

สารบัญ

บทคัดย่อ	12
บทที่ 1	14
บทนำ.....	14
1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย.....	14
1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการวิจัย	17
1.3 ขอบเขตของการวิจัย	17
1. 4 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ	18
บทที่ 2.....	19
หลักการทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	19
2.1 ทฤษฎีฝุ่นละออง	19
2.1.1 ฝุ่นละอองในชั้นสตราโตสเฟียร์ (Stratospheric Aerosol)	21
2.1.) ฝุ่นละอองในชั้นโทรโพสเฟียร์ 2Tropospheric Aerosol(.....	22
2.1.ขนาดและการแจกแจงของฝุ่นละออง 3.....	24
2.1.กระบวนการเกิดฝุ่นละอองแต่ละชนิด 4	26
2.1.4. ฝุ่นละอองในทะเล 1(Maritime aerosol)	26
2.1.4.2 ฝุ่นละอองที่เกิดจากการเปลี่ยนจากแก๊สไปเป็นอนุภาค)gas-to-particles).....	27
2.1.4.3 ฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดจากเปลือกโลก	27
2.1.4.ฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ 4	27
2.1.) วิวัฒนาการของฝุ่นละออง 5Aerosol evolution).....	27
2.1.5.1 การจับก้อน)coagulation).....	27
2.1.5.2 การกลั่นตัวของไอที่สารไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneous condensation).....	28

2.1.5. ออกซิเดชันของสารไม่เป็นเนื้อเดียวกัน 3(Heterogeneous oxidation).....	28
2.1.5.4 การโตขึ้นของอนุภาคของประภทสารประเภทดูดความชื้น	29
2.1.5.5 กระบวนการในเมฆ)In-cloud processes).....	29
2.1.) กระบวนการที่ฝุ่นละอองหายไปจากบรรยากาศ 6Removal mechanisms(.....	30
2.1.6.การร่วงหล่นลงสู่พื้นของส 1สารแห้งโดยไม่เกี่ยวกับการกลั่นตัว	30
2.1.6.การร่วงหล่นลงสู่พื้นของสสารเปียกโดยเกี่ยวข้องกับการกลั่นตัว 2	31
2.1.7 การกระจายของฝุ่นละอองตามความสูง	32
2.) รังสีดวงอาทิตย์ 2SOLAR RADIATION)	33
2.2. คุณสมบัติทางเรขาคณิตของรังสีดวงอาทิตย์ 1(Geometric properties of Solar Radiation) ...	34
2.2.สเปกตร 2รังสีดวงอาทิตย์ (Solar Radiation Spectrum).....	36
2.) คุณสมบัติเชิงทัศนศาสตร์ของฝุ่นละออง 3AEROSOL OPTICAL PROPERTIES(.....	40
2.4 ผลกระทบของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีดวงอาทิตย์)EFFECT OF AEROSOL PARTICLES ON SOLAR RADIATION(.....	49
2.5 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับค่า AOD โดยใช้เครื่อง BREWER SPECTROPHOTOMETER.....	52
2. งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับ 6A และ B.....	59
2. 7สถานการณ์ฝุ่นละอองในประเทศไทย.....	63
บทที่ 3.....	65
ระเบียบวิธีวิจัย.....	65
3.1 เครื่องมือวัด	65
3.1.1 หลักการทำงาน	67
3.1.2 ทบทวนฟิสิกส์ของ Brewer Spectrophotometer.....	69
3.1.2.1 การเลี้ยวเบนของเกรตติง)Diffraction Grating(.....	69

3.1.2.2 Monochromator	71
3.1.2.2.1 Single Monochromator	71
3.1.2.2.2 Double Monochromators	71
3.1.3 Photomultiplier Tube (PMT).....	72
3.2 การควบคุมคุณภาพข้อมูล (QUALITY CONTROL)	73
3.2.1 การทดสอบแรงดันสูง)High Voltage Test, HV).....	73
3.2.2 การทดสอบความเข้มของหัววัดมาตรฐาน (Standard Lamp Intensity Test, SL)	75
3.2.3 การทดสอบ Shutter-Motor Timing Test (SH).....	75
3.2.4 การทดสอบ Run/Stop Ratios Test (RS).....	75
3.2.5 การทดสอบ Photomultiplier Dead Times Test (DT)	76
3.2.6 การทดสอบ R Ratios Test.....	77
3.2.7 การทดสอบ Sun Scan Test (SC).....	79
3.2.8 การทดสอบ Dispersion Test (DSP).....	80
3.3 การคำนวณโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์)METHODOLOGY FOR DETERMINING OZONE AND SULPHUR DIOXIDE(.....	81
3.3.1 การคำนวณค่าโอโซน)Ozone Calculation).....	81
3.3.2 การคำนวณค่าซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (Sulphur Dioxide Calculation)	84
3.4 การแปลงข้อมูลดิบไปเป็นค่าความเข้มแสงใน BREWER ALGORITHM	85
3.4.1 การแปลง Photon Counts ไปเป็น Count Rates	85
3.4.2 การชดเชยค่า Dead-time อุณหภูมิ Rayleigh scattering และ Neutral Filter Attenuation	85
3.4.3 การคำนวณอัตราส่วน (Calculating Ratio)	87
3.5 การคำนวณค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AEROSOL OPTICAL DEPTH CALCULATION).....	88

3.5.1 การเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (Methodology for Selecting a Clear Sky Day).....	88
3.5.2 Air Mass Factor.....	90
3.5.3 Rayleigh Scattering.....	91
3.5.4 Extra Terrestrial Coefficient (ETC).....	92
3.5.5 สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (Ozone and Sulphur Dioxide Absorption Coefficients).....	92
บทที่ 4.....	94
ผลการทดลอง.....	94
4.1 โอโซน.....	94
4.ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ 2.....	100
4.3 การเปรียบเทียบข้อมูล AOD.....	107
4.4 การเปลี่ยนแปลง AOD รายวัน.....	108
4.5 การเปลี่ยนแปลง AOD รายเดือน.....	110
4.6 การเปลี่ยนแปลง AOD รายปี.....	112
4. ค่าเฉลี่ย 7AOD ที่ความยาวคลื่น 320 nm ทั้งหมดในประเทศไทย 8.....	114
บทที่ 5.....	124
สรุปและอภิปรายผล.....	124
บรรณานุกรม.....	126

