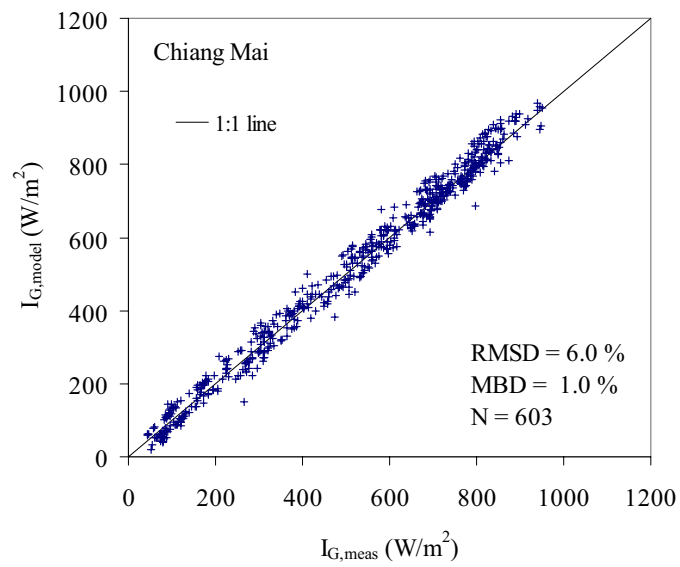
$$\text{MBD} = \frac{\frac{\sum_{i=1}^N (I_{G,\text{model}} - I_{G,\text{meas}})}{N}}{\frac{\sum_{i=1}^N I_{G,\text{meas}}}{N}} \times 100 \% \quad (3.16)$$

เมื่อ

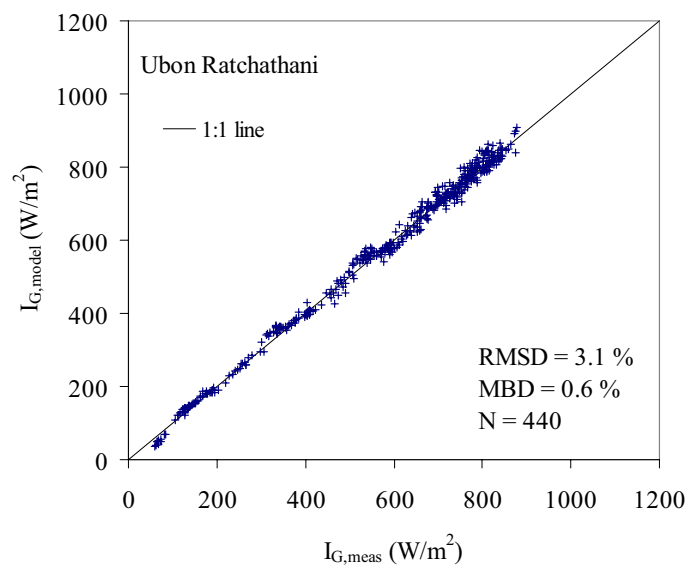
$I_{G,\text{model}}$ คือ ค่าความเข้มรังสีรวมที่คำนวณจากแบบจำลอง [W/m^2]

$I_{G,\text{meas}}$ คือ ค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัด [W/m^2]

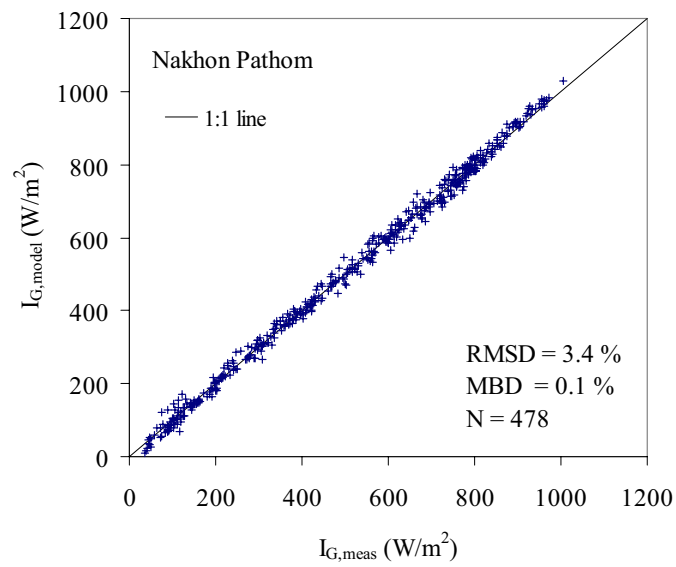
N คือ จำนวนข้อมูล



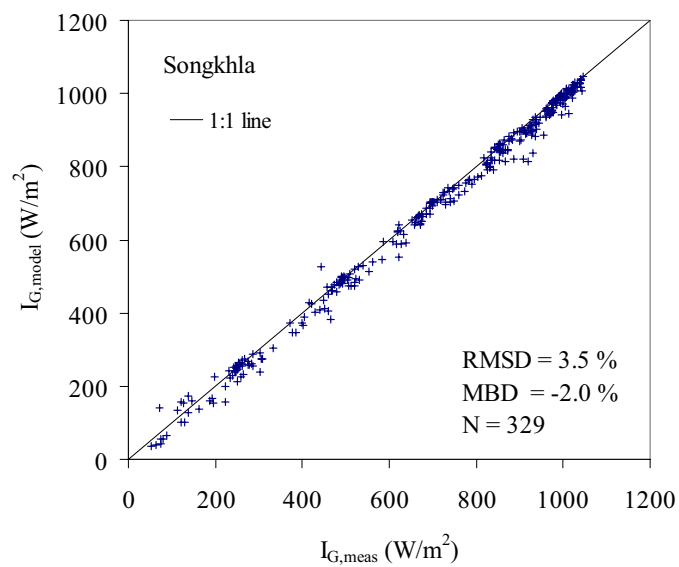
รูปที่ 3.84 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและการคำนวณของสถานีเชียงใหม่



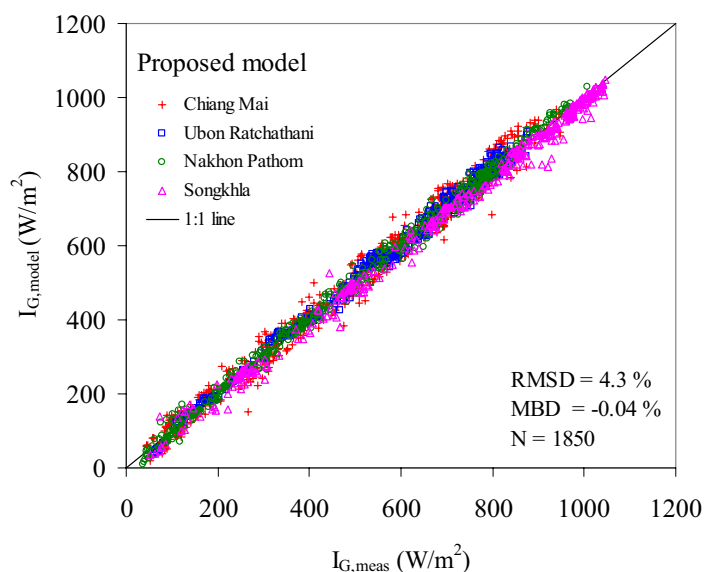
รูปที่ 3.85 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและการคำนวณของสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.86 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและการคำนวณของสถานีนครปฐม



รูปที่ 3.87 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและการคำนวณของสถานีสงขลา



รูปที่ 3.88 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของทุกสถานี

ตารางที่ 3.4 ค่า root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา

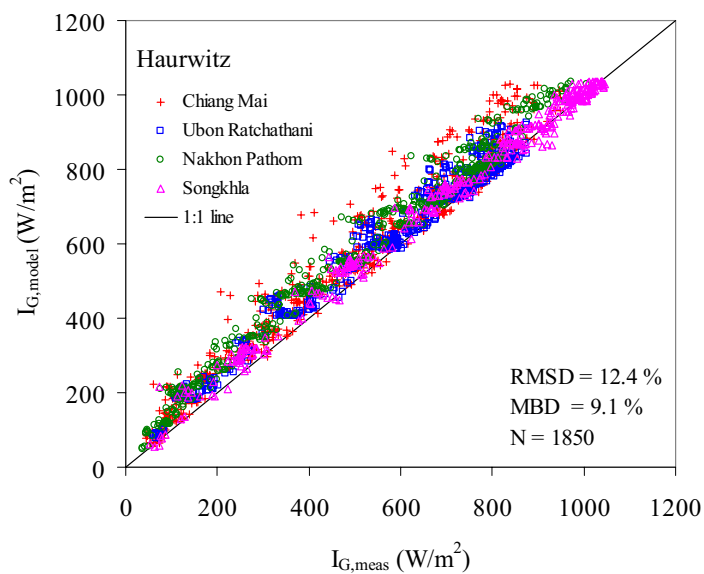
สถานี	RMSD (%)	MBD (%)
เชียงใหม่	6.0	1.0
อุบลราชธานี	3.1	0.6
นครปฐม	3.4	0.1
สงขลา	3.5	-2.0
รวมทุกสถานี	4.3	-0.04

จากรูปที่ 3.84 – 3.88 และตารางที่ 3.4 จะเห็นว่า แบบจำลองความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่พัฒนาขึ้นคำนวณค่าความเข้มรังสีรวมบนพื้นราบรายชั่วโมงของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลาใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการวัด โดยมีค่า RMSD อยู่ในช่วง 3.1 – 6.0 % และ MBD ระหว่าง -2.0 - 1.0 % โดยค่าความแตกต่างของข้อมูลรวมทุกสถานีคือ RMSD = 4.3 % และ MBD = - 0.04 %

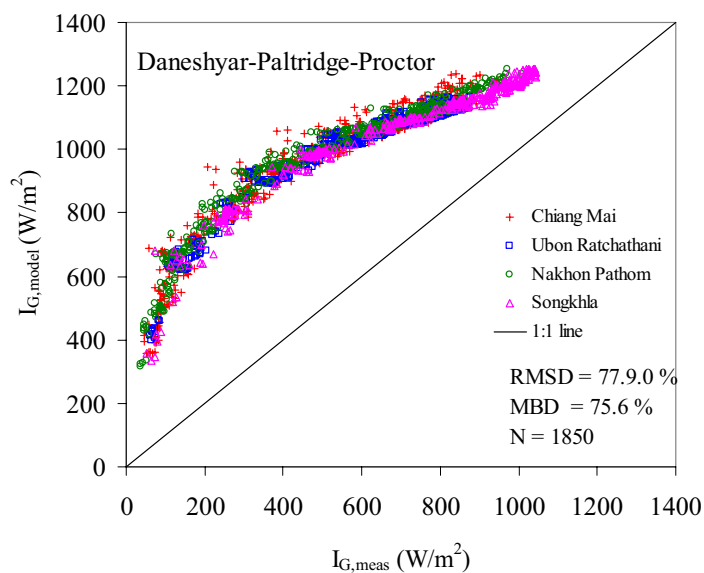
นอกจากนี้ผู้วิจัยทำการเปรียบเทียบสมรรถนะของแบบจำลองที่สร้างขึ้นกับแบบจำลองของนักวิจัยอื่นๆ (ตารางที่ 3.5) กับค่าที่ได้จากการวัด โดยจะเปรียบเทียบความแตกต่างในรูปของ RMSD และ MBD ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.89-3.95 และตารางที่ 3.6

ตารางที่ 3.5 แบบจำลองความเข้มรังสีรวมในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

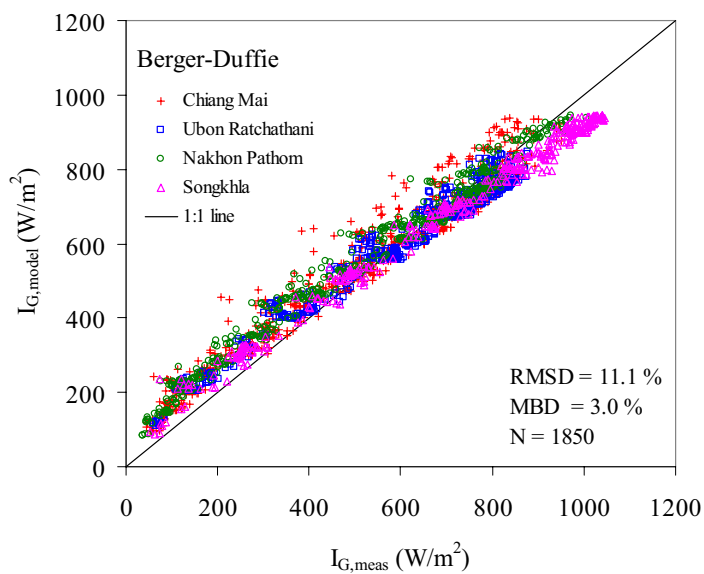
แบบจำลอง	สมการ
1. Haurwitz	$I_G = 1098 \cos \theta_z e^{-0.057 / \cos \theta_z}$
2. Daneshyar-Paltridge-Proctor	$I_G = 950.0 \{1 - e^{[-0.075(90 - \theta_z)]}\} + 2.534 + 3.475(90 - \theta_z)$
3. Berger-Duffie	$I_G = 1350(0.70 \cos \theta_z)$
4. Adnote- Bourges-Campana-Gicquel	$I_G = 951.39 \cos^{1.15} \theta_z$
5. Kasten-Czeplak	$I_G = 910 \cos \theta_z - 30$
6. Robledo-Soler	$I_G = 1159.24 \cos \theta_z^{1.179} e^{-0.0019(90 - \theta_z)}$
7. Berlynd	$I_G = I_{sc} \cos \theta_z / (1 + f \sec \theta_z)$



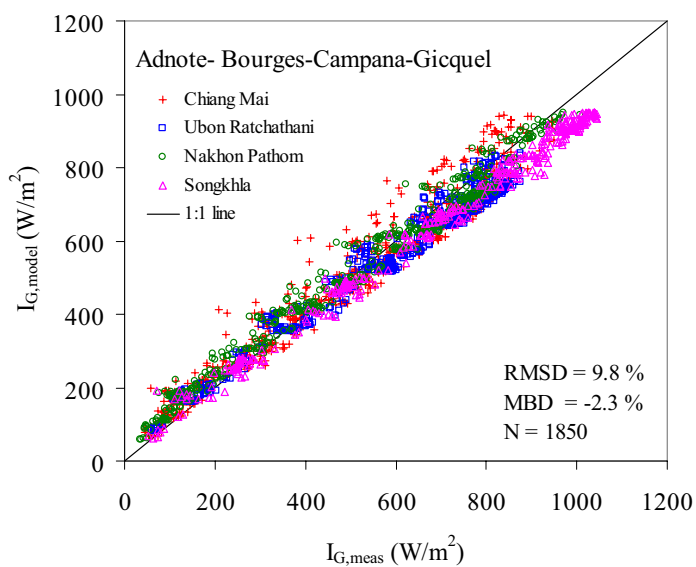
รูปที่ 3.89 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Haurwitz



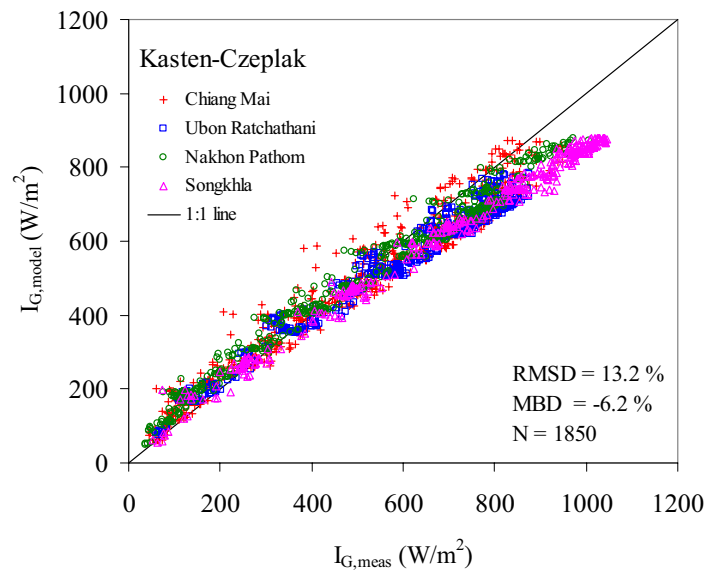
รูปที่ 3.90 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Daneshyar-Paltridge-Proctor



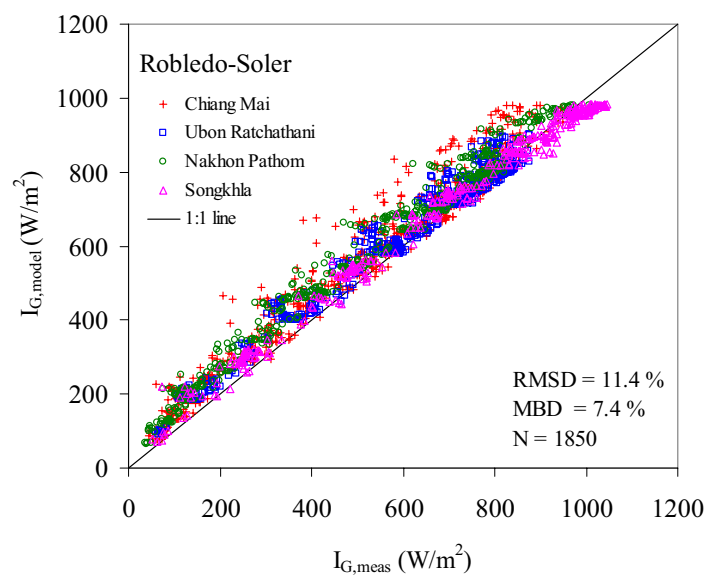
รูปที่ 3.91 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Berger-Duffie



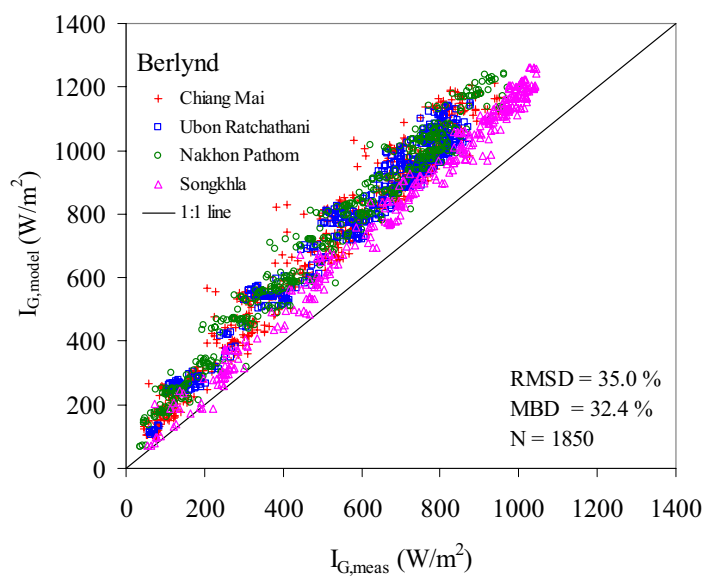
รูปที่ 3.92 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Adnote- Bourges-Campana-Gicquel



รูปที่ 3.93 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Kasten-Czeplak



รูปที่ 3.94 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Robledo-Soler



รูปที่ 3.95 แสดงการเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีรวมที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Berlynd

ตารางที่ 3.6 ค่า RMSD (%) และ MBD (%) ของแต่ละแบบจำลองสำหรับ 4 สถานี

Model	Chiang Mai		Ubon Ratchathani		Nakhon Pathom		Songkhla		total	
	RMSD (%)	MBD (%)	RMSD (%)	MBD (%)	RMSD (%)	MBD (%)	RMSD (%)	MBD (%)	RMSD (%)	MBD (%)
Proposed Model	6.0	1.0	3.1	0.6	3.4	0.1	3.5	-2.0	4.3	-0.04
Haurwitz	16.2	11.8	9.6	6.8	15.3	13.4	5.5	3.5	12.4	9.1
Daneshyar-Paltridge-Proctor	88.1	86.0	75.0	73.4	90.2	88.0	53.5	50.6	77.9	75.6
Berger - Duffie	13.3	6.0	9.2	0.8	12.5	7.5	8.7	-3.6	11.1	3.0
Adnote-Bourges-Campana-Gicquel	11.4	-0.1	9.5	-4.7	8.6	1.4	8.8	-6.6	9.8	-2.3
Kasten-Czeplak	13.1	-3.7	12.9	-8.2	11.4	-2.4	14.5	-11.4	13.2	-6.2
Robledo - Soler	14.8	10.3	8.8	5.5	13.9	11.8	5.5	1.1	11.4	7.4
Berlynd	39.6	36.5	35.8	34.0	40.9	38.4	20.3	18.7	35.0	32.4

จากกราฟในรูปที่ 3.88-3.95 และตารางที่ 3.6 พบว่าแบบจำลองที่ให้ผลการคำนวณค่าความเข้มรังสีรวมใกล้เคียงกับค่าจากการวัด ได้แก่ แบบจำลอง Haurwitz แบบจำลอง Berger–Duffie แบบจำลอง Adnote-Bourges-Campana-Gicquel แบบจำลอง Kasten-Czeplak และแบบจำลอง Robledo-Soler โดยมีค่า RMSD อยู่ในช่วง 4.3 % ถึง 13.2 % และ MBD อยู่ในช่วง -6.2 % ถึง 9.1 % สำหรับแบบจำลอง Berlynd และแบบจำลอง Daneshyar-Paltridge-Proctor ให้ผลการทดสอบมีความคลาดเคลื่อนค่อนข้างสูง

เมื่อเปรียบเทียบผลการทดสอบของแบบจำลองดังกล่าวกับแบบจำลองที่สร้างขึ้น พบว่าแบบจำลองที่สร้างขึ้นในงานวิจัยนี้มีความแม่นยำสูงที่สุด โดยมีค่า RMSD เท่ากับ 4.3 % และ MBD เท่ากับ -0.04 % ทั้งนี้เนื่องจากแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นในงานวิจัยนี้สร้างจากข้อมูลในประเทศไทยและเป็นแบบจำลองกึ่งเอมพิริคัล (semi-empirical model) ที่สร้างจากความสัมพันธ์ของพารามิเตอร์จากองค์ประกอบต่างๆ ในบรรยากาศ ได้แก่ ไอน้ำ ฝุ่นละอองและโอโซน จึงมีสมรรถนะสูงในการคำนวณค่ารังสีรวมสำหรับประเทศไทย ซึ่งแตกต่างจากแบบจำลองอย่างง่าย (empirical model) ทั้ง 7 แบบจำลองที่นำมาเปรียบเทียบซึ่งขึ้นกับมุมเขนิชเพียงอย่างเดียวจึงมีข้อจำกัดในการใช้ทำนายค่ารังสีรวมสำหรับประเทศไทย

3.3 การพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสำหรับประเทศไทย

จากงานวิจัยเกี่ยวกับการพัฒนาแบบจำลองรังสีตรงของนักวิจัยหลายท่านพบว่าแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นส่วนใหญ่เป็นแบบจำลองที่มีความซับซ้อนและไม่สะดวกต่อการใช้งาน อีกทั้งสำหรับประเทศไทยเองยังไม่มีแบบจำลองที่ใช้คำนวณค่าความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอที่จะพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีตรงขึ้นด้วยข้อมูลจากการวัดในประเทศไทย

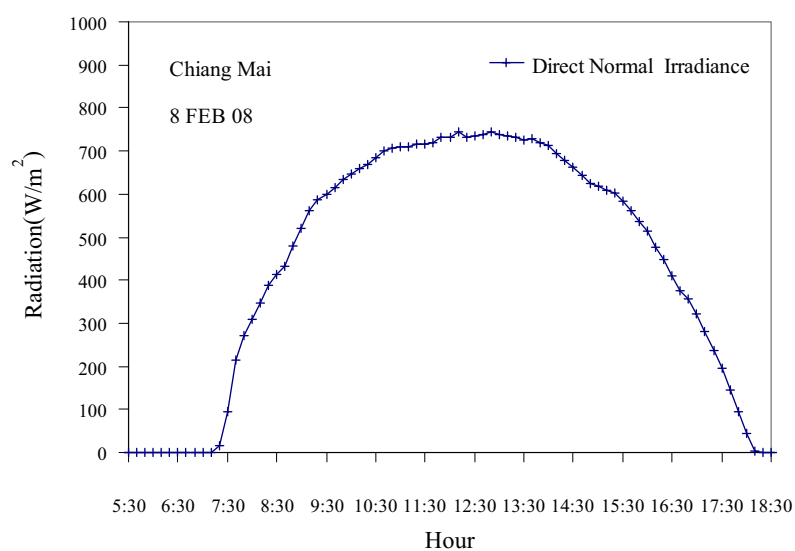
3.3.1 ข้อมูล

ในการพัฒนาและทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ จำเป็นต้องใช้ข้อมูลต่างๆ ได้แก่ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ มุมเซนนิธ แพกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร มวลอากาศ ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม เลขยกกำลังอังสตรอม ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ และปริมาณโอโซน โดยที่ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศและเลขยกกำลังอังสตรอมได้จากการวัดด้วยเครื่อง sunphotometer สำหรับค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอมได้จากการคำนวณจากความสัมพันธ์ของค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากฝุ่นละออง และเลขยกกำลังอังสตรอม (สมการ 3.6) สำหรับข้อมูลปริมาณโอโซนได้จากเครื่องวัด Ozone Monitoring Instrument (OMI) ที่ติดตั้งบนดาวเทียม AURA ซึ่งช่วงข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลองมีรายละเอียดแสดงดังตารางที่ 3.7

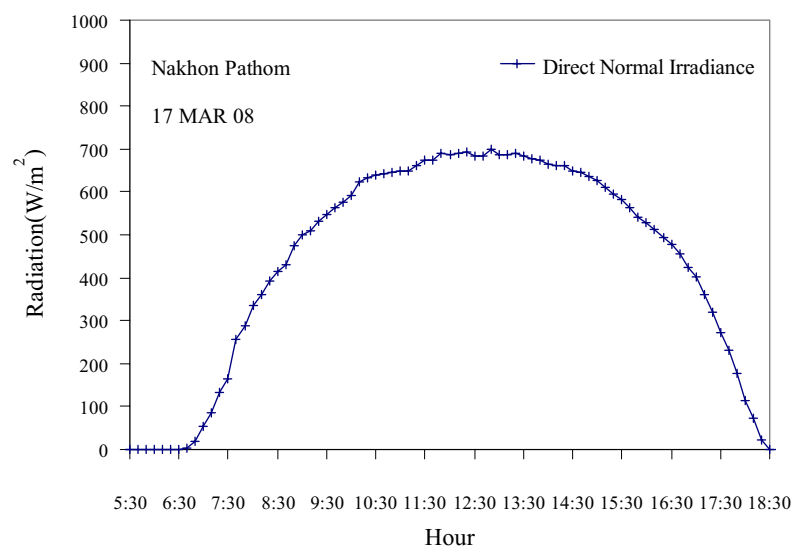
ตารางที่ 3.7 ช่วงข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลอง

สถานี	ช่วงข้อมูลพัฒนาแบบจำลอง	ช่วงข้อมูลทดสอบแบบจำลอง
เชียงใหม่	มกราคม – ธันวาคม 2008	มกราคม – กันยายน 2009
นครปฐม	มกราคม – ธันวาคม 2008	มกราคม – กันยายน 2009
สงขลา	มกราคม – ธันวาคม 2008	มกราคม – กันยายน 2009

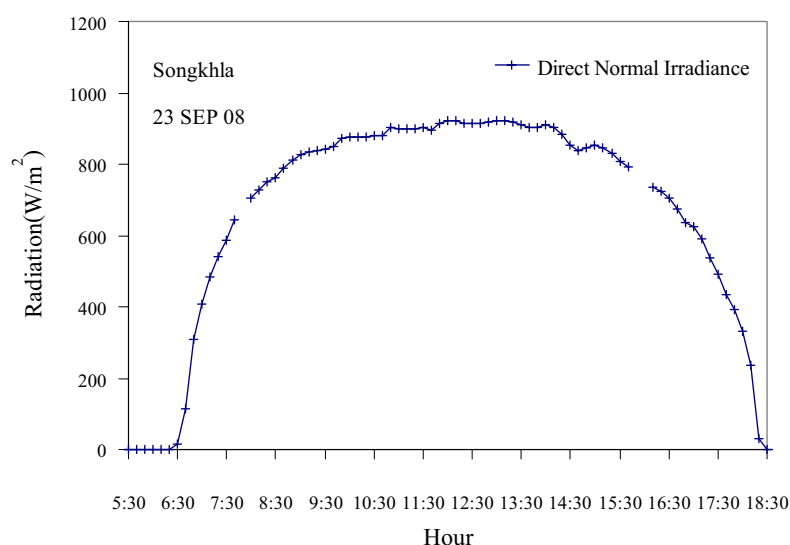
สำหรับข้อมูลความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ที่ใช้ในการสร้างและทดสอบแบบจำลองอยู่ในรูปของข้อมูลเฉลี่ยรายชั่วโมงมีหน่วยเป็น W/m^2 ที่ได้จากการแปลงข้อมูลดิบรายสิบนาทิจากเครื่องวัดความเข้มรังสีตรง (pyrheliometer) ที่สถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม และสถานีสงขลา ผู้วิจัยได้คัดเลือกช่วงเวลาท้องฟ้าปราศจากเมฆจากการใช้ข้อมูลจากเครื่อง



รูปที่ 3.96 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีตรงในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ของ
สถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 กุมภาพันธ์ 2008



รูปที่ 3.97 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีตรงในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ของ
สถานีนครปฐม วันที่ 17 มีนาคม 2008



รูปที่ 3.98 การเปลี่ยนแปลงของค่าความเข้มรังสีตรงตามเวลาในรอบวัน ของ สถานีสงขลา วันที่ 23 กันยายน 2008

3.3.2 การสร้างแบบจำลอง

ผู้วิจัยเสนอแบบจำลองความเข้มรังสีตรงที่คำนึงถึงผลของพารามิเตอร์ที่เป็นองค์ประกอบในชั้นบรรยากาศในรูปสมการอย่างง่ายดังสมการ

$$I_{BN} = A_2 e^{-B_2 m_a} \quad (3.17)$$

$$A_2 = a_2 E_o I_{sc} (\cos \theta_z)^{b_2} \quad (3.18)$$

$$B_2 = c_2 + d_2 \beta + e_2 \alpha + f_2 w + g_2 \ell \quad (3.19)$$

เมื่อ

I_{BN} คือ ค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ (direct normal irradiance) [W/m²]