สารบัญภาพ

รูปที่	หน้า
รูปที่ 2.1: การประมาณการค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศจากข้อมูลดาวเทียมที่ความยาวคลื่น 550nm ในปี ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในแถบ 2005 ถึง 1960 sub-tropics ทางตอนเหนือ แสดงด้วยเส้นสีแดง ส่วนค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในแถบ sub-tropics ทางตอนใต้แสดงด้วยเส้นสีเขียว [Sato et al., 1993].....	22
รูปที่ 2. 2: การประมาณการ radiative forcing ในช่วงในปี สำหรับก๊าซเรือนกระจก 2005 โอโซน และฝุ่นละออง (IPCC 2007).....	23
รูป 2.3: ขนาด และชนิดของฝุ่นละออง (Allan 2004).....	25
รูปที่ 2.4: การเปลี่ยนแปลงของอนุภาค NaCl ที่ความชื้นต่างๆ โคนเส้นทึบแสดงการเพิ่มขึ้นของขนาดเมื่อความชื้นลดลง.....	29
รูปที่ 2.5: ความเร็วของการร่วงหล่นที่คาร์มีต่าง ๆ ของฝุ่นละออง	31
รูปที่ 2.6: Boundary layer ของบรรยากาศโลก	32
รูปที่ 2.7: การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิของบรรยากาศตามความสูงจากพื้นผิวโลก.....	32
รูปที่ 2.8: ปริมาณและชนิดของฝุ่นละอองที่พบที่ระดับความสูงต่างๆ ของบรรยากาศ)N เป็นจำนวนของอนุภาคต่อลูกบาศก์เซนติเมตร(.....	33
รูปที่ 2.9: ลักษณะของท้องฟ้าและทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าในช่วงเวลาต่างๆ ของปี ที่ตำแหน่งละติจูด) ϕ) 14°	35
รูปที่ 2.10: การเปรียบเทียบทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์ที่เมืองสตอกโฮล์มกับกรุงเทพมหานคร	36
รูปที่ 2.11: สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกตามมาตรฐานของ Word Radiation Centre และ ของ NASA (Iqbal 1983).....	37
รูปที่ 2.12: ตัวอย่างของสเปกตรัมรังสีตรง (Iqbal 1983).....	38
รูปที่ 2.13: ตัวอย่างของสเปกตรัมรังสีกระจาย (Iqbal 1983).....	38
รูปที่ 2.14: ตัวอย่างของสเปกตรัมรังสีรวม)Iqbal 1983)	39
รูปที่ 2.15: การตอบสนองของสายตามนุษย์ตามมาตรฐานของ CIE (Murdoch 1985)	39
รูปที่ 2.16: การกระทบของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าบนทรงกลมเดี่ยว.....	41
รูปที่ 2.17: การเคลื่อนที่ของรังสีดวงอาทิตย์ผ่านชั้นบรรยากาศมายังพื้นโลก	45

รูปที่ 2.18: การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ เนื่องจากองค์ประกอบของก๊าซในชั้นบรรยากาศ.....	49
รูปที่ 2.19: การกระจายของรังสีตรง รังสีกระจาย และการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ (Iqbal 1983)	50
รูปที่ 2.20: สเปกตรัมที่ส่งผ่านชั้นบรรยากาศเนื่องจากองค์ประกอบต่างๆ ในชั้นบรรยากาศที่ Air mass=1 โอโซน = 0.35cm (NTP) ไอน้ำ=2cm α =1.3 และ β =0.1 (LASP 2009).....	51
รูปที่ 2.21: การเปลี่ยนแปลงในรอบปีของค่า AOD ที่ Uccle ในช่วง 1984–2002 ถดถูไปไม้ผลิ (เครื่องหมายดอกจัน) ถดถูร้อน(รูปสามเหลี่ยม) ถดถูไปไม้ร่วง (รูปสี่เหลี่ยมขนมเปียกปูน) และถดถูหนาว (รูปกากบาท) (Cheymol and De Backer 2003).....	52
รูปที่ 2.22: การเปลี่ยนแปลงในรอบปีของค่า AOD a) ในช่วง 1984–2002 ที่เมือง Uccle ที่ความยาวคลื่น 320.1nm และ b) ในช่วง 1993–2001 ที่ GSFC ที่ความยาวคลื่น 340nm (Cheymol and De Backer 2003)	53
รูปที่ 2.23: การเปลี่ยนแปลงค่า AOD ในช่วงระหว่างวันของจากเครื่อง Brewer #017, #047, #117, #150, #157, (วงกลมเปิด) และ Li-Cor spectrophotometer (วงกลมปิด) ในวันที่ 1999 เดือนกันยายน ปี 8 (Gröbner, Vergaz et al. 2001)	55
รูปที่ 2.24: AOD เฉลี่ยรายวัน คำนวณได้จากเครื่อง CIMEL และ Brewer ระหว่างปี 2001 ถึงปี 2002 (Gröbner and Meleti 2004)	56
รูปที่ 2.25: AOD ที่ความยาวคลื่น 305nm (บนซ้าย) และ 310nm (บนขวา) ได้จากเครื่อง Brewer และ AOD ที่ความยาวคลื่น 440nm (ล่างซ้าย) และ 670nm (ล่างขวา) ได้จากเครื่อง CIMEL Sun photometer ทั้งหมดถูกเปรียบเทียบกับค่า AOD ที่ได้ จาก Brewer ที่ความยาวคลื่น 325nm (Meleti and Cappellani 2000)	56
รูปที่ 2.26: การเปลี่ยนแปลงค่า AOD ที่ความยาวคลื่น 320.1nm ในถดถูร้อน ปี 2000 (Marenco, Di Sarra et al. 2002).....	57
รูปที่ 2.27: ค่า α ที่ได้จากการคำนวณโดยใช้วิธีของ VM และ LM (Kaskaoutis and Kambezidis 2008) 59	
รูปที่ 2.28: ค่า β ที่ได้จากการคำนวณ โดยใช้วิธีของ VM และ LM (Kaskaoutis and Kambezidis 2008)60	
รูปที่ 2.29: การเปลี่ยนแปลงในรอบปีของ $\alpha_{440-870}$ จากปี 2002-2004 ค่าสูงสุด (วงกลมปิด) และค่าต่ำสุด (วงกลมเปิด) (Kambezidis and Kaskaoutis 2008).	60
รูปที่ 2.30: ความถี่ของ $\alpha_{440-870}$ ในช่วงปี 2002–2004 (Kambezidis and Kaskaoutis 2008).....	61

รูปที่ 2.31: α และ β ที่ระดับความขุ่นมัวของชั้นบรรยากาศแตกต่างกัน (Kaskaoutis, Kambezidis et al. 2006).....	62
รูปที่ 2.32: α ที่ความยาวคลื่นต่างๆ (Cachorro, Vergaz et al. 2001).....	63
รูปที่ 3. 1: เครื่อง Brewer #121 (MKIV) ติดตั้งอยู่ที่หาดฟ้า กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร ตั้งแต่ปี 1997.....	66
รูปที่ 3.2: เครื่อง Brewer #120 (MKIV) ติดตั้งที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ จังหวัดสงขลา ตั้งแต่ปี 1997.....	66
รูปที่ 3.3: อุปกรณ์ภายในเครื่อง Brewer Spectrophotometer (KIPP&ZONEN. 2009).....	68
รูปที่ 3.4: อุปกรณ์ทางด้านแสงของเครื่อง Brewer Spectrophotometer (KIPP&ZONEN. 2009).....	68
รูปที่ 3.5: การเลี้ยวเบนของเกรตติง	70
รูปที่ 3.6: แผนภาพของ Ebert-Fastie Monochromator.....	71
รูปที่ 3. 7: แผนภาพของ Ebert-Fastie double-monochromator.....	72
รูปที่ 3.8: แผนภาพของหลอด Photomultiplier.....	73
รูปที่ 3.9: ผลการทดสอบแรงดันของ PMT ของเครื่อง Brewer #1ที่ติดตั้งที่สงขลา 20.....	74
รูปที่ 3.10: ผลการทดสอบแรงดันของ PMT ของเครื่อง Brewer #1ที่ติดตั้งที่กรุงเทพมหานคร 21.....	74
รูปที่ 3.11: ผลการทดสอบ Run/Stop ที่ ความยาวคลื่น และ 6dark count สำหรับเครื่อง Brewer #1ที่20 ติดตั้งที่สงขลา เส้นบนสุดถึงล่างสุดสำหรับที่ความยาวคลื่น302.1nm, dark count, 306.3nm, 310.3nm, 313.5nm, 316.8nm, และ 320.0nm	76
รูปที่ 3.12: ผลการทดสอบ Run/Stop ที่ ความยาวคลื่น และ 6dark count สำหรับเครื่อง Brewer #1ที่21 ติดตั้งที่กรุงเทพ เส้นบนสุดถึงล่างสุดสำหรับที่ความยาวคลื่น302.1nm, dark count, 306.3nm, 310.3nm, 313.5nm, 316.8nm, และ 320.0nm	76
รูปที่ 3.13: ผลการทดสอบค่า DT ของเครื่อง Brewer #120 ที่ติดตั้งที่สงขลา.....	77
รูปที่ 3.14: ผลการทดสอบค่า DT ของเครื่อง Brewer #121 ที่ติดตั้งที่กรุงเทพมหานคร.....	77
รูปที่ 3.15: ผลของการทดสอบ R6 และ R5 ของเครื่อง Brewer #120 ที่ติดตั้งที่สงขลา	78
รูปที่ 3.16: ผลของการทดสอบ R6 และ R5 ของเครื่อง Brewer #121 ที่ติดตั้งที่กรุงเทพมหานคร	78
รูปที่ 3.17: โอโซนในคอลัมน์แนวตั้งเป็นฟังก์ชันของ step number.....	79
รูปที่ 3.18: ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ในคอลัมน์แนวตั้งเป็นฟังก์ชันของ step number.....	79
รูปที่ 3.19: ค่าเฉลี่ยของ Sun scan average ได้จาก Brewer #120	80
รูปที่ 3.20: ค่าเฉลี่ยของ Sun scan average ได้จาก Brewer #121	80