I_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ [1366.1 W/m²]

m_a คือ มวลอากาศ (relative optical air mass) [-]

β คือ ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) [-]

α คือ เลขยกกำลังอังสตรอม (Angstrom exponent) [-]

w คือ ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (precipitable water) [cm]

ℓ คือ ปริมาณโอโซน (total ozone column) [cm]

E_o คือ แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร [-]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

$a_2, b_2, c_2, d_2, e_2, f_2$ และ g_2 คือ สัมประสิทธิ์สำหรับแบบจำลอง

ในการสร้างแบบจำลอง ผู้วิจัยทำการรวบรวมข้อมูลความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆของสถานีเชียงใหม่ นครปฐมและสงขลา และคำนวณค่ามุมเซนนิธ (θ_z) แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร (E_o) และมวลอากาศ (m_a) แล้วทำการหาค่า A_2 โดยการทดลองแทนค่าสัมประสิทธิ์ a_2 และ b_2 ลงในสมการ (3.18) จนได้ค่าที่เหมาะสมที่สุด จากนั้นทำการคำนวณค่า B_2 จากการจัดรูปสมการ (3.17) ซึ่งค่า B_2 ขึ้นอยู่กับค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมวลบรรยากาศของอังกษตรอม (β) เลขยกกำลังอังกษตรอม (α) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (w) และปริมาณโอโซน (ℓ) ตามสมการ (3.19) หลังจากนั้นใช้เทคนิค multiple regression เพื่อหาค่าสัมประสิทธิ์ c_2, d_2, e_2, f_2 และ g_2 ซึ่งค่าสัมประสิทธิ์ที่ได้ดังกล่าวแสดงดังตารางที่ 3.8

ตารางที่ 3.8 ค่าสัมประสิทธิ์ของแบบจำลองรังสีตรงที่พัฒนาขึ้น

สัมประสิทธิ์	ค่าสัมประสิทธิ์	t- statistic
a_2	0.70	-
b_2	0.25	-
c_2	-0.102073	-3.84
d_2	1.421569	111.85
e_2	0.080228	18.98
f_2	0.011522	8.36
g_2	-0.208154	-1.79
$R^2 = 0.89$	-	-
$N = 1573$	-	-

จากตารางที่ 3.8 สัมประสิทธิ์ของพารามิเตอร์ต่าง ๆ ที่ได้ส่วนใหญ่มีค่า $|t| > 2.0$ สรุปได้ว่าค่าพารามิเตอร์ต่าง ๆ ในแบบจำลองมีความสัมพันธ์กับค่าความเข้มรังสีตรงที่นัยสำคัญ 0.05

3.3.3 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง

ในการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่สร้างขึ้น ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลของ 3 สถานีวัด (ตารางที่ 3.7) ซึ่งเป็นข้อมูลอิสระ (independent data) และมีได้นำมาใช้ในการสร้างแบบจำลอง โดยนำพารามิเตอร์ต่าง ๆ ได้แก่ มุมเซนนิธ (θ_z) แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร (E_o) มวลอากาศ (m_a) ค่าสัมประสิทธิ์ความชุ่มชื้นบรรยากาศของอังสตรอม (β) เลขยกกำลังอังสตรอม (α) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (w) และปริมาณโอโซน (ℓ) แทนค่าลงในแบบจำลองตามสมการที่ 3.17-3.19 เพื่อคำนวณค่าความเข้มรังสีตรง จากนั้นจึงนำค่าจากการคำนวณที่ได้ไปทำการเปรียบเทียบกับค่าที่ได้จากการวัดของทั้ง 3 สถานี ผลการเปรียบเทียบ อยู่ในรูปของค่า RMSD และ MBD ตามสมการ (3.20) และ (3.21) ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.99 -3.102 และ ตารางที่ 3.9

$$\text{RMSD} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (I_{\text{BN,model}} - I_{\text{BN,meas}})^2}{N}}}{\frac{\sum_{i=1}^N I_{\text{BN,meas}}}{N}} \times 100 \% \quad (3.20)$$

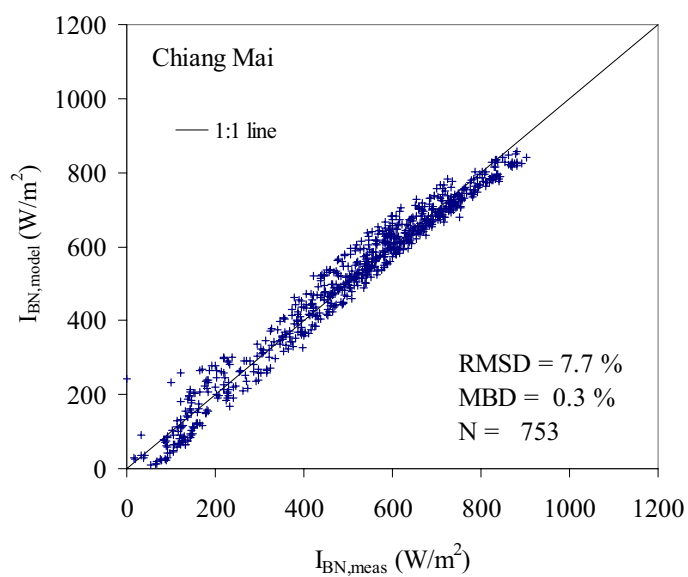
$$\text{MBD} = \frac{\frac{\sum_{i=1}^N (I_{\text{BN,model}} - I_{\text{BN,meas}})}{N}}{\frac{\sum_{i=1}^N I_{\text{BN,meas}}}{N}} \times 100 \% \quad (3.21)$$

เมื่อ

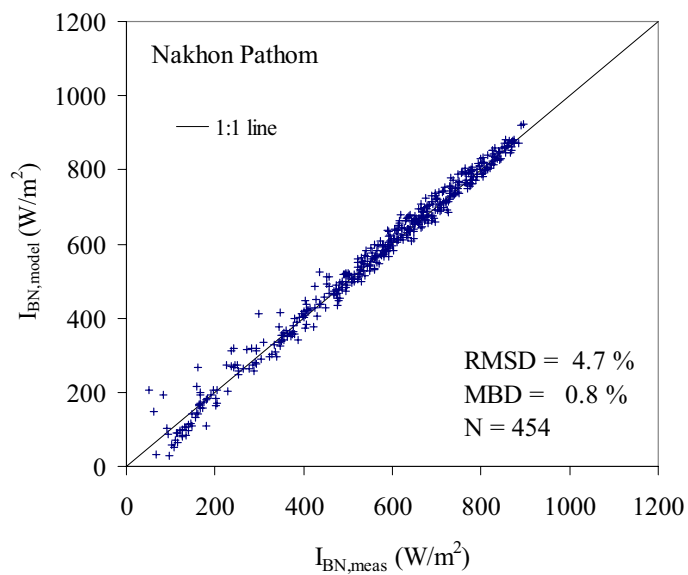
$I_{\text{BN,model}}$ คือ ค่าความเข้มรังสีตรงที่คำนวณจากแบบจำลอง [W/m^2]

$I_{\text{BN,meas}}$ คือ ค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัด [W/m^2]

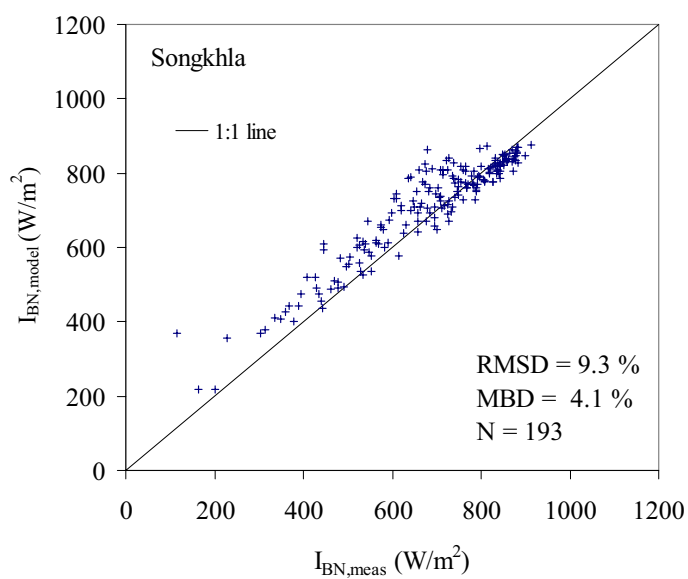
N คือ จำนวนข้อมูล



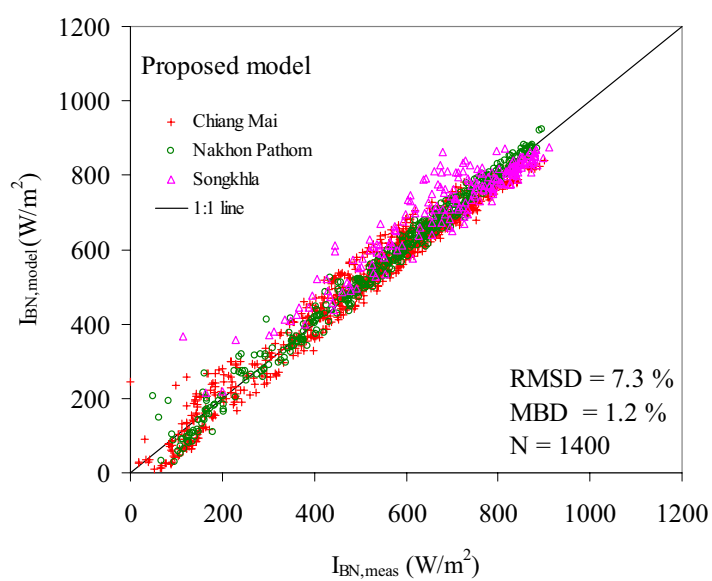
รูปที่ 3.99 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและการคำนวณของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.100 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและการคำนวณของสถานีนครปฐม



รูปที่ 3.101 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ
ของสถานีสงขลา



รูปที่ 3.102 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณ
ของทุกสถานี

ตารางที่ 3.9 ค่า root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) ของ
สถานีเชียงใหม่ นครปฐม และสงขลา

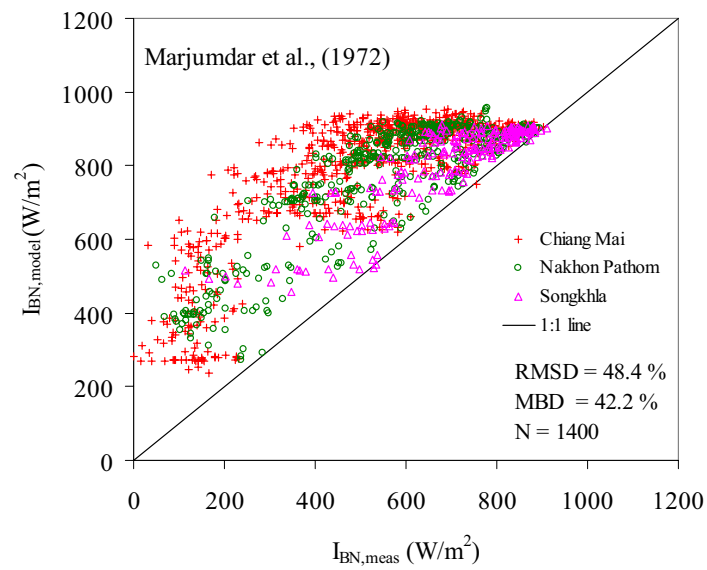
สถานี	RMSD (%)	MBD (%)
เชียงใหม่	7.7	0.3
นครปฐม	4.7	0.8
สงขลา	9.3	4.1
รวมทุกสถานี	7.3	1.2

จากรูปที่ 3.99 - 3.102 และตารางที่ 3.9 จะเห็นว่า แบบจำลองความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่พัฒนาขึ้นคำนวณค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์รายชั่วโมงของสถานีเชียงใหม่ นครปฐม และสงขลา มีค่าใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการวัด โดยมีความแตกต่างในรูป root mean square difference (RMSD) อยู่ในช่วง 4.7 – 9.3 % และ mean bias difference (MBD) อยู่ในช่วง 0.3 - 4.1 % และผลความคลาดเคลื่อนของข้อมูลรวมทั้ง 3 สถานี มีค่า RMSD เท่ากับ 7.3 % และ MBD เท่ากับ 1.2 %

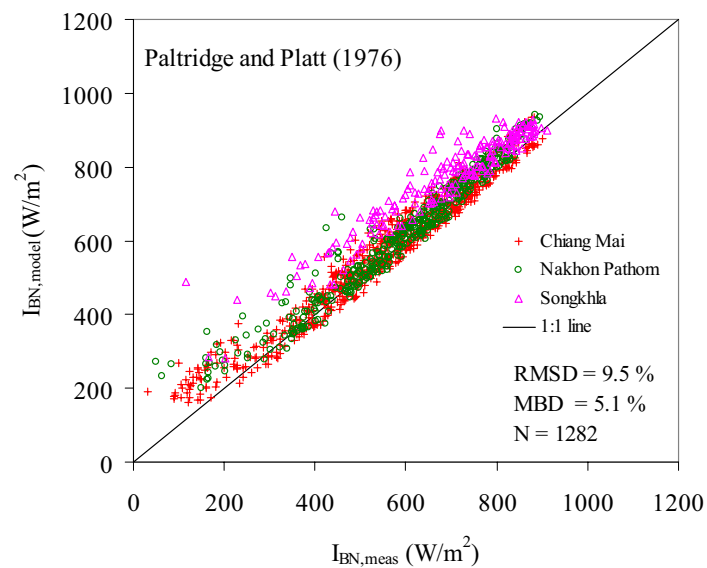
ผู้วิจัยทำการเปรียบเทียบสมรรถนะของแบบจำลองความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่ได้จากงานวิจัยอื่นๆ จำนวน 6 แบบจำลองซึ่งค่าความเข้มรังสีตรงขึ้นกับพารามิเตอร์ต่างๆ ที่เป็นองค์ประกอบในบรรยากาศดังรายละเอียดในบทที่ 2 โดยผลการเปรียบเทียบที่ได้แสดงในรูป RMSD และ MBD ตามตารางที่ 3.11

ตารางที่ 3.10 แบบจำลองความเข้มรังสีตรงในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