รูปที่ 3.21: การทดสอบ DSP ที่ความยาวคลื่น 296.728nm ของ Cd สลิตที่ 0	81
รูปที่ 3.22: กราฟความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มแสงที่ความยาวคลื่น 320 และ 316 313 310 306 nm กับเวลา.....	89
รูปที่ 3.23: การคำนวณ air mass factor.....	90
รูปที่ 4.1 การเปรียบเทียบข้อมูลโอโซนที่ได้จาก Brewer Spectrophotometer#121 กับโอโซนได้จาก Dobson Spectrophotometer No.90 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร ตั้งแต่ปี 2006-2010 และข้อมูลโอโซนที่ได้จาก Brewer Spectrophotometer#121 กับข้อมูลโอโซนที่วัดได้จากข้อมูลดาวเทียม OMI ตั้งแต่ปี 2006-2010	94
รูปที่ 4. การเปรียบเทียบโอโซนได้จาก 2Brewer Spectrophotometer#120 กับโอโซนได้จากข้อมูลดาวเทียม OMI ที่สถานวัดศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลาตั้งแต่ปี 2006-2010.....	95
รูปที่ 4.3 การเปลี่ยนแปลงในรอบวันของโอโซนได้จากเครื่อง Brewer#121 ในช่วงฤดูร้อน ฤดูฝน และฤดูหนาว เป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลาในแต่วันของโอโซนตั้งแต่ ปี 1997-โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วน 2010 เบี่ยงเบนมาตรฐานของโอโซน	98
รูปที่ 4. การเปลี่ยนแปลงในรอบเดือนของโอโซนได้จากเครื่อง 4Brewer#120 และ 121 ได้จากค่าเฉลี่ยรายวันของโอโซนตั้งแต่ ปี 1997-โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วนปี 2010เบี่ยงเบนมาตรฐาน	99
รูปที่ 4.1997 การเปลี่ยนแปลงของโอโซนตั้งแต่ ปี 5- ได้จากเครื่อง 2010Brewer#120 และ121 ได้จากค่าเฉลี่ยรายเดือนของโอโซน โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน.....	100
รูปที่ 4. การเปรียบเทียบซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จาก 6Brewer Spectrophotometer#120 กับซัลเฟอร์ไดออกไซด์ จาก Brewer Spectrophotometer#090 ตั้งแต่ปี 2003- ที่ 2007Petaling Jaya มาเลเซีย.....	101
รูปที่ 4.การเปลี่ยนแปลงใ 7รอบวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง Brewer#120 ในช่วงฤดูร้อน ฤดูฝน และฤดูหนาว เป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลาในแต่วันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ ปี 1997-โดยแถบค่าความ 2010 คาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของซัลเฟอร์ไดออกไซด์.....	104
รูปที่ 4. การเปลี่ยนแปลงในรอบวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง 8Brewer#121 ในช่วงฤดูร้อน ฤดูฝน และฤดูหนาว เป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลาในแต่วันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ ปี 1997-โดยแถบค่าความ 2010 คาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของซัลเฟอร์ไดออกไซด์.....	104
รูปที่ 4. การเปลี่ยนแปลงในรอบเดือนของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง 9Brewer#120 และ 121 ได้จากค่าเฉลี่ยรายวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ ปี 1997-โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบน 2010 มาตรฐานของซัลเฟอร์ไดออกไซด์.....	105

รูปที่ 4.1997 การเปลี่ยนแปลงของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ ปี 10- ได้จากเครื่อง 2010Brewer#120 และ 121 ได้จากค่าเฉลี่ยรายเดือนของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ โดยแถบค่าความคลาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของซัลเฟอร์ไดออกไซด์.....	106
รูปที่ 4.11 กราฟกระจายของข้อมูล AOD ที่วัดได้จาก AERONET ที่ความยาวคลื่น 320nm ที่สถานีวัดจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย กรุงเทพมหานคร (13.7°N, 100.5°E) และ ข้อมูล AOD จาก Brewer#121 ที่ความยาวคลื่น 320nm กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร (13.6°N, 100.6°E) ในปี 2004.....	107
รูปที่ 4.12 กราฟกระจายของข้อมูล AOD ที่วัดได้จากเครื่องมือของมหาวิทยาลัยศิลปากรอยู่ภายใต้เครือข่าย AERONET ที่ความยาวคลื่น 320nm และ ข้อมูล AOD จาก Brewer#121 ที่ความยาวคลื่น 320nm ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัด (7.2°N, 100.6°E) ในปี 2010	108
รูปที่ 4.13 AODs เป็นฟังก์ชันของความยาวคลื่นภายใต้เงื่อนไข air mass น้อยกว่า ในเขตกรุงเทพมหานคร 4	109
รูปที่ 4.14: ค่าเฉลี่ยของชั่วโมงการใช้รถบนท้องถนนในช่วงวันปกติและวันหยุดในช่วงฤดูฝนและฤดูร้อนในกรุงเทพมหานคร(Leong and Laortanakul 2003).	109
รูปที่ 4.15: AODs เป็นฟังก์ชันของความยาวคลื่นภายใต้เงื่อนไข air mass น้อยกว่า ในจังหวัดสงขลา 4....	110
รูปที่ 4.16 การเปลี่ยนแปลงรายเดือนเฉลี่ยของ AOD ที่ 320nm ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ และ air mass น้อยกว่า 1997 ในเขตกรุงเทพมหานครและสงขลา ในระหว่างปี 4-แถบความคลาดเคลื่อนคือส่วน 2011 เบี่ยงเบนมาตรฐาน.....	111
รูปที่ 4.2009 ถึง 1990 ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนของกรุงเทพมหานคร ตั้งแต่ ปี17(World Bank Group 2013)	111
รูปที่ 4.ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนของสงขลา 18(Serm Janjai, Manuel Nunez et al. 2012)	112
รูปที่ 4.19 การเปลี่ยนแปลงรายปีเฉลี่ยของ AOD ที่ 320nm ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ และ air mass น้อยกว่า 1997 ในเขตกรุงเทพมหานครและสงขลา ในระหว่างปี 4-แถบความคลาดเคลื่อนคือส่วน 2011 เบี่ยงเบนมาตรฐาน.....	113
รูปที่ 4.20: Annual Average of PM10 in Bangkok during 1997-2011(World Bank Group 2013). 113	
รูปที่ 4. 21 ค่าเฉลี่ยรายเดือนของ PM10 และปริมาณน้ำฝนในช่วงปี ที่สงขลา 2005 ถึง 2003(Leong and Laortanakul 2003).....	114

สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
ตารางที่ 2.1: การประมาณการฯ ปล่อยุ่นละอองจากแหล่งกำเนิดต่างๆ ในปี 1980s.....	20
ตารางที่ 2.2: คำศัพท์ที่เกี่ยวข้องกับบรรยากาศของอนุภาค	21
ตารางที่ 3.1: ETC ของแต่ละความยาวคลื่นที่สงขลาและกรุงเทพมหานคร	92
ตารางที่ 3.2: สมบัติการดูดกลืนของโอโซนที่แต่ละความยาวคลื่นของสงขลาและกรุงเทพมหานคร.....	93
ตารางที่ 3.3: สมบัติการดูดกลืนของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่แต่ละความยาวคลื่นของสงขลาและกรุงเทพมหานคร.....	93
ตารางที่ 4. ค่าเฉลี่ยโอโซนได้จากเครื่อง 1Brewer Spectrophotometer#121 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา (Lat: 13.66N, Long: 100.61E, Elev. 53m) ตั้งแต่ปี 1997-2010.....	96
ตารางที่ 4.2 ค่าเฉลี่ยโอโซนได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#120 ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา (7.2 °N, 100.60 °E) ตั้งแต่ปี 1997-2010	97
ตารางที่ 4. ค่าเฉลี่ยซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง 3Brewer Spectrophotometer#120 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา (Lat: 13.66N, Long: 100.61E, Elev. 53m) ตั้งแต่ปี 1997-2010.....	102
ตารางที่ 4. ค่าเฉลี่ยซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง 4Brewer Spectrophotometer#120 ที่สถานีวัดศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา)7.2°N, 100.60°E(ตั้งแต่ปี 1997-2010.	103
ตารางที่ 4.ความยาวคลื่นมีการวัดและปีที่ 5และติดตั้งเครื่องมือของแต่ละสถานี.....	114
ตารางที่ 4.6 AOD ที่ 320nm สถานีวัดอุตุนิยมวิทยาเชียงใหม่ (18.78 °N, 98.98 °E)	116
ตารางที่ 4. 7AOD ที่ 320nm สถานีวัดอมก๋อย จังหวัดเชียงใหม่)17.47°N, 98.25 °E(.....	117
ตารางที่ 4. 8AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย กรุงเทพมหานคร)13.40 °N,100.37 °E(.....	118
ตารางที่ 4. 9AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดมหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82 °N,100.04 °E) ...	119
ตารางที่ 4. 10AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดหัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ (12.63°N, 99.95 °E)	120
ตารางที่ 4. 11 AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดพิมาย จังหวัดนครราชสีมา)15.10°N, 102.33°E(.....	121
ตารางที่ 4.12 AOD ที่ 320nm ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี	122
ตารางที่ 4.13 AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดมุกดาหาร) 16.49°N, 104.56°E).....	123

บทคัดย่อ

โอโซน ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ และ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) ในแนวคอลัมน์ได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer ในปี 1997-2011 ที่กรุงเทพมหานครและสงขลา โอโซนได้จากสองสถานีมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงคล้ายกัน คือมีค่าสูงในช่วงฤดูร้อนถึงฤดูฝนเมื่อเปรียบเทียบกับช่วงฤดูหนาว และพบว่าการเปลี่ยนแปลงของกรุงเทพมหานครจะมีมากกว่าที่สงขลา ส่วนซัลเฟอร์ไดออกไซด์ในกรุงเทพมหานครมีค่าสูงในช่วงฤดูร้อนซึ่งต่างจากสงขลาซัลเฟอร์ไดออกไซด์ในช่วงฤดูร้อนมีค่าต่ำ ส่วนการเปลี่ยนแปลงของ AOD ที่กรุงเทพมหานครมีค่าสูงมากกว่าที่สงขลา นอกจากนี้ยังพบว่า AOD ค่าสูงในช่วงเช้าและช่วงบ่ายซึ่งตรงกันข้ามกับค่าที่ได้จากสงขลา ส่วนการเปลี่ยนรายเดือนพบว่า AOD มีค่าสูงในช่วงฤดูร้อนมีค่าต่ำในช่วงฤดูฝน ส่วนการเปลี่ยนแปลงรายเดือนของสงขลาไม่มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงแน่นอน ในงานวิจัยชิ้นนี้ยังได้หาค่า AOD ในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ต โดยการ Extrapolation AOD ที่ได้จากข้อมูลของ AERONET ที่ความยาวคลื่น (1020, 870, 675, 500, 440, 380, และ 340nm) เพื่อ AOD ที่ความยาวคลื่น 320 นาโนเมตร ทั้ง 8 แห่งในประเทศไทย พบว่า AOD เกือบทุกสถานีมีค่าสูงในช่วงฤดูร้อนและมีค่าต่ำในช่วงฤดูฝน

Abstract

Brewer Ozone (O_3), Sulfur dioxide (SO_2), and the Aerosol Optical Depth (AOD) in a vertical column of the atmosphere were retrieved for the years 1997-2011 at 2 monitoring sites in Thailand (Bangkok and Songkhla). There are similarities between the O_3 patterns obtained from the two sites, which are higher in the summer and rainy season compared with winter, although the magnitude of the change in Bangkok is greater than that in Songkhla. SO_2 values showed the summer months provide the higher SO_2 values in Bangkok, in contrast to Songkhla where the summer months give lower SO_2 values. AOD values measured in Bangkok have a distribution that favours the higher values more than Songkhla. In addition, AOD values were higher in the morning and evening hours in Bangkok. In contrast to Songkhla, the AOD values were a slight drop during morning and late afternoon hours. The variation of AOD was seasonal in Bangkok, with the higher values found in summer compared with rainy, whilst there is no clear seasonal pattern of AOD in Songkhla. This study has also determined values of AOD in a UV range by Extrapolation of AOD obtained from AERONET at seven wavelengths (675, 500, 440, 380, and 340nm) to estimate AOD at 320nm

at nine sites in Thailand. It was found that AOD in almost eight stations show the summer months give higher AOD values, whereas the winter months give the lower AOD values.

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย

ฝุ่นละออง (Aerosol) คืออนุภาคที่ประกอบไปด้วยแก๊สกับของแข็งหรือของเหลวลอยอยู่ในอากาศ (Halthore, Shettle et al. 2008) อาจเป็นอนุภาคเดี่ยวๆ ของของแข็ง ของเหลว หรือผสมกันระหว่างของแข็งและของเหลว โดยทั่วไปฝุ่นละอองจะเกิดขึ้นเองตามธรรมชาติและเกิดจากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ ฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติได้แก่ ดิน ผงฝุ่น ละอองเกลือ ซัลเฟต และฝุ่นละอองภูเขาไฟ ส่วนฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ได้แก่ ฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาไหม้ของซากพืช ซากสัตว์ และการเผาไหม้ของสิ่งมีชีวิต

ฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศเป็นตัวแปรสำคัญต่อการพยากรณ์สภาพอากาศ สภาพภูมิอากาศ และมีผลกระทบต่อสิ่งมีชีวิต (Sokolik and Toon 1996; Satheesh and Ramanathan 2000; Andreae, Jones et al. 2005; Pilewskie 2007) นอกจากนี้ฝุ่นละอองยังมีบทบาทสำคัญในการเปลี่ยนแปลงความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามาและกลับออกไปสู่ชั้นบรรยากาศและมีอิทธิพลต่อการก่อตัวของเมฆ ในปัจจุบันฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นจากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์มีบทบาทสำคัญที่ทำให้เกิดภาวะโลกร้อน เนื่องจากมีส่วนประกอบของ black carbon ซึ่งมีคุณสมบัติในการดูดกลืนความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ไว้ในชั้นบรรยากาศโลก (IPCC 2007) ที่สำคัญยังพบว่าฝุ่นละอองเป็นตัวแปรที่มีความไม่แน่นอนสูงที่สุดในการคำนวณหาค่าพลังงานรวมของแสงอาทิตย์บนพื้นผิวโลก (Sokolik and Toon 1996; Satheesh and Krishna Moorthy 2005; IPCC 2007; Chin, Kahn et al. 2009)