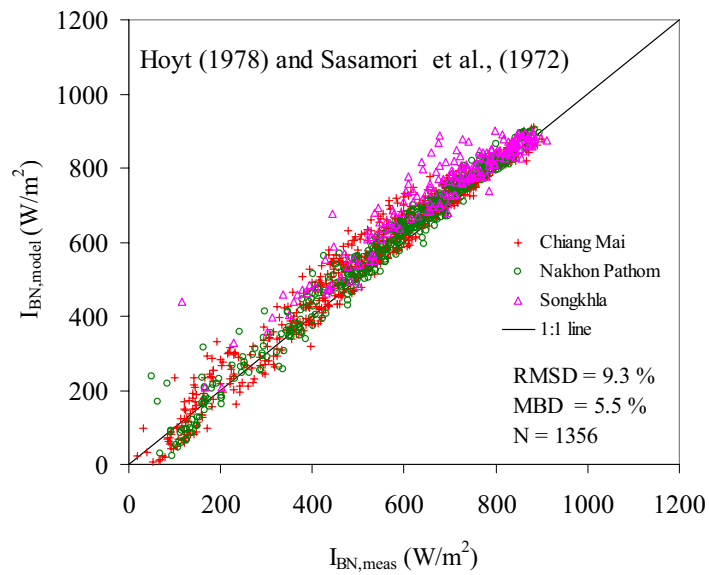
แบบจำลอง	สมการ
1. Marjumdar et al., (1972)	$I_{BN} = 1331.0(0.8644)^{m_r P / 1000} (0.8507)^{(w m_r)^{0.25}}$
2. Paltridge and Platt (1976)	$I_{BN} = I_{sc} (T_o T_r - a_w) T_a$
3. Hoyt (1978) and Sasamori et al., (1972)	$I_{BN} = I_{sc} \left(1 - \sum_{i=1}^4 a_i \right) T_r T_{as}$
4. Bird and Hulstrom (1981)	$I_{BN} = (0.9662) I_{on} T_r T_o T_g T_w T_a$
5. Psiloglou et al., (2007)	$I_{BN} = I_{on} T_w T_r T_o T_g T_a$
6. Ineichen (2008)	$I_{BN} = I'_o \exp \left(\frac{\tau_B}{\sin^B \alpha_s} \right)$



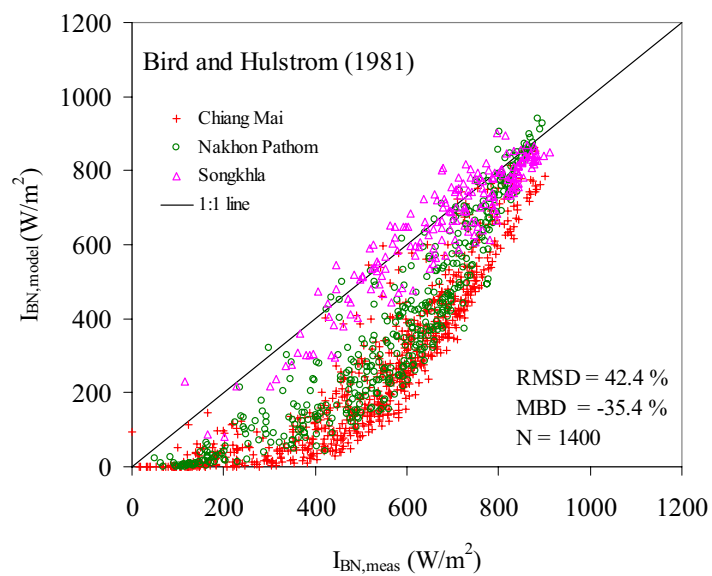
รูปที่ 3.103 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Marjumdar et al.(1972)



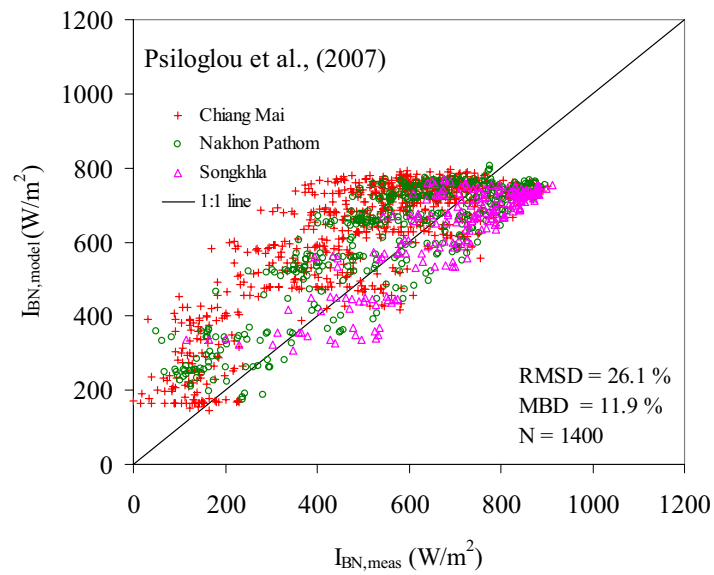
รูปที่ 3.104 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Paltridge and Platt (1976)



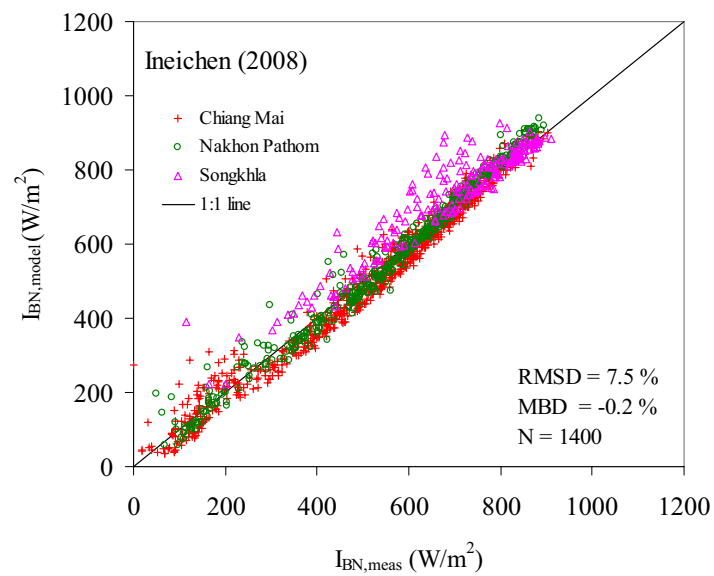
รูปที่ 3.105 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Hoyt (1978) and Sasamori et al.(1972)



รูปที่ 3.106 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Bird and Hulstrom(1981)



รูปที่ 3.107 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Psiloglou et al.(2007)



รูปที่ 3.108 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีตรงที่ได้จากการวัดและจากแบบจำลอง Ineichen (2008)

ตารางที่ 3.11 ค่า RMSD (%) และ MBD (%) ของแต่ละแบบจำลองสำหรับ 3 สถานี

Model	Chiang Mai		Nakhon Pathom		Songkhla		total	
	RMSD (%)	MBD (%)	RMSD (%)	MBD (%)	RMSD (%)	MBD (%)	RMSD (%)	MBD (%)
Proposed model	7.7	0.3	4.7	0.8	9.3	4.1	7.3	1.2
Marjumdar et al., (1972)	59.8	54.2	42.5	37.5	20.3	16.6	48.4	42.2
Paltridge and Platt (1976)	7.9	3.3	7.8	4.3	14.3	11.9	9.5	5.1
Hoyt (1978) and Sasamori et al., (1972)	9.6	5.6	7.1	3.8	11.2	8.2	9.3	5.5
Bird and Hulstrom (1981)	53.3	-48.9	37.4	-31.7	9.4	-3.8	42.4	-35.4
Psiloglou et al., (2007)	32.1	20.9	21.6	8.9	15.1	-8.4	26.1	11.9
Ineichen (2008)	7.5	-2.7	5.5	0.4	9.9	6.2	7.5	-0.2

จากกราฟในรูปที่ 3.103-3.108 และตารางที่ 3.11 พบว่าแบบจำลอง Marjumdar et al.(1972) แบบจำลอง Bird and Hulstrom (1981) และแบบจำลอง Psiloglou et al.,(2007) ที่มีความคลาดเคลื่อนค่อนข้างสูง โดยมีค่า RMSD อยู่ในช่วง 26.1 % ถึง 48.4 % และ MBD อยู่ในช่วง -35.4 % ถึง 42.2 % ทั้งนี้เนื่องจากแบบจำลองดังกล่าวมีข้อจำกัดในด้านวิธีการและลักษณะของข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาแบบจำลอง โดยที่ แบบจำลอง Marjumdar et al., (1972) เป็นแบบจำลองที่สร้างจากข้อมูลในประเทศอินเดียซึ่งเป็นข้อมูลในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆและมีฝุ่นละอองน้อยจึงไม่คิดผลของฝุ่นละอองที่มีต่อความเข้มรังสีดวงอาทิตย์อีกทั้งแบบจำลองเป็นเอมพีริคัลที่ขึ้นกับไอน้ำ มวลอากาศ และความดันบรรยากาศเท่านั้น จึงไม่เหมาะสมต่อการทำนายความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในประเทศไทยเนื่องจากมีลักษณะเป็นชุมชนเมืองที่มีปริมาณฝุ่นละอองค่อนข้างสูง สำหรับแบบจำลอง Psiloglou et al., (2007) เป็นแบบจำลองทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Radiation Model; MRM) ที่สร้างจากข้อมูลด้านอุตุนิยมวิทยาพื้นฐานได้แก่ ความชื้นสัมพัทธ์ ความดันบรรยากาศ และความยาวนานแสงแดด จึงส่งผลให้แบบจำลองดังกล่าวมีสมรรถนะค่อนข้างต่ำ ในส่วนของแบบจำลอง Bird and Hulstrom (1981) มีความคลาดเคลื่อนค่อนข้างสูงเนื่องจากเป็นแบบจำลองที่สร้างจากการนำรายละเอียดของแบบจำลองรังสีตรงหลายแบบจำลองมาพัฒนาแบบจำลองขึ้นใหม่ซึ่งไม่ได้พัฒนาจากข้อมูลวัดโดยตรง

สำหรับแบบจำลองที่ให้ผลการคำนวณค่าความเข้มรังสีตรงใกล้เคียงกับค่าจากการวัด ได้แก่ แบบจำลอง Paltridge and Platt (1976) แบบจำลอง Hoyt (1978) and Sasamori et al., (1972) และแบบจำลอง Ineichen (2008) โดยมีค่า RMSD อยู่ในช่วง 7.5 % ถึง 9.5 % และ MBD อยู่ในช่วง

-0.2 % ถึง 5.5 % แบบจำลองดังกล่าวเป็นแบบจำลองที่พัฒนาจากข้อมูลมาก่อนข้างมีประสิทธิภาพแบบจำลอง Paltridge and Platt (1976) เป็นแบบจำลองที่ใช้ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากองค์ประกอบต่างๆ ในบรรยากาศที่ได้จากงานวิจัยของ Houghton (1954) Yamamoto (1962) Lacis and Henson (1974) Davie et al., (1975) และ Machler (1983) แบบจำลอง Hoyt (1978) สร้างจากข้อมูลวัดภาคพื้นดินของ National Weather Services (NWS) โดยเลือกเฉพาะข้อมูลขณะที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆในเวลาเที่ยงวันซึ่งเป็นช่วงเวลาที่ค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์มีค่าสูงสุดในรอบวัน ส่งผลให้การทำนายมีความแม่นยำสูง แบบจำลอง Ineichen (2008) เป็นแบบจำลองที่มีสมรรถนะสูงพัฒนาจากแบบจำลอง Mueller et al., (2004) ทีมนักวิจัยชาวยุโรป (Solar Irradiance Scheme, SOLIS) โดยวิธีการพีตพารามิเตอร์กับ Radiative Transfer Model (RTM) เมื่อพัฒนาผลการคำนวณที่ได้จากแบบจำลองทั้ง 6 แบบจำลองพบว่าแบบจำลองที่สร้างขึ้นในงานวิจัยนี้ ให้ผลการทำนายที่มีความแม่นยำสูงที่สุด โดยมีค่า RMSD เท่ากับ 7.3 % และ MBD เท่ากับ 1.2 % ทั้งนี้เนื่องจากเป็นแบบจำลองกึ่งเอมพิริคัล ที่สร้างจากข้อมูลที่ได้จากเครื่องมือวัดประสิทธิภาพสูง

3.4 การพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสำหรับประเทศไทย

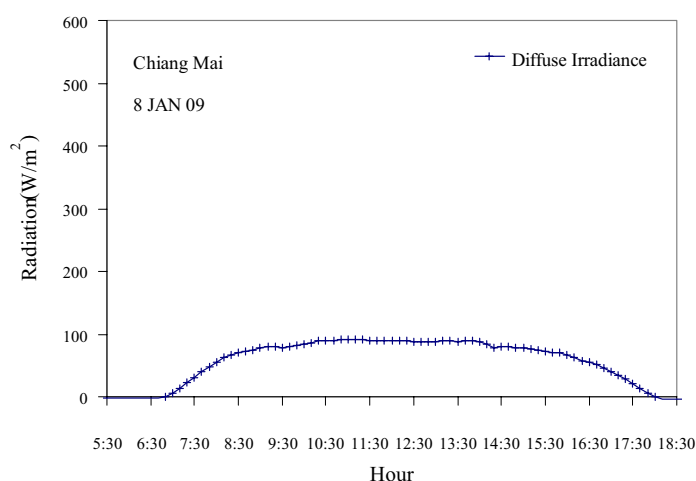
3.4.1 ข้อมูล

การพัฒนาและทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ จำเป็นต้องใช้ข้อมูลต่างๆ ได้แก่ ค่าความเข้มรังสีกระจายบนพื้นราบ มุมเซนนิท แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ และปริมาณโอโซน โดยที่ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศและเลขยกกำลังอังสตรอมได้จากการวัดด้วยเครื่อง sunphotometer สำหรับค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอมได้จากการคำนวณจากความสัมพันธ์ของค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากฝุ่นละออง และเลขยกกำลังอังสตรอม (สมการ 3.6) สำหรับข้อมูลปริมาณโอโซนได้จากเครื่องวัด Ozone Monitoring Instrument (OMI) ที่ติดตั้งบนดาวเทียม AURA ซึ่งช่วงข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลองมีรายละเอียดแสดงดังตารางที่ 3.12

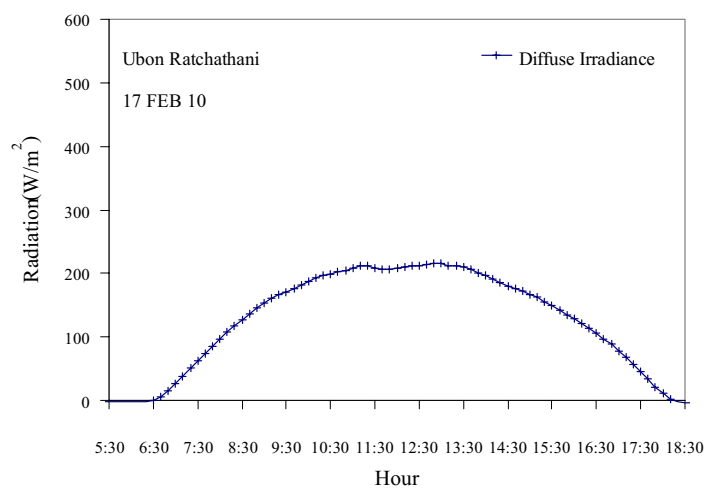
ตารางที่ 3.12 ช่วงข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลอง

สถานี	ข้อมูลพัฒนาแบบจำลอง	ข้อมูลทดสอบแบบจำลอง
เชียงใหม่	มกราคม – ธันวาคม 2007	มกราคม – กันยายน 2009
นครปฐม	มกราคม – ธันวาคม 2007	มกราคม – กันยายน 2009
สงขลา	มกราคม – ธันวาคม 2007	มกราคม – กันยายน 2009
อุบลราชธานี	-	พฤศจิกายน 2009 – กุมภาพันธ์ 2010