ปริมาณที่ใช้บอกการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองที่ปรากฏขึ้นในชั้นบรรยากาศในแนวคอลัมน์คือค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (Aerosol Optical Depth, AOD) (Schmid, Matzler et al. 1997) โดยทั่วไปค่านี้จะมีค่าลดลงเมื่อความยาวคลื่นเพิ่มขึ้นและค่านี้จะมีค่าน้อยที่ความยาวคลื่นสูงๆ (Janjai, Kumharn et al. 2003) ถึงอย่างไรก็ตาม ในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ต (UV) เมื่อความยาวคลื่นเพิ่มขึ้นเกิดความไม่ชัดเจนของการเปลี่ยนแปลงของค่า AOD (Cachorro, Gonzalez et al. 1989; Marengo, Santacesaria et al. 1997; Jacovides, Steven et al. 2000; Kirchhoff, Silva et al. 2002; Silva and Kirchhoff 2004) การหาค่า AOD โดยทั่วไปจะคำนวณได้จากกฎของ Beer ซึ่งรังสีตรงเป็นตัวแปรที่สำคัญที่สุดของวิธีการนี้ การหาค่า AOD จากวิธีการนี้จะใช้ความแตกต่างของการดูดกลืนและการกระเจิงแสงของตัวแปรแต่ละตัวที่มี

ผลต่อรังสี UV เช่น โอโซนจะเป็นตัวแปรที่มีสำคัญมากในช่วงของรังสี UV เพราะสามารถลดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในช่วง UV มากกว่า 50% (Krotkov, Bhartia et al. 1998; Sellitto, Sarra et al. 2006) เครื่องมือที่นิยมใช้ในการหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองคือเครื่อง Sun photometer เครื่องมือนี้จะวัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นในช่วงที่ตามนุษย์มองเห็น (400-700nm) ซึ่งไม่ครอบคลุมในช่วงของรังสี UV ตัวอย่างของเครื่องมืออื่นๆ ที่ใช้ในการหาค่า AOD ได้แก่เครื่อง Cimel Sun Photometer (AERONET 2009) จะวัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น 340, 380, 440, 500, 675, 936, 870, และ 1020nm นอกจากนี้ยังมีเครื่อง Microtop II C (Porter, Miller et al. 2001) ซึ่งเป็นเครื่องมือที่สามารถใช้ในการคำนวณหาค่า AOD ได้ที่ความยาวคลื่นเดียวกันกับเครื่อง Cimel Sun Photometer อย่างไรก็ตาม เครื่องมืออื่นๆ ที่สามารถวัดรังสีตรงได้โดยทั่วไปก็สามารถคำนวณหาค่า AOD ได้เช่นกัน

Brewer Spectrophotometer เป็นเครื่องมือที่ถูกออกแบบเพื่อใช้วัดค่าสเปกตรัมรังสีตรงในช่วง UV ที่ความยาวคลื่น 306, 310, 313, 316 และ 320nm เครื่องมือนี้ได้ถูกออกแบบเพื่อใช้ในการหาค่าโอโซน ซัลเฟอร์ไดออกไซด์และไนโตรเจนออกไซด์ในแนวคอลัมน์ ดังนั้น Brewer software จึงสามารถใช้ในการคำนวณหาค่า AOD ได้ตามกฎหมายของ Beer (Cheymol and De Backer 2003) ค่า AOD ที่ได้จากเครื่อง Brewer ยังได้รับการรับรองว่าเป็นค่าที่มีความถูกต้องและเที่ยงตรงสูง (Silva and Kirchhoff 2004) ค่า AOD ที่แต่ละความยาวคลื่นจะขึ้นอยู่กับความยาวคลื่น ชนิด คุณสมบัติทางฟิสิกส์และเคมีของฝุ่นละออง ซึ่งอธิบายได้ด้วย Wavelength exponent ตามสมการของ Angstrom ดังนี้

$$\tau = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1.1)$$

เมื่อ	τ	คือ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง
	λ	คือ ความยาวคลื่น (μm)
	α	คือ Wavelength exponent เมื่อค่า α มีค่าน้อยจะเป็นตัวบ่งบอกว่าอนุภาคของฝุ่นละอองมีขนาดใหญ่ ส่วนค่า α ค่าสูงเป็นตัวบ่งบอกว่าอนุภาคของฝุ่นละอองมีขนาดเล็ก (Eck, Holben et al. 1999)
	β	คือ Angstrom's turbidity

ในปัจจุบันมีตัวแปรอยู่ 4 ตัวที่ใช้เป็นตัวบ่งบอกสภาพความขุ่นมัวของบรรยากาศ ได้แก่ Link parameters, Unsworth-Monteith parameters, Schuepp parameters และ Angstrom parameters (Kambezidis, Adamopoulos et al. 2001) Link Parameters (Linke 1922) จะใช้เป็นตัวบ่งบอกความขุ่น

มัวของบรรยากาศสำหรับสถานะอากาศแห้งไม่มีไอน้ำในบรรยากาศ Unsworth-Monteith (Unsworth and Monteith 1972; Unsworth and McCartney 1973) จะใช้ในการบ่งบอกสภาพความชุ่มมัวของบรรยากาศที่รังสีดวงอาทิตย์ถูกดูดกลืนด้วยฝุ่นละอองที่มีไอน้ำ ส่วน Angstrom และ Schuepp parameters (Angstrom 1929; Schüepp 1949) จะใช้ในการบ่งบอกค่าความชุ่มมัวของบรรยากาศที่มีเฉพาะฝุ่นละอองเพียงอย่างเดียว (Gueymard and Kambezidis 1997) ดังนั้นในปัจจุบัน Angstrom parameters จึงเป็นที่นิยมใช้กันอย่างแพร่หลายในการบอกสภาพความชุ่มมัวของบรรยากาศ (Volz 1974; Cachorro, Casanova et al. 1987; Gueymard 1998; Pedrós, Utrillas et al. 1999; Cachorro, Vergaz et al. 2001; Kambezidis, Adamopoulos et al. 2001; Smirnov, Holben et al. 2002; Janjai, Kumharn et al. 2003; Kaskaoutis and Kambezidis 2006; Kaskaoutis, Kambezidis et al. 2006; Kaskaoutis and Kambezidis 2008) และที่สำคัญ Angstrom parameters ยังสามารถบอกขนาดของฝุ่นละอองที่กระจายตัวอยู่ในชั้นบรรยากาศได้ด้วย งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับฝุ่นละอองโดยส่วนใหญ่จะทำการศึกษาในช่วงของความยาวคลื่นที่สายตามนุษย์มองเห็น (400-700nm) เนื่องจากว่าในช่วงความยาวคลื่นสั้นการวัดรังสีตรงเป็นไปได้อย่างมากซึ่งเป็นผลมาจากสัญญาณมีความเข้มต่ำและสัญญาณรบกวน (Gröbner and Kerr 2001; Martínez-Lozano, Pedrós et al. 2002) ที่สำคัญคือปัญหาการขาดแคลนเครื่องมือ (Cachorro, Casanova et al. 1987; Kaskaoutis, Kambezidis et al. 2006)