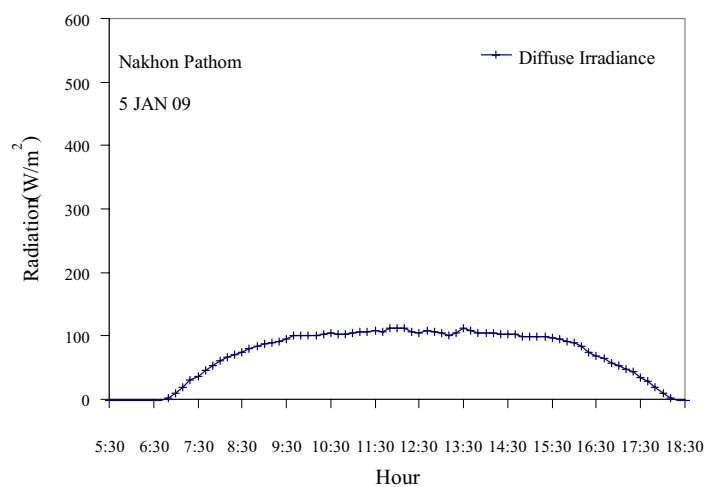
ข้อมูลความเข้มรังสีกระจายบนพื้นราบที่ใช้ในการสร้างและทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองอยู่ในรูปของข้อมูลเฉลี่ยรายชั่วโมง มีหน่วยเป็น W/m^2 ที่ได้จากการแปลงข้อมูลดิบรายสิบนาที่จากเครื่องวัดความเข้มรังสีกระจายที่สถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม และสถานีสงขลา สำหรับสถานีอุบลราชธานีมีความจำกัดของข้อมูล ดังนั้นจึงนำมาใช้ในการทดสอบแบบจำลองเท่านั้น จากนั้นผู้วิจัยได้คัดเลือกช่วงเวลาที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆจากการใช้ข้อมูลจากเครื่อง sunphotometer แล้วนำข้อมูลรายสิบนาที่มาเขียนกราฟกับเวลาในรอบวัน โดยในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆค่าความเข้มรังสีกระจายมีลักษณะของกราฟสม่ำเสมอ ตามตัวอย่างในรูปที่ 3.109-3.112



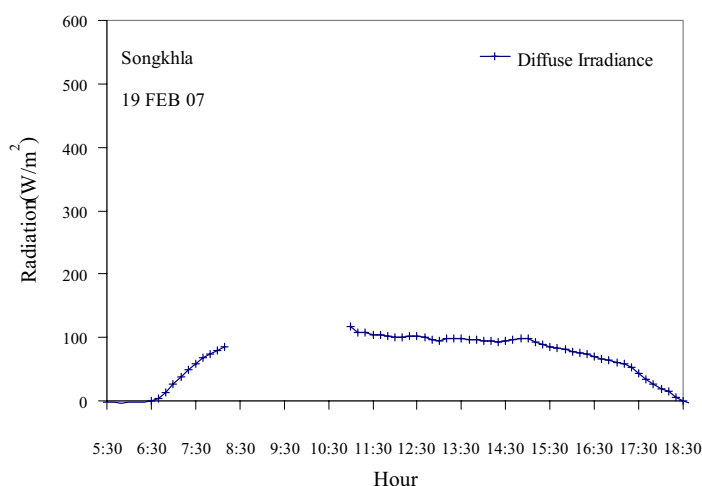
รูปที่ 3.109 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีกระจายในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆของสถานีเชียงใหม่ วันที่ 8 มกราคม 2009



รูปที่ 3.110 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีกระจายในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ
ของสถานีอุบลราชธานี วันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2010



รูปที่ 3.111 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีกระจายในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ
ของสถานีนครปฐม วันที่ 5 มกราคม 2009



รูปที่ 3.112 ตัวอย่างกราฟความเข้มรังสีกระจายในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ
ของสถานีสงขลา วันที่ 19 กุมภาพันธ์ 2007

3.4.2 การสร้างแบบจำลอง

ผู้วิจัยเสนอแบบจำลองความเข้มรังสีกระจายที่คำนึงถึงผลของพารามิเตอร์ที่เป็นองค์ประกอบในชั้นบรรยากาศในรูปแบบการอย่างง่าย ดังสมการ

$$I_d = I_{sc} E_0 \cos^{\beta} \theta_z (c_3 + d_3 \beta + e_3 \alpha + f_3 w + g_3 \ell) \quad (3.22)$$

เมื่อ I_d คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายบนพื้นราบ (diffuse irradiance) [W/m^2]

I_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ [1366.1 W/m^2]

β คือ ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม

(Angstrom turbidity coefficient) [-]

α คือ เลขยกกำลังอังสตรอม (Angstrom exponent) [-]

w คือ ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (precipitable water) [cm]

ℓ คือ ปริมาณโอโซน (total ozone column) [cm]

E_0 คือ แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรีของวงโคจร [-]

θ_z คือ มุมเซนนิธ [องศา]

b_3, c_3, d_3, e_3, f_3 และ g_3 คือ สัมประสิทธิ์สำหรับแบบจำลอง

ในการสร้างแบบจำลอง ผู้วิจัยทำการรวบรวมข้อมูลความเข้มรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆของสถานีเชียงใหม่ นครปฐมและสงขลา และคำนวณค่ามุมเซนนิธ (θ_z) แฟกเตอร์

สำหรับแก้ผลจากความรบกวนของวงโคจร (E_0) ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (β) เลขยกกำลังอังสตรอม (α) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (w) และปริมาณโอโซน (ℓ) แล้วทำการหาค่าสัมประสิทธิ์ b_3 จนได้ค่าที่เหมาะสมที่สุด จากนั้นใช้เทคนิค multiple regression เพื่อหาค่าสัมประสิทธิ์ c_3, d_3, e_3, f_3 และ g_3 ซึ่งค่าสัมประสิทธิ์ที่ได้ดังกล่าวแสดงดังตารางที่ 3.13

ตารางที่ 3.13 ค่าสัมประสิทธิ์ของแบบจำลองรังสีกระจายที่พัฒนาขึ้น

สัมประสิทธิ์	ค่าสัมประสิทธิ์	t- statistic
b_3	0.75	-
c_3	0.187380	11.35
d_3	0.375057	39.20
e_3	0.011316	5.76
f_3	0.006227	7.95
g_3	-0.519790	-7.37
$R^2 = 0.68$	-	-
$N = 768$	-	-

จากตารางที่ 3.13 สัมประสิทธิ์ของพารามิเตอร์ต่าง ๆ ที่ได้มีค่า $|t| > 2.0$ สรุปได้ว่าค่าพารามิเตอร์ต่าง ๆ ในแบบจำลองมีความสัมพันธ์กับค่าความเข้มรังสีตรงที่นัยสำคัญ 0.05

3.4.3 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง

ผู้วิจัยทำการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองค่าความเข้มรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่สร้างขึ้นนั้น โดยใช้ข้อมูลของ 4 สถานีวัด (ตารางที่ 3.12) ซึ่งเป็นข้อมูลอิสระ (independent data) และมีได้นำมาใช้ในการสร้างแบบจำลอง โดยนำพารามิเตอร์ต่าง ๆ ได้แก่ มุมเซนนิธ (θ_z) แฟกเตอร์สำหรับแก้ผลจากความรบกวนของวงโคจร (E_0) ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวบรรยากาศของอังสตรอม (β) เลขยกกำลังอังสตรอม (α) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (w) และปริมาณโอโซน (ℓ) แทนค่าลงในแบบจำลองตามสมการ (3.22) เพื่อคำนวณค่าความเข้มรังสีกระจาย จากนั้นจึงนำค่าจากการคำนวณที่ได้ไปทำการเปรียบเทียบกับค่าที่ได้จากการวัดของทั้ง 4 สถานี ผลการเปรียบเทียบอยู่ในรูปของค่า RMSD และ MBD ตามสมการ (3.23) และ (3.24) ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.113 -3.117 และ ตารางที่ 3.14

$$\text{RMSD} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (I_{d,\text{model}} - I_{d,\text{meas}})^2}{N}}}{\frac{\sum_{i=1}^N I_{d,\text{meas}}}{N}} \times 100\% \quad (3.23)$$

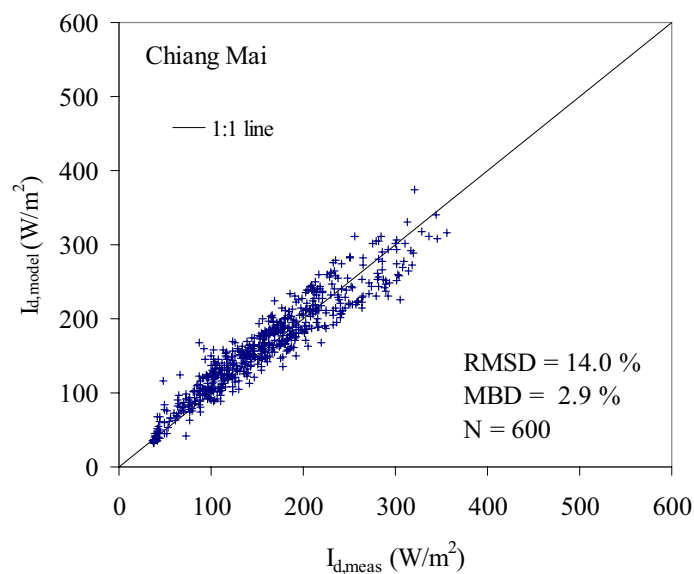
$$\text{MBD} = \frac{\frac{\sum_{i=1}^N (I_{d,\text{model}} - I_{d,\text{meas}})}{N}}{\frac{\sum_{i=1}^N I_{d,\text{meas}}}{N}} \times 100\% \quad (3.24)$$

เมื่อ

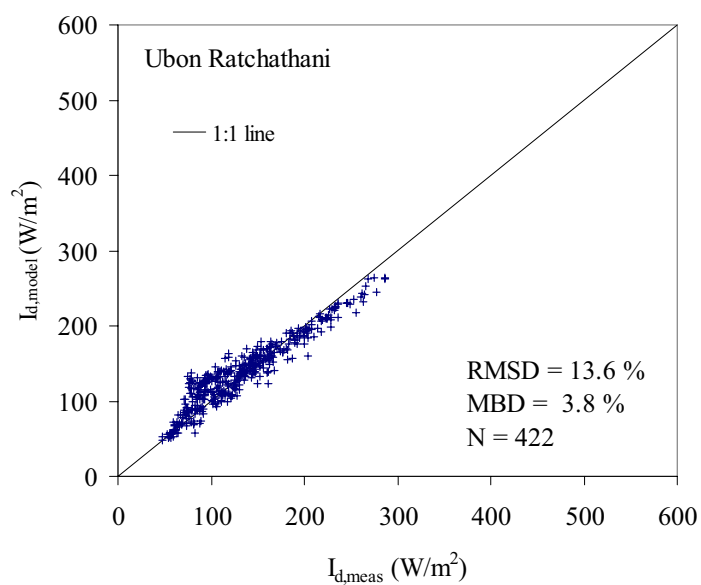
$I_{d,\text{model}}$ คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายที่คำนวณจากแบบจำลอง [W/m^2]

$I_{d,\text{meas}}$ คือ ค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัด [W/m^2]

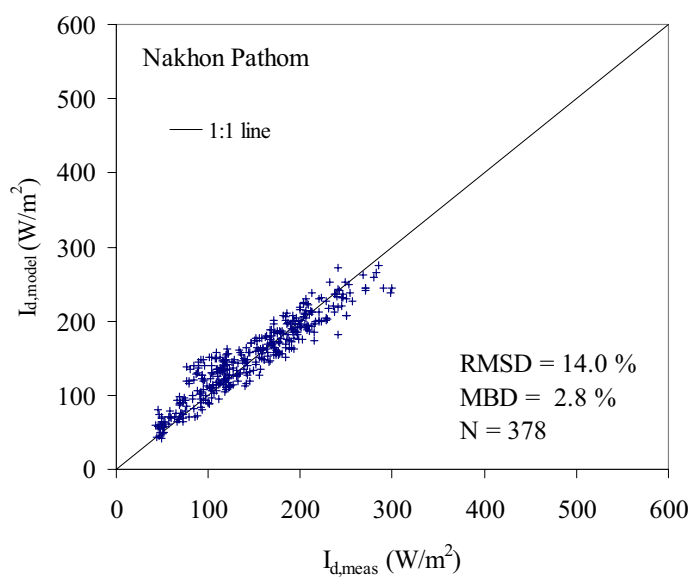
N คือ จำนวนข้อมูล



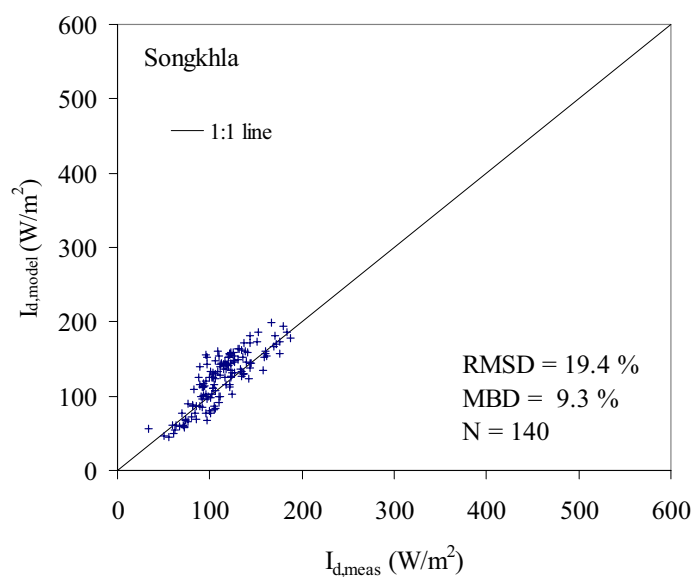
รูปที่ 3.113 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของสถานีเชียงใหม่



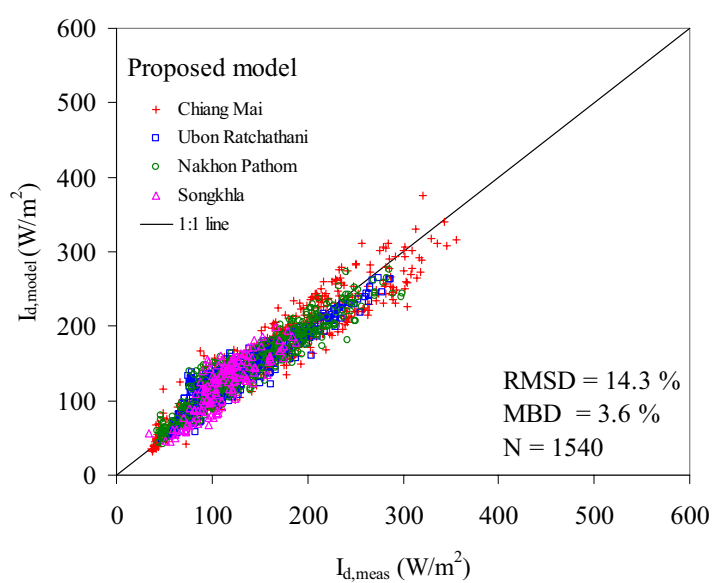
รูปที่ 3.114 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและการคำนวณของสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.115 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและการคำนวณของสถานีนครปฐม



รูปที่ 3.116 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของสถานีสงขลา



รูปที่ 3.117 การเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีกระจายที่ได้จากการวัดและจากการคำนวณของทุกสถานี