จากความเจริญก้าวหน้าทางด้านวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีและการขยายตัวด้านอุตสาหกรรมและทางด้านคมนาคม โดยเฉพาะในเขตกรุงเทพมหานครและตามเมืองใหญ่ ๆ ปัจจัยเหล่านี้ส่งผลให้ปริมาณของฝุ่นละอองที่มีอยู่ในบรรยากาศมีค่าเพิ่มมากขึ้นในช่วง 20 ปีที่ผ่านมา จากงานวิจัยของ วิลาวรรณ คำหาญ (Kumharn, Rimmer et al. 2012) พบว่าการหาปริมาณและขนาดของฝุ่นละอองที่อยู่ชั้นบรรยากาศในช่วงของรังสี UV สามารถคำนวณได้โดยใช้เครื่อง Brewer Spectrophotometer ในปัจจุบันเครื่องมือนี้มีเครือข่ายมากกว่า 200 แห่งกระจายอยู่ทั่วโลก (รวมในประเทศไทย 2 เครื่อง) จากที่กล่าวมาข้างต้นความเข้มรังสีตรงที่วัดได้ใช้สำหรับคำนวณ AOD และ AOD ที่ได้สามารถนำมาคำนวณหาค่า Angstrom parameters ซึ่งเป็นดัชนีชี้วัดปริมาณและขนาดของฝุ่นละอองที่มีอยู่ในชั้นบรรยากาศ ซึ่งจะทำให้เราทราบข้อมูลสถานการณ์เปลี่ยนแปลงปริมาณและขนาดของฝุ่นละอองในบรรยากาศ เพื่อประโยชน์ในการนำไปใช้เป็นข้อมูลในการเฝ้าระวังภัยและเตรียมการป้องกันผลกระทบต่างๆ ที่จะเกิดขึ้นจากฝุ่นละอองในบรรยากาศได้

ในปัจจุบันเครื่องมือที่ใช้วัดปริมาณฝุ่นละอองมีจำนวนจำกัด โดยเฉพาะในช่วงรังสี UV มีกระจายอยู่ไม่กี่เครื่อง งานวิจัยเกี่ยวกับฝุ่นละอองที่ได้มีการศึกษาโดยใช้เครื่องต่างๆ ในประเทศไทย ได้แก่ Pyheliometer ซึ่งเป็นเครื่อง Broadband ใช้ในการวัดรังสีตรงในช่วงความยาวคลื่น 280-3000nm และ

เครื่อง multi-filter radiometer shadow band radiometer ซึ่งวัดค่าสเปกตรัมที่ความยาวคลื่น 415, 500, 615, 675, 865, 940nm (Janjai, Kumharn et al. 2003; ภาณุภักดิ์ ใจหอม 2003) เครื่องสกายเรดิโอมิเตอร์ (POM-I) (เมธาพร ภัทรจิรประภา 2551) และเครื่อง sun photometer ที่ความยาวคลื่น 500nm (Janjai, Santaropas et al. 2009) นอกจากนี้ยังมีการหาค่าคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองจากข้อมูล AERONET ที่ความคลื่น 500nm (T.F. Eck 1 and H.V. Le 3 2003)

จากรายงานการวิจัยที่กล่าวมาข้างต้นยังไม่มีงานวิจัยใดที่ใช้เครื่องวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงรังสี UV เพื่อคำนวณหาค่า AOD ซึ่งในประเทศไทย UV อยู่ในระดับสูงถึงสูงมาก ซึ่งมีศักยภาพที่ก่อให้เกิดผลกระทบต่อสมดุลพลังงาน การเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศโลก และต่อสุขภาพมนุษย์และสิ่งมีชีวิต เช่นมีความเสี่ยงต่อมะเร็งผิวหนัง การทำลาย DNA และโรคตา นอกจากนี้ยังมีผลต่อการยับยั้งการสังเคราะห์แสงของพืชและวัสดุผุพังเร็วขึ้น เป็นต้น ดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอที่จะทำการศึกษาสภาวะการเปลี่ยนแปลงปริมาณและขนาดของฝุ่นละอองในบรรยากาศโดยใช้เครื่อง Brewer Spectrophotometer ในประเทศไทย เพื่อนำไปใช้ประโยชน์ทางด้านการสร้างแบบจำลองรังสี UV เพื่อการพยากรณ์ การศึกษาเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและงานด้านพลังงานแสงอาทิตย์ของประเทศไทยต่อไป

1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการวิจัย

- 1.2.1 เพื่อศึกษาโอโซนและซัลเฟอไรด์ออกไซด์ในประเทศไทย
- 1.2.2 เพื่อหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในประเทศไทย
- 1.2.3 เพื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในประเทศไทย
- 1.2.4 เพื่อเผยแพร่องค์ความรู้ที่ได้จากงานวิจัยให้แก่ประชาชนและหน่วยงานที่เกี่ยวข้อง

1.3 ขอบเขตของการวิจัย

งานวิจัยนี้จะเน้นการศึกษาเกี่ยวกับปริมาณ ขนาด การเปลี่ยนแปลงของฝุ่นละอองที่มีอยู่ในชั้นบรรยากาศในประเทศไทยในช่วงรังสี UV และศึกษาผลกระทบของฝุ่นละอองที่มีต่อสุขภาพของประชาชน ผลกระทบที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ รวมไปถึงการเผยแพร่องค์ความรู้ที่ได้จากงานวิจัยให้แก่ประชาชนและหน่วยงานที่เกี่ยวข้อง

1.4 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ

ได้รับทราบสภาพการณ์เปลี่ยนแปลงปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศในประเทศไทยเพื่อเป็นการเฝ้าระวังภัยและผลกระทบที่จะเกิดขึ้นจากฝุ่นละอองต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและสุขภาพของประชาชน ส่วนหน่วยงานที่จะนำไปใช้ประโยชน์จากงานวิจัยชิ้นนี้คือกรมอุตุนิยมวิทยาซึ่งจะนำค่าปริมาณและขนาดของฝุ่นที่มีอยู่ในชั้นบรรยากาศไปใช้เพื่อการหาแบบจำลองค่ารังสี UV รวมทั้งการเปลี่ยนแปลงของรังสีอัลตราไวโอเล็ตซึ่งมีผลกระทบต่อมนุษย์ สิ่งแวดล้อม และการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทย การลดลง/เพิ่มขึ้นของรังสีดวงอาทิตย์ โครงการวิจัยนี้เป็นความร่วมมือของมหาวิทยาลัยราชภัฏสกลนครและกรมอุตุนิยมวิทยา ซึ่งจะทำให้ผลการวิจัยที่ได้มีการขยายขอบเขตกว้างขวางและสามารถนำไปใช้ประโยชน์ต่อไป

บทที่ 2

หลักการทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1 ทฤษฎีฝุ่นละออง

ฝุ่นละอองที่อยู่ในชั้นบรรยากาศมาจากแหล่งกำเนิดหลักๆ 2 แห่ง คือเกิดตามธรรมชาติจากการพัดพาของลม ละอองน้ำทะเล ภูเขาไฟ และเกิดจากการกระทำของมนุษย์จากการเผาไหม้ของเชื้อเพลิงและการเกษตร ฝุ่นละอองสามารถแบ่งออกได้เป็น ฝุ่นละอองปฐมภูมิ (Primary aerosol) และฝุ่นละอองทุติยภูมิ (Secondary aerosols) ฝุ่นละอองปฐมภูมิเป็นฝุ่นละอองถูกปล่อยออกสู่ชั้นบรรยากาศโดยตรงจากแหล่งกำเนิด ในขณะที่ฝุ่นละอองทุติยภูมิจะเกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศโดยผ่านกระบวนการเปลี่ยนจากแก๊สกลายเป็นอนุภาค (gas to particles conversion processes) ฝุ่นละอองปฐมภูมิจะมีรูปร่างไม่เป็นทรงกลมเนื่องจากเกิดจากอนุภาคที่มีใหญ่ ถึงแม้ว่าเส้นผ่านศูนย์กลางของฝุ่นละอองปฐมภูมิมีขนาดใหญ่กว่าเส้นผ่านศูนย์กลางของฝุ่นละอองทุติยภูมิแต่มีค่าการสะท้อนแสงน้อยกว่า ดังนั้นจึงส่งผลให้เกิดปรากฏการณ์ร้อนขึ้น (warming effect) มากกว่าปรากฏการณ์เย็นตัว (cooling effect) ฝุ่นละอองทุติยภูมิโดยส่วนใหญ่จะมีรูปร่างเป็นทรงกลมขนาดเล็กซึ่งสะท้อนแสงได้ดีจึงส่งผลให้เกิดปรากฏการณ์เย็นตัว แหล่งกำเนิดของฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศและคำศัพท์ที่เกี่ยวข้องกับฝุ่นละอองแสดงในตารางที่ 2.1-2.2 จากตารางที่ 2.1 พบว่า แหล่งกำเนิดของฝุ่นละอองโดยส่วนใหญ่มาจากจากธรรมชาติ และอนุภาคของฝุ่นละอองขนาดใหญ่เกิดจากธรรมชาติ ส่วนอนุภาคฝุ่นละอองขนาดเล็กเกิดจากการกระทำของมนุษย์

ตารางที่ 2.1: การประมาณการฯ ปล่อยฝุ่นละอองจากแหล่งกำเนิดต่างๆ ในปี 1980s

Source	Estimated Flux (Tg yr ⁻¹)			Particle Size Category ^a
	Low	High	Best	
NATURAL				
Primary				
Soil dust (mineral aerosol)	1000	3000	1500	Mainly coarse
Sea salt	1000	10000	1300	Coarse
Volcanic dust	4	10000	30	Coarse
Biological debris	26	80	50	Coarse
Secondary				
Sulfates from biogenic gases	80	150	130	Fine
Sulfates from volcanic SO ₂	5	60	20	Fine
Organic matter from biogenic VOC	40	200	60	Fine
Nitrates from NO _x	15	50	30	Fine and coarse
Total natural	2200	23500	3100	
ANTHROPOGENIC				
Primary				
Industrial dust, etc. (except soot)	40	130	100	Fine and coarse
Soot	5	20	10	Mainly fine
Secondary				
Sulfates from SO ₂	170	250	190	Fine
Biomass burning	60	150	90	Fine
Nitrates from NO _x	25	65	50	Mainly coarse
Organics from anthropogenic VOC	5	25	10	Fine
Total anthropogenic	300	650	450	
Total	2500	24000	3600	

แหล่งที่มา (Kiehl and Rodhe 1995)

ตารางที่ 2.2: คำศัพท์ที่เกี่ยวข้องกับบรรยากาศของอนุภาค

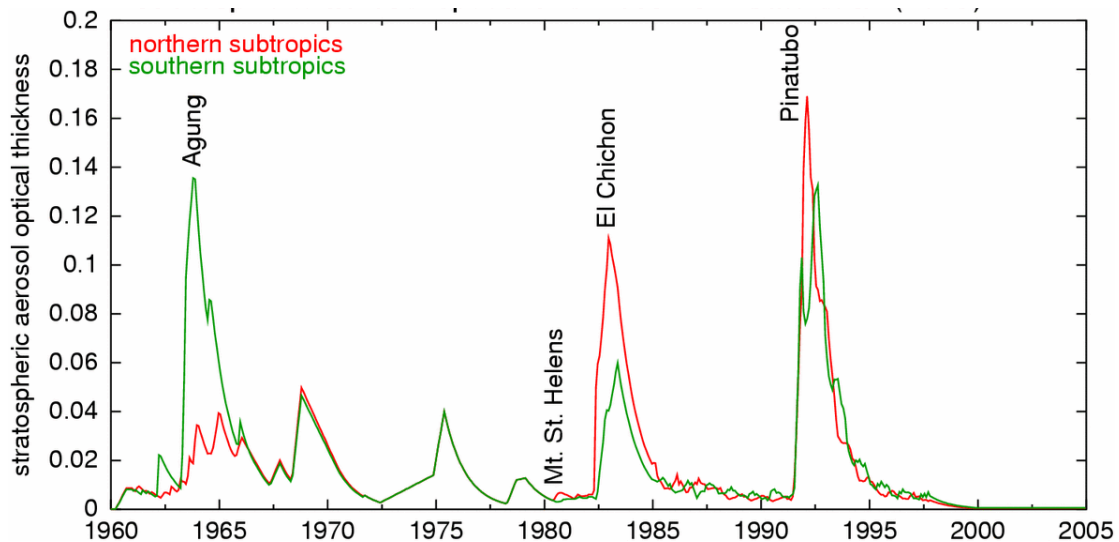
Aerosols, aerocolloids, aerodisperse systems	Tiny particles dispersed in gases
Dusts	Suspensions of solid particles produced by mechanical disintegration of material such as crushing, grinding, and blasting. $D_p > 1 \mu\text{m}$.
Fog	A loose term applied to visible aerosols in which the dispersed phase is liquid. Usually, a dispersion of water or ice, close to the ground.
Fume	The solid particles generated by condensation from the vapor state, generally after volatilization from melted substances, and often accompanied by a chemical reaction such as oxidation. Often the material involved is noxious. $D_p < 1 \mu\text{m}$.
Hazes	An aerosol that impedes vision and may consist of a combination of water droplets, pollutants, and dust. $D_p < 1 \mu\text{m}$.
Mists	Liquid, usually water in the form of particles suspended in the atmosphere at or near the surface of the Earth; small water droplets floating or falling, approaching the form of rain, and sometimes distinguished from fog as being more transparent or as having particles perceptibly moving downward. $D_p > 1 \mu\text{m}$.
Particle	An aerosol particle may consist of a single continuous unit of solid or liquid containing many molecules held together by intermolecular forces and primarily larger than molecular dimensions ($> 0.001 \mu\text{m}$). A particle may also be considered to consist of two or more such unit structures held together by interparticle adhesive forces such that it behaves as a single unit in suspension or upon deposit.
Smog	A term derived from smoke and fog, applied to extensive contamination by aerosols. Now sometimes used loosely for any contamination of the air.
Smoke	Small gas-borne particles resulting from incomplete combustion, consisting predominantly of carbon and other combustible material, and present in sufficient quantity to be observable independently of the presence of other solids. $D_p \geq 0.01 \mu\text{m}$.
Soot	Agglomerations of particles of carbon impregnated with “tar,” formed in the incomplete combustion of carbonaceous material.

แหล่งที่มา (Seinfeld and Pandis 1998)

2.1.1 ฝุ่นละอองในชั้นสตราโตสเฟียร์ (Stratospheric Aerosol)

ฝุ่นละอองในชั้นสตราโตสเฟียร์จะประกอบไปด้วยกรดซัลเฟอร์ริกที่อุณหภูมิ -80 to -45°C ประมาณ 60-80% (Seinfeld and Pandis 1998) แหล่งกำเนิดของกรดซัลเฟอร์ริกมาจากกระบวนการออกซิเดชันของแก๊ส การเผาไหม้ และการระเบิดของภูเขาไฟ การระเบิดของภูเขาไฟ Agung ปี 1963 ภูเขาไฟ El Chichon ในปี 1982 และ ภูเขาไฟ Pinatubo ในปี 1991 พบว่าค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในชั้นสตราโตสเฟียร์มีค่าค่อนข้างสูง นอกจากนี้ยังพบว่าการระเบิดของภูเขาไฟ Pinatubo ในศตวรรษที่ 20 มีปริมาณฝุ่น

ละอองเพิ่มขึ้นในชั้นสตราโตสเฟียร์ถึง 30 Tg จากการศึกษาที่ผ่านมา พบว่าการระเบิดของภูเขาไฟ Pinatubo มีผลต่อความถี่การก่อตัวของเมฆที่แอนตาร์กติกา (Brasseur and Granier 1992)



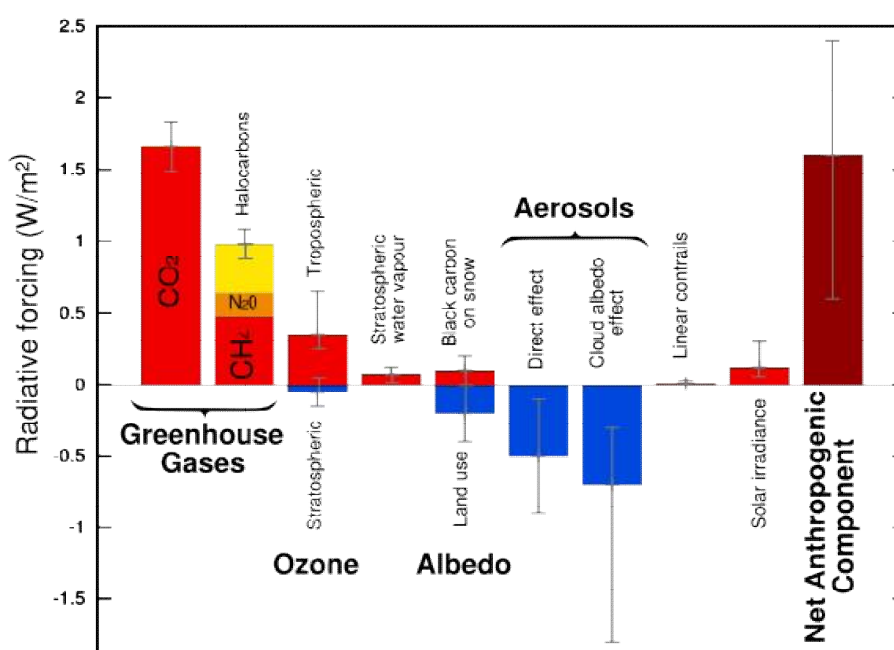
รูปที่ 2.1: การประมาณการค่าความถี่เชิงแสงของฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศจากข้อมูลดาวเทียมที่ความยาวคลื่น 550nm ในปี 1960 ถึง 2005 ค่าความถี่เชิงแสงของฝุ่นละอองในแถบ sub-tropics ทางตอนเหนือ แสดงด้วยเส้นสีแดง ส่วนค่าความถี่เชิงแสงของฝุ่นละอองในแถบ sub-tropics ทางตอนใต้แสดงด้วยเส้นสีเขียว [Sato et al., 1993]

จากรูปที่ 2.1 พบว่าค่าความถี่เชิงแสงของฝุ่นละอองมีค่าสูงสุดในช่วงที่มีการระเบิดของภูเขาไฟ (Sato, Hansen et al. 1993)

2.1.2 ฝุ่นละอองในชั้นโทรโพสเฟียร์ (Tropospheric Aerosol)

ฝุ่นละอองที่ปรากฏอยู่ในชั้นบรรยากาศนี้ โดยส่วนใหญ่มีต้นกำเนิดมาจากการกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ อนุภาคของฝุ่นละอองในชั้นนี้จะประกอบไปด้วย ซัลเฟต อลูมิเนียม ไนเตรต โซเดียม คาร์บอน องค์ประกอบของเปลือกโลก (crustal elements) และน้ำ ในส่วนฝุ่นละอองของคาร์บอนจะประกอบไปด้วย สารอินทรีย์และสารอนินทรีย์ สารอินทรีย์มาจากท่อไอเสียของเครื่องยนต์ ควันไม้ ควันบุหรี่ และเถาเถียน ซึ่งถูกปล่อยออกมาโดยตรงจากการควบแน่นของก๊าซอินทรีย์ ส่วนสารอนินทรีย์ประกอบไปด้วย black carbon, graphite carbon หรือ เขม่า (soot) ซึ่งถูกปล่อยออกไปสู่ชั้นบรรยากาศผ่านกระบวนการเผาไหม้ ช่วงชีวิต

ของฝุ่นละอองที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์โดยส่วนใหญ่จะอยู่ในชั้นบรรยากาศได้ประมาณ 1 สัปดาห์ (Colbeck 2008) ซึ่งในช่วงชีวิตหนึ่งอาทิตย์นี้ฝุ่นละอองสามารถเดินทางจากภาคพื้นดินไปสู่มหาสมุทรได้ ถึงแม้ว่าอย่างไรก็ตามความหนาแน่นของฝุ่นละอองจะลดลงตามเวลา เพราะว่าอนุภาคจะมีการร่วงหล่นลงสู่พื้น (Mori, Nishikawa et al. 2002) สิ่งที่สำคัญที่สุดคือฝุ่นละอองที่อยู่ในชั้นนี้มีผลต่อภูมิอากาศ เนื่องจากการกระเจิงและดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งจะส่งผลให้เกิดปรากฏการณ์เย็นตัวและปรากฏการณ์ร้อนขึ้นที่พื้นผิวโลก ส่วนฝุ่นละอองที่ถูกปล่อยจากการเผาไหม้ของเชื้อเพลิงและการเผาไหม้ของชีวมวล โดยเฉพาะฝุ่นละอองจากเขม่าดำ (black sooty aerosols) จะดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นยาวซึ่งจะส่งผลให้เกิดภาวะโลกร้อน (รูปที่ 2.2)



รูปที่ 2.2 : การประมาณการ radiative forcing ในช่วงในปี 2005 สำหรับก๊าซเรือนกระจก โอโซน และฝุ่นละออง (IPCC 2007)

จากรูปที่ 2.2 จะเห็นว่าปรากฏการณ์เรือนกระจก (greenhouse gases) เป็น positive radiative forcing ส่วนฝุ่นละอองเป็น negative forcing และมีความไม่แน่นอนค่อนข้างสูงต่อการประเมินค่า Radiative forcing

2.1.3 ขนาดและการแจกแจงของฝุ่นละออง

การจำแนกฝุ่นละอองจะจำแนกตามรูปร่าง ส่วนประกอบ และขนาด ในการจำแนกตามขนาดซึ่งจะสมมติให้อนุภาคเป็นทรงกลม สามารถจำแนกออกได้เป็น 3 ประเภท คือ ฝุ่นละอองแบบหยาบ (Coarse) ฝุ่นละอองแบบละเอียด (Fine) และฝุ่นละอองแบบละเอียดมาก (Ultrafine) ขนาดของฝุ่นละอองทั้งสามประเภทจะมีเส้นผ่านศูนย์กลางอยู่ในช่วงน้อยกว่าหรือเท่ากับ 0.01 ถึง 1 μm (รูปที่ 2.3)

ฝุ่นละอองแบบหยาบ (Coarse mode, $\geq 1 \mu\text{m}$) จะประกอบไปด้วย เถ้าละอองแร่ เถ้าภูเขาไฟ และเถ้าลอย (fly ash) ซึ่งเป็นผลมาจากกระบวนการทางกายภาพ จำนวนของอนุภาคต่อปริมาตรมีค่าน้อย (Seinfeld and Pandis 1998) มีช่วงอายุที่สั้นเนื่องจากอัตราการตกตะกอนจาก dry deposition สูง แต่มีความสำคัญต่อคุณสมบัติทางแสงเนื่องจากอนุภาคมีขนาดใหญ่