ตารางที่ 3.14 ค่า root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) ของ
สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา

สถานี	RMSD (%)	MBD (%)
เชียงใหม่	14.0	2.9
อุบลราชธานี	13.6	3.8
นครปฐม	14.0	2.8
สงขลา	19.4	9.3
รวมทุกสถานี	14.3	3.6

จากรูปที่ 3.113 - 3.117 และตารางที่ 3.14 จะเห็นว่าแบบจำลองความเข้มข้นสี่กระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆที่พัฒนาขึ้นสามารถคำนวณค่าความเข้มข้นสี่กระจายบนพื้นราบรายชั่วโมงของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา มีค่าค่อนข้างใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการวัด โดยมีความแตกต่างในรูป root mean square difference (RMSD) อยู่ในช่วง 13.6-19.4% และ mean bias difference (MBD) อยู่ในช่วง 2.8 - 9.3 % และผลความคลาดเคลื่อนของข้อมูลรวมทั้ง 4 สถานี มีค่า RMSD เท่ากับ 14.3 % และ MBD เท่ากับ 3.6 % ตามลำดับ ซึ่งถือว่าอยู่ในเกณฑ์ที่ดี

บทที่ 4

สรุป

แบบจำลองความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆมีความสำคัญต่องานวิจัยด้านพลังงานแสงอาทิตย์ ดังนั้นผู้วิจัยจึงทำการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีรวม ความเข้มรังสีตรง และความเข้มรังสีกระจายในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสำหรับประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในภูมิภาคต่างๆ ของประเทศ ดังนี้ ภาคเหนือที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ (18.78°N , 98.98°E) ภาคตะวันออกเฉียงเหนือที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี (15.25°N , 104.87°E) ภาคกลางที่มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82°N , 100.04°E) และภาคใต้ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.2°N , 100.60°E) ผู้วิจัยได้ทำการวัดค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในรูปแบบรังสีรวมบนพื้นราบ (global horizontal irradiance) รังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสงอาทิตย์ (direct normal irradiance) และรังสีกระจายบนพื้นราบ (diffuse irradiance) และใช้ข้อมูลเฉพาะช่วงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆมาทำการวิเคราะห์หาความสัมพันธ์กับพารามิเตอร์ขององค์ประกอบต่างๆ ในบรรยากาศที่ได้จากสถานีวัดแต่ละแห่ง ในการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณความเข้มรังสีรวมจะใช้ข้อมูลจากสถานีเชียงใหม่ นครปฐม และสงขลา ในปี ค.ศ. 2007 โดยได้ทำการเปรียบเทียบแบบจำลองที่ได้กับข้อมูลที่บันทึกในปี ค.ศ. 2008 ของสถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม และสถานีสงขลา และข้อมูลเพิ่มเติมของสถานีอุบลราชธานีในช่วงเดือนพฤศจิกายน 2009 – กุมภาพันธ์ 2010 ผลการทดสอบพบว่าแบบจำลองที่ได้ในงานวิจัยนี้ให้ผลการคำนวณที่สอดคล้องกับค่าที่ได้จากการวัดซึ่งมีความแตกต่างในรูปของ RMSD เท่ากับ 4.3 % และ MBD เท่ากับ -0.04 % นอกจากนี้ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบแบบจำลองที่ได้กับแบบจำลองที่พัฒนาโดยนักวิจัยอื่นๆ ผลที่ได้พบว่าแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นมีความแม่นยำสูงที่สุด เนื่องจากแบบจำลองที่สร้างขึ้นเป็นแบบจำลองกึ่งเอมพิริคัลซึ่งสร้างจากความสัมพันธ์ของพารามิเตอร์จากองค์ประกอบต่างๆ ในบรรยากาศ ได้แก่ ไออน่า ผุ่นละอองและโอโซน ในขณะที่แบบจำลองที่นำมาเปรียบเทียบทั้ง 7 แบบจำลองเป็นแบบจำลองอย่างง่ายที่ขึ้นกับมุมเซนนิทเพียงอย่างเดียว

ในส่วนของการพัฒนาแบบจำลองความเข้มรังสีตรงจะใช้ข้อมูลจากสถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม และสถานีสงขลาในปี ค.ศ. 2008 ในการทดสอบจะใช้ข้อมูลของสถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม และสถานีสงขลาในช่วงเดือนมกราคม - กันยายน 2009 ผลการทดสอบพบว่าแบบจำลอง

ที่สร้างขึ้นให้ผลการคำนวณสอดคล้องกับค่าที่ได้จากการวัดซึ่งมีความแตกต่างในรูปของ RMSD เท่ากับ 7.3 % และ MBD เท่ากับ 1.2 % นอกจากนี้ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบแบบจำลองที่ได้กับแบบจำลองที่พัฒนาโดยนักวิจัยอื่นๆ ผลที่ได้พบว่าแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นมีความแม่นยำค่อนข้างสูง เนื่องจากแบบจำลองที่สร้างขึ้นเป็นแบบจำลองกึ่งเอมพิริคัลที่สร้างจากความสัมพันธ์ของพารามิเตอร์จากองค์ประกอบต่างๆ ในบรรยากาศ ได้แก่ ไออน่า ฝุ่นละอองและโอโซน โดยมีรูปสมการไม่ซับซ้อน สะดวกต่อการใช้งานเมื่อเปรียบเทียบกับแบบจำลองอื่นๆ ที่ส่วนใหญ่เป็นแบบจำลองเชิงฟิสิกส์ (physical model) และมีพารามิเตอร์ค่อนข้างซับซ้อน

สุดท้ายผู้วิจัยทำการพัฒนาแบบจำลองความเข้มข้นสปีร์กระจายโดยใช้ข้อมูลจากสถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม และสถานีสงขลาในปี ค.ศ.2007 และทดสอบแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นด้วยข้อมูลของสถานีเชียงใหม่ สถานีนครปฐม และสถานีสงขลาในช่วงเดือนมกราคม - กันยายน 2009 และข้อมูลเพิ่มเติมของสถานีอุบลราชธานีในช่วงเดือนพฤศจิกายน 2009 - กุมภาพันธ์ 2010 ผลการทดสอบพบว่าแบบจำลองที่สร้างขึ้นให้ผลการคำนวณสอดคล้องกับค่าที่ได้จากการวัดซึ่งมีความแตกต่างในรูปของ RMSD เท่ากับ 14.3 % และ MBD เท่ากับ 3.6 %

เนื่องจากแบบจำลองที่ได้จากงานวิจัยนี้พัฒนาขึ้นจากข้อมูลที่ค่อนข้างจำกัด ซึ่งหากข้อมูลที่ใช้ในการพัฒนามีจำนวนมากขึ้นจะช่วยให้แบบจำลองที่พัฒนาดังกล่าวมีประสิทธิภาพที่สูงขึ้นได้ ผู้วิจัยจึงมีข้อเสนอแนะว่าควรมีการเก็บข้อมูลในระยะยาวมากขึ้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งสถานีอุบลราชธานีที่มีได้นำมาใช้ในการพัฒนาแบบจำลอง

บรรณานุกรม

- Bird, R.E., and Hulstrom, R.L. "Review, evaluation, and improvement of direct irradiance models." **Trans. ASME J. Sol. Energy Eng** 103 (1981):182-192.
- Davies, J. A., Schertzer, W., and Nunez, M. "Estimating global solar radiation." **Boundary Layer Meteorol.** 9 (1975): 33-52.
- Dumortier, D. "Modelling global and diffuse horizontal irradiances under cloudless skies with different turbidities." Daylight II, jou2-ct92-0144, final report vol. 2. Tech. rep., CNRS-ENTYPE. (1995).
- Houghton, H. G. "On the annual heat balance of the northern hemisphere." **J. Meteorol.** 11(1) (1954): 1-9.
- Hoyt, D.V. "A model for the calculation of solar global insolation.", **Solar Energy** 21 (1978): 27-35.
- Ineichen, P. "A broadband simplified version of the Solis clear sky model" **Solar Energy** 82 (2008): 758-762.
- Iqbal, M. **An Introduction to Solar Radiation**. New York: Academic Press. 1983.
- Lacis, A. A., and Henson, J. E. "A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere." **J. Atmos. Sci.** 31 (1974): 188-132.
- Machler, M. "Parameterization of solar irradiance under clear skies." **M.A.Sc. Thesis**, University of British Columbia, Vancouver, Canada(1983).

- Marjumdar, N. C., Mathur, B.L., and Kaushik, S.B. "Prediction of direct solar radiation for low Atmospheric turbidity.", **Solar Energy** 13 (1972): 383-394.
- Paltridge, G. W., and Platt, C. M. R. **Radiative Processes in Meteorology and climatology** Elsevier, New York, 1976.
- Psiloglue, B.E., and Kambezidis, H.D. "Performance of the meteorological radiation model during the solar eclipse of 29 March 2006." **Atmos. Chem. Phys** 7 (2007):12807-12843.
- Sasamori, T., London, J., and Hoy, D. V. "Radiation budget of the Southern Hemisphere." **Am. Meteorol. Soc. Mon. Boston** 13 (1972): 9-23.
- Yamamoto, G. "Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbondioxide and molecular oxygen." **J. Atmos. Sci.** 19 (1962): 182-188.
- Haurwitz, B. "Insolation in relation to cloudiness and cloud density." **J. Meteorol** 2 (1945):154-166.
- Haurwitz, B. "Insolation in relation to cloud type." **J. Meteorol** 3 (1946):123-124.
- Daneshyar, M. "Solar radiation statistics for Iran." **Solar Energy** 21 (1978):345–349.
- Paltridge, G. W and Proctor, D., "Monthly mean solar radiation statistics for Australia." **Solar Energy** 18 (1976):234–243.
- Berger, X. Etude du Climat en Region Nicoise en vue d'Applications a l'Habitat Solaire. Paris: CNRS; 1979.

Adnot, J., Bourges, B., Campana, D., and Gicquel, R. Utilisation des courbes de frequence cumulees pour le calcul des installation solaires. In: Lestienne R, editor. *Analise Statistique des Processus Meteorologiques Appliquee a l'Energie Solaire*. Paris: CNRS; 1979. p. 9-40.

Kasten F., and Czeplak, G. "Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of clouds." **Solar Energy** 24 (1980):177-189.

Robledo L., and Soler, A. "Luminous efficacy of global solar radiation for clear skies." **Energy Convers. Manage** 41 (2000): 1769-1779.

Kondratyev, KY. **Radiation in the Atmosphere**. New York: Academic Press. 1969. p.463.

Hammer, A, Heinemann, D, Hoyer, C, Kuhlemann, R, Lorenz, E, Muller, R, Beyer, H. G. "Solar energy assessment using remote sensing technologies." **Rem. Sen. Envi** 86 (2003):423-432.

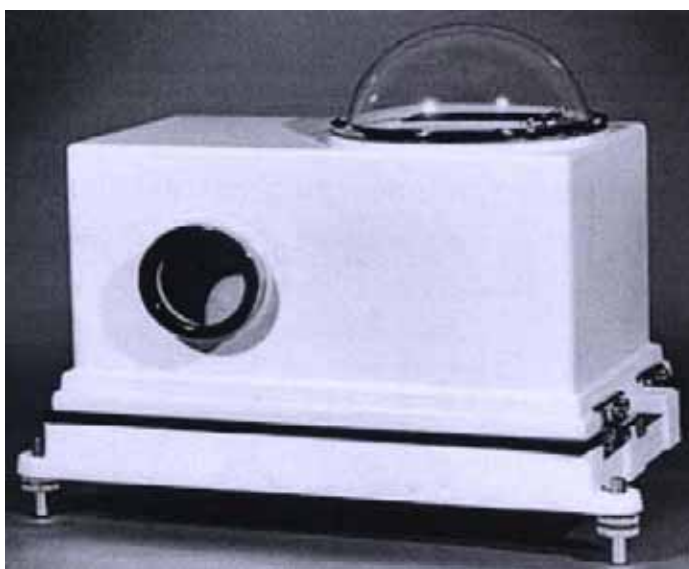
ภาคผนวก

ภาคผนวก ก
เครื่องมือวัดรังสีดวงอาทิตย์

A1.1 การวัดรังสีรวม

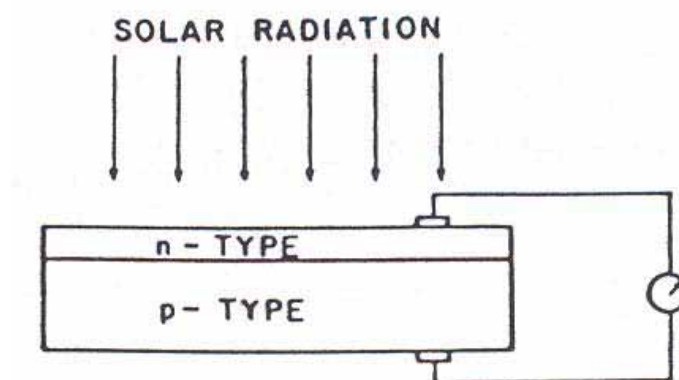
ในการวัดรังสีรวมจะใช้เครื่องวัดซึ่งเรียกว่าไพราโนมิเตอร์ โดยแบ่งออกเป็นแบบต่างๆ ตามชนิดของ sensor ได้ดังนี้

ก. ไพราโนมิเตอร์ที่ใช้ thermomechanical sensor ไพราโนมิเตอร์แบบนี้มีชื่อเรียกโดยทั่วไปว่าไพราโนมิเตอร์แบบ Robitzsch bimetallic ซึ่งมี sensor เป็นแถบโลหะ 2 แถบ โดยแถบหนึ่งเป็นสีขาวและอีกแถบหนึ่งเป็นสีดำ เมื่อรังสีดวงอาทิตย์ตกกระทบ sensor แถบสีดำจะดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์และขยายตัวได้มากกว่าแถบสีขาว แรงที่เกิดจากการขยายตัวดังกล่าวจะไปขับเคลื่อนหัวปากกาให้บันทึกสัญญาณลงบนกระดาษซึ่งเคลื่อนที่ด้วยระบบไขลาน ไพราโนมิเตอร์แบบนี้มีข้อดีคือทำงานโดยไม่ต้องอาศัยไฟฟ้า แต่ก็มีข้อด้อยในแง่ของความละเอียดเที่ยงตรงในการวัด ทั้งนี้เพราะการทำงานของเครื่องจะขึ้นกับอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อมซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา โดยความคลาดเคลื่อนที่ได้จากการวัดอาจสูง 10-30 % โดยเฉพาะเครื่องที่มีการใช้งานมานาน ซึ่งสีเคลือบ sensor เกิดการลอกหรือดำน นอกจากนี้ข้อมูลที่บันทึกได้ในแต่ละวันเป็นกราฟในช่วงสั้นๆ ไม่สามารถอ่านเป็นค่ารายชั่วโมงได้ถูกต้อง ค่าที่ได้โดยทั่วไปจึงเป็นค่ารายวัน องค์การอุตุนิยมหาวิทยาลัยโลกจัดลำดับไพราโนมิเตอร์แบบนี้ไว้ในลำดับที่ 3 (third class) สำหรับลักษณะของไพราโนมิเตอร์ดังกล่าวแสดงไว้ในรูปที่ A1.1



รูปที่ A1.1 แสดงลักษณะของไพราโนมิเตอร์แบบ Robitzsch bimetallic

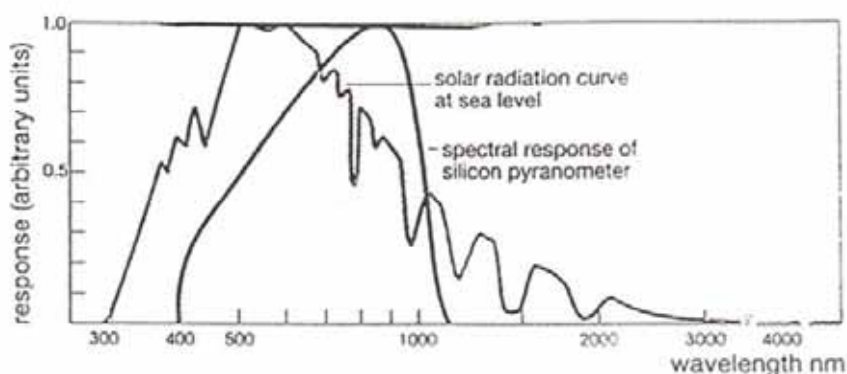
ข. ไพราโนมิเตอร์แบบใช้ photoelectric sensor ไพราโนมิเตอร์แบบนี้จะใช้ sensor ทำด้วยสารกึ่งตัวนำแบบ n และแบบ p ต่อกันในลักษณะเดียวกับโซลาเซลล์ดังรูปที่ A1.2



รูปที่ A1.2 แสดงสารกึ่งตัวนำที่ใช้เป็น sensor ของไพราโนมิเตอร์

เมื่อรังสีดวงอาทิตย์ตกกระทบบนสารกึ่งตัวนำดังกล่าวจะเกิดปรากฏการณ์ photovoltaic และเกิดกระแสไหลในวงจร ค่ากระแสที่เกิดขึ้นนี้สามารถนำกลับไปหาปริมาณความเข้มของรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบได้

สำหรับการตอบสนองต่อสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์ ของไพราโนมิเตอร์แบบนี้จะอยู่ช่วงประมาณ 0.4-1.1 ไมครอนซึ่งแคบกว่าสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์ที่ใช้งานซึ่งอยู่ในช่วง 0.3-3 ไมครอน นอกจากนี้การตอบสนองดังกล่าวนี้ยังขึ้นกับความยาวคลื่นของรังสีดวงอาทิตย์ โดยตอบสนองได้ดีในช่วงแสงสีเขียวและม่วง ซึ่งนับว่าเป็นข้อด้อยของไพราโนมิเตอร์แบบนี้ แต่อย่างไรก็ตามไพราโนมิเตอร์แบบนี้มีราคาไม่แพงและมีเวลาตอบสนองการเปลี่ยนแปลงความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ได้รวดเร็ว สำหรับกราฟแสดงการตอบสนองต่อสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์และลักษณะของไพราโนมิเตอร์ดังกล่าวแสดงไว้ในรูปที่ A1.3 และ A1.4



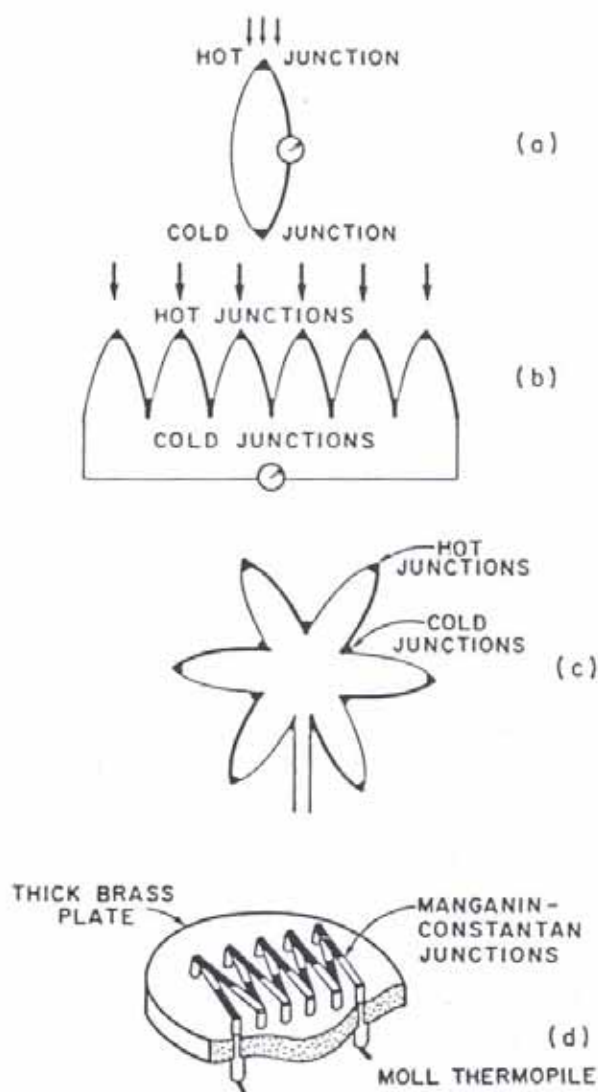
รูปที่ A1.3 แสดงการตอบสนองต่อสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ของไพราโนมิเตอร์แบบใช้ photoelectric sensor



รูปที่ A1.4 แสดงลักษณะของไพราโนมิเตอร์แบบใช้ photoelectric sensor

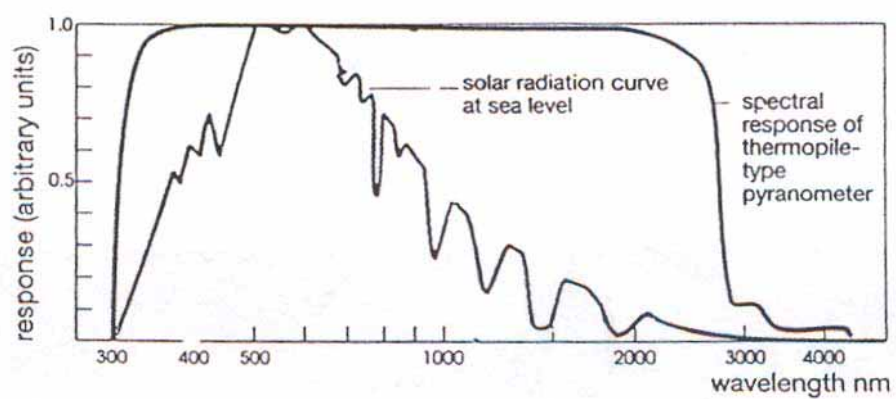
ค. ไพราโนมิเตอร์แบบใช้ thermoelectric sensor ไพราโนมิเตอร์แบบนี้จะมี sensor ทำด้วยโลหะ 2 ชนิดซึ่งเชื่อมปลายทั้งสองติดกัน โดยปลายข้างหนึ่งทำหน้าที่เป็น hot junction และอีกข้างหนึ่งเป็น cold junction เมื่อ hot junction ถูกรังสีดวงอาทิตย์ตกกระทบจะทำให้เกิดความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของ junction ทั้งสองและก่อให้เกิดแรงเคลื่อนไฟฟ้า (electromotive force, emf) ขึ้นในวงจรที่ประกอบด้วยโลหะทั้งสอง โลหะที่ต่อกันในลักษณะดังกล่าวจะทำหน้าที่เป็น thermocouple จากแรงเคลื่อนไฟฟ้าที่เกิดขึ้นนี้สามารถนำไปคำนวณหาความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบได้

ในการนำโลหะ 2 ชนิดมาต่อกันด้วยวิธีดังกล่าวข้างต้นอาจมีการนำโลหะแต่ละคู่มาต่อกันแบบอนุกรมเพื่อเพิ่มแรงเคลื่อนไฟฟ้า ซึ่งจะเรียก sensor ลักษณะนี้ว่า thermopile ดังที่แสดงไว้ในรูปที่ A1.5



รูปที่ A1.5 แสดง thermoelectric sensor แบบต่างๆ

ไพราโนมิเตอร์ที่ใช้ thermoelectric sensor มีข้อดีคือมีการตอบสนองต่อสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์ในช่วง 0.3-3 ไมครอน ซึ่งเป็นช่วงที่ใช้งานทั่วไปและมีการตอบสนองที่ใกล้เคียงกันในช่วงความยาวคลื่นดังกล่าว นอกจากนี้ยังมีสมรรถนะการทำงานที่ไม่ขึ้นกับสภาพแวดล้อมมากนัก และมีความละเอียดแม่นยำในการวัดอยู่ในเกณฑ์ดี อย่างไรก็ตามไพราโนมิเตอร์ดังกล่าวมีราคาค่อนข้างแพงและต้องอาศัยเครื่องบันทึกสัญญาณที่รับค่าความต่างศักย์ไฟฟ้าต่ำๆ ได้ สำหรับกราฟ



รูปที่ A1.6 แสดงการตอบสนองต่อสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ของไพราโนมิเตอร์
แบบใช้ thermoelectric sensor



รูปที่ A1.7 แสดงลักษณะของไพราโนมิเตอร์แบบใช้ thermoelectric sensor

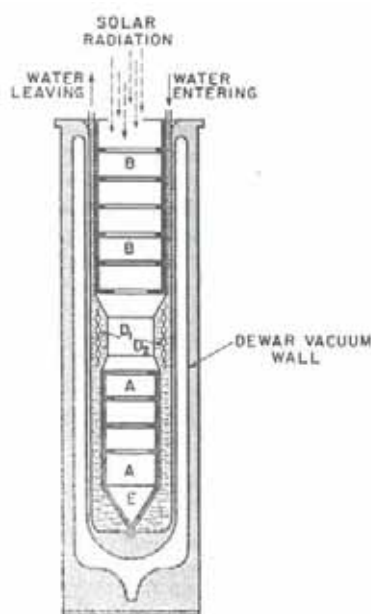
A1.2 การวัดรังสีตรง

รังสีตรงเป็นข้อมูลพื้นฐานสำหรับใช้ในการคำนวณออกแบบอุปกรณ์พลังงานแสงอาทิตย์แบบรวมแสง (concentrating system) ซึ่งใช้ประโยชน์จากรังสีตรง โดยเครื่องวัดรังสีตรงมีชื่อเรียกทั่วไปว่า pyrheliometer เนื่องจากใช้วัดรังสีตรงที่พุ่งออกมาจากดวงอาทิตย์และตำแหน่งของดวงอาทิตย์เปลี่ยนแปลงตลอดเวลา ดังนั้นจะต้องมีอุปกรณ์ขับเคลื่อนหัววัดให้ชี้ไปยังตำแหน่งของดวงอาทิตย์ (solar tracker) pyrheliometer สามารถแบ่งได้เป็น 2 ประเภท ได้แก่ absolute pyrheliometer และ field pyrheliometer โดยแต่ละประเภทมีรายละเอียด ดังนี้ (Iqbal, 1983)

1.2.1 Absolute Pyrheliometer

เครื่องวัดแบบนี้จะใช้เป็นเครื่องวัดมาตรฐานในห้องปฏิบัติการ สามารถบอกความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ได้โดยตรง โดยมีต้องอ้างอิงกับเครื่องวัดอื่น ในอดีตที่ผ่านมาได้มีการพัฒนา absolute pyrheliometer ขึ้นมาหลายแบบ โดยที่สำคัญมีดังนี้

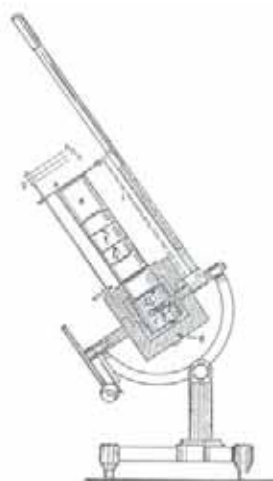
1) Abbot Water-Flow Pyrheliometer เครื่องวัดแบบนี้มีลักษณะเป็นทรงกระบอกเพื่อรับรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งบรรจุอยู่ในท่อแก้วสุญญากาศ โดยช่องว่างระหว่างกระบอกและท่อแก้วจะมีน้ำไหลผ่าน ดังรูปที่ A1.8



รูปที่ A1.8 Abbot Water-Flow Pyrheliometer

ในการใช้งานจะให้รังสีดวงอาทิตย์ส่องผ่านเข้าไปในกระบอก รังสีทั้งหมดจะถูกดูดกลืนภายในกระบอกทำให้อุณหภูมิสูงขึ้น น้ำที่ไหลจากด้านหนึ่งของกระบอกจะนำความร้อน

2) Abbot Silver-Disk Pyrheliometer เนื่องจาก Abbot Water-Flow Pyrheliometer เป็นอุปกรณ์ที่ค่อนข้างยุ่งยาก ไม่เหมาะสมกับการเคลื่อนย้ายไปตามสถานที่ต่างๆ จึงได้มีการพัฒนาเครื่องวัดขึ้นใหม่ โดยใช้แผ่นเงินกลมเป็นตัวรับรังสีดวงอาทิตย์อยู่ภายในกระบอก โดยด้านใต้ของแผ่นเงินบรรจุด้วยปรอท เพื่อนำความร้อนไปยังเทอร์โมมิเตอร์ เมื่อรังสีตรงของดวงอาทิตย์ส่องเข้าไปในกระบอกจะถูกดูดกลืนโดยแผ่นเงินซึ่งทาสีดำ ทำให้แผ่นเงินมีอุณหภูมิสูงขึ้น ความร้อนที่เกิดขึ้นจะถ่ายเทผ่านปรอทไปยังเทอร์โมมิเตอร์ จากค่าอุณหภูมิที่เพิ่มขึ้นสามารถคำนวณหาปริมาณของพลังงานที่ได้รับจากรังสีดวงอาทิตย์ได้ ลักษณะของ pyrheliometer ดังกล่าวแสดงในรูปที่ A1.9



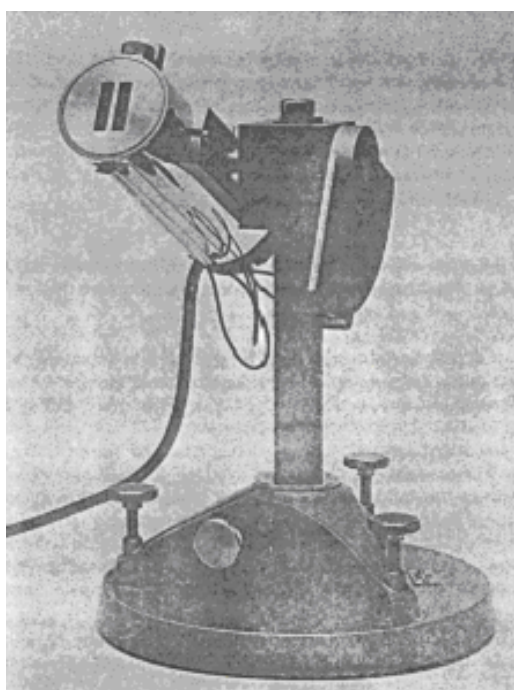
รูปที่ A1.9 Abbot Silver-Disk Pyrheliometer

3) Angstrom Electrical Compensation Pyrheliometer เครื่องวัดแบบนี้จะมีลักษณะเป็นกระบอกและมีช่องเปิดรับแสง 2 ช่อง โดยที่ปลายสุดของแต่ละช่องภายในกระบอกจะมีแผ่น manganin กว้าง 2 มิลลิเมตร ยาว 20 มิลลิเมตร และเคลือบด้วยสีดำ โดยแผ่นในช่องหนึ่งจะรับรังสีดวงอาทิตย์โดยตรง แต่อีกแผ่นหนึ่งจะถูกบังไม่ให้รับรังสีดวงอาทิตย์ โดยแผ่นที่ถูกบังจะมีลวดต้านทานไฟฟ้าให้ความร้อนจนอุณหภูมิเท่ากับแผ่นที่รับรังสีดวงอาทิตย์ ค่ากระแสไฟฟ้าที่ใช้จะมีความสัมพันธ์กับความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ตามสมการ

$$I_n = Ki^2 \quad (A1.1)$$

เมื่อ I_n เป็นความเข้มรังสีตรงที่ตกกระทบ
 i เป็นกระแสไฟฟ้าที่ใช้
 K เป็นค่าคงที่

จากการวัดค่ากระแสและค่าคงที่ของเครื่องมือ เราสามารถคำนวณความเข้มรังสีตรงที่ตกกระทบได้

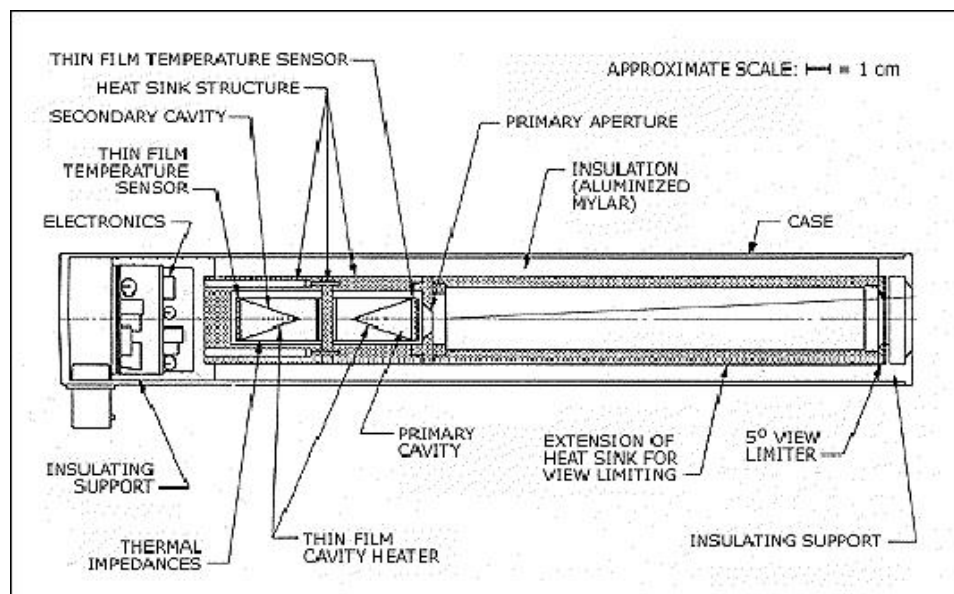


รูปที่ A1.10 Angstrom Electrical Compensation Pyrheliometer

4) Active Cavity Pyrheliometer เครื่องวัดรังสีตรงแบบนี้ใช้หลักการคล้ายกับ Angstrom Electrical Compensation Pyrheliometer กล่าวคือจะมีลักษณะเป็นกระบอกให้รังสีดวงอาทิตย์ผ่านเข้าไปภายใน โดยที่ปลายสุดมีลักษณะเป็นกรวยเพื่อให้รังสีดวงอาทิตย์สะท้อนกลับเข้ามา และถูกดูดกลืนทั้งหมด โดยที่กรวยมีอุปกรณ์ทำความร้อนด้วยไฟฟ้า ส่วนที่ปากกระบอกมีแผ่นปิดเปิดอัตโนมัติ ในการใช้งานจะเปิดกระบอกให้รังสีดวงอาทิตย์ผ่านเข้าไปยังกรวยรับรังสีภายในกระบอก โดยอุณหภูมิของกรวยจะถูกควบคุมด้วยวงจรไฟฟ้าให้มีอุณหภูมิคงที่ เมื่อรังสีดวงอาทิตย์ผ่านเข้ามากระทบกรวย กำลังไฟฟ้าที่ใช้ในการให้ความร้อนจากกรวยจะลดลงเพื่อให้อุณหภูมิของ

$$I_n = K[P_c - P_o] \quad (A1.2)$$

เมื่อ I_n เป็นความเข้มรังสีตรงที่ตกกระทบ
 P_c เป็นกำลังไฟฟ้าที่ใช้เมื่อกระบอกปิด
 P_o เป็นกำลังไฟฟ้าที่ใช้เมื่อกระบอกเปิด
 K เป็นค่าคงที่

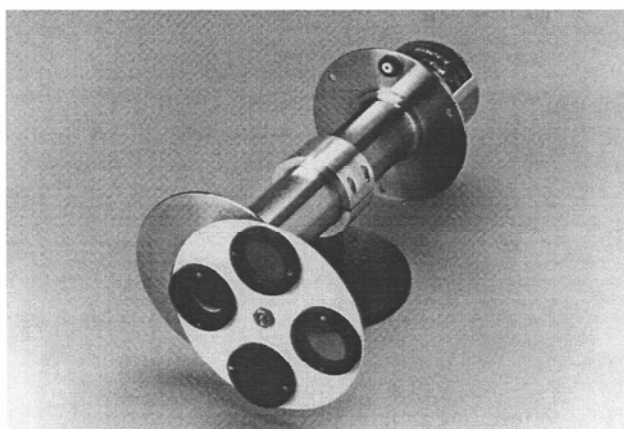


รูปที่ A1.11 Active Cavity Pyrheliometer

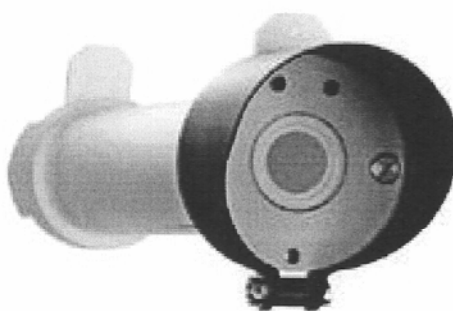
1.2.2 Field Pyrheliometer

โดยทั่วไป absolute pyrheliometer จะมีความละเอียดถูกต้องสูงและสามารถบอกค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ได้โดยตรง แต่เครื่องมือดังกล่าวไม่เหมาะสมกับการใช้วัดความเข้มรังสีตรงในลักษณะของการเก็บข้อมูลระยะยาว เพราะเครื่องมือมีความละเอียดอ่อน ไม่ทนทานต่อสภาพดินฟ้าอากาศ และการใช้งานต่อเนื่องยาวนานกลางแจ้งหลาย ๆ ปี ดังนั้นจึงได้มีการพัฒนา field pyrheliometer เพื่อใช้งานภาคสนาม โดยเครื่องวัดแบบนี้จะมีลักษณะเป็นกระบอกและที่ปลายสุดภายในกระบอกจะมี thermocouple ต่ออนุกรมหรือที่เรียกโดยทั่วไปว่า thermopile เพื่อแปลงพลังงานความร้อนให้เป็นพลังงานไฟฟ้า โดยศักย์ไฟฟ้าที่ได้จะแปรตามความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่

ตกระทบ เนื่องจากค่าศักย์ไฟฟ้าที่ได้ไม่สามารถคำนวณย้อนกลับไปหาความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ได้โดยตรงเช่นกรณีของ absolute pyrheliometer ดังนั้น field pyrheliometer จึงต้องนำมาสอบเทียบ กับ absolute pyrheliometer โดยค่าคงที่ของความสัมพันธ์ระหว่างศักย์ไฟฟ้ากับความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ จะเรียกว่า sensitivity ของเครื่องวัด ตัวอย่างของ field pyrheliometer แสดงในรูปที่ A1.12-A1.13



รูปที่ A1.12 field pyrheliometer ที่ผลิตโดยบริษัท Eppley



รูปที่ A1.13 field pyrheliometer ที่ผลิตโดยบริษัท Kipp & Zonen

ภาคผนวก ข
การคัดเลือกวันท้องฟ้าปราศจากเมฆ

A2.1 การคัดเลือกวันท้องฟ้าปราศจากเมฆ

วันท้องฟ้าปราศจากเมฆ(cloudless sky) เป็นวันที่ถือว่า รังสีดวงอาทิตย์ที่ตกสู่พื้นโลกจะผ่านชั้นบรรยากาศลงมาโดยไม่มีผลเนื่องจากเมฆ ซึ่งมีค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์สูงสุด วันท้องฟ้าปราศจากเมฆสามารถคัดเลือกได้หลายวิธี

A2.1.1 สังเกตจากสายตาโดยตรง

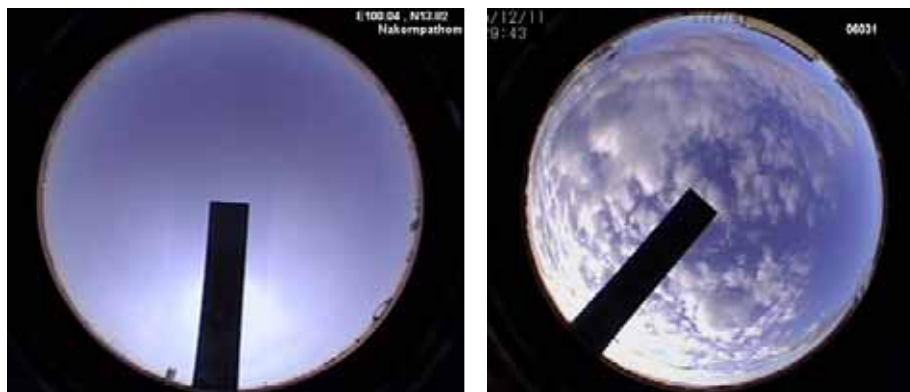
วันท้องฟ้าปราศจากเมฆสามารถสังเกตได้ด้วยสายตาโดยตรง โดยการสังเกตท้องฟ้าซึ่งมีลักษณะปราศจากเมฆเป็นสีฟ้าใสทั่วทั้งท้องฟ้า วิธีนี้จะให้ความแม่นยำค่อนข้างสูง แต่มีข้อเสียคือมาตรฐานของผู้สังเกตไม่เท่ากัน และกรณีที่ต้องใช้ข้อมูลจำนวนมากและเป็นข้อมูลย้อนอดีตจะไม่สามารถทำได้

A2.1.2 ภาพถ่ายท้องฟ้า

ภาพถ่ายท้องฟ้าได้จากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าที่เรียกว่า sky view เป็นเครื่องมือที่สามารถถ่ายภาพท้องฟ้าได้ทั่วทั้งท้องฟ้าในรูปแบบครึ่งทรงกลม ควบคุมการถ่ายภาพด้วยเครื่องคอมพิวเตอร์ ซึ่งให้ความแม่นยำค่อนข้างสูง สามารถเก็บข้อมูลได้ในระยะเวลายาวนานและเป็นข้อมูลจำนวนมากได้



รูปที่ A2.1 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky view)



รูปที่ A2.2 ภาพถ่ายท้องฟ้าในวันท้องฟ้าปราศจากเมฆและวันที่มีเมฆ

A2.1.3 ปริมาณเมฆและค่าดัชนีความแจ่มใส

Babaro et al., (1981) จำแนกท้องฟ้าออกเป็น 3 ลักษณะตามปริมาณเมฆ ดังนี้

Day type	Octas	Tenths
Clear	0-2	0-3
Partially cloudy	3-5	4-7
Cloudy	6-8	8-10

Muhammad Iqbal (1983) เสนอวิธีการแบ่งสภาพท้องฟ้าด้วยค่าดัชนีความแจ่มใส หรือ clearness index ; K_T ซึ่งเป็นสัดส่วนของค่ารังสีรวมกับค่ารังสีดวงอาทิตย์ภายนอกบรรยากาศโลก ดังนี้

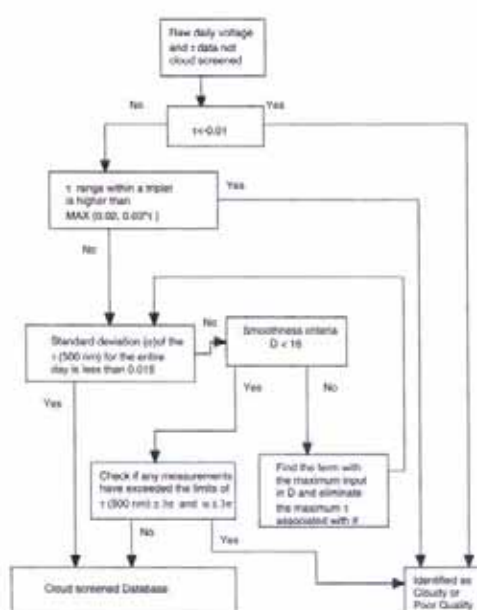
Day type	K_T
Clear	$0.7 \leq K_T < 0.9$
Partially cloudy	$0.3 \leq K_T < 0.7$
Cloudy	$0.0 \leq K_T < 0.3$

A1.2 The Aerosol Robotic Network (AERONET)



AERONET เป็นเครือข่ายที่พัฒนาเทคโนโลยีการวัดปริมาณฝุ่นละออง(aerosol)ในบรรยากาศ ซึ่งค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากฝุ่นละอองวัดด้วยเครื่อง sunphotometer ในการวัดปริมาณฝุ่นละอองและผลของฝุ่นละอองในบรรยากาศอย่างแม่นยำนั้นจะต้องไม่มีผลของเมฆเข้ามาเกี่ยวข้องเนื่องจากเมฆมีลักษณะทางกายภาพคล้ายฝุ่นละออง เมฆ ควัน ดังนั้นการตรวจจับเมฆออกจากฝุ่นละอองจึงท้าทาย AERONET เป็นเครือข่ายที่ทำหน้าที่พัฒนาศักยภาพการวัดค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากฝุ่นละอองที่เป็นที่ยอมรับในงานฟิสิกส์บรรยากาศ มีการพัฒนาโปรแกรมคัดแยกเมฆแบบอัตโนมัติที่มีประสิทธิภาพสูง ข้อมูลที่นำมาใช้ในกระบวนการหาค่าความลึกเชิงแสงผ่านการคัดเลือกว่าเป็นข้อมูลขณะที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ

การคัดเลือกช่วงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆโดยวิธีการของ AERONET เป็นวิธีการล่าสุดที่ใช้คัดเลือกช่วงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆที่มีประสิทธิภาพสูงด้วยกระบวนการทางสถิติ



รูปที่ A2.3 Algorithm ของโปรแกรมคัดเลือกข้อมูลท้องฟ้าปราศจากเมฆของ AERONET

ประวัติผู้วิจัย

ชื่อ	นางสาวกมลลา ศรีเจริญ
ที่อยู่	34 ม. 7 ต. ลำเหย อ. คอนตูม จ. นครปฐม 73150
ประวัติการศึกษา	
พ.ศ. 2545	จบการศึกษาระดับมัธยมศึกษาปีที่ 6 โรงเรียนทองทองวิทยา อำเภอดอนตูม จังหวัดนครปฐม
พ.ศ. 2549	จบการศึกษาระดับปริญญาวิทยาศาสตรบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม
พ.ศ. 2550	เข้าศึกษาต่อระดับปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์ บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร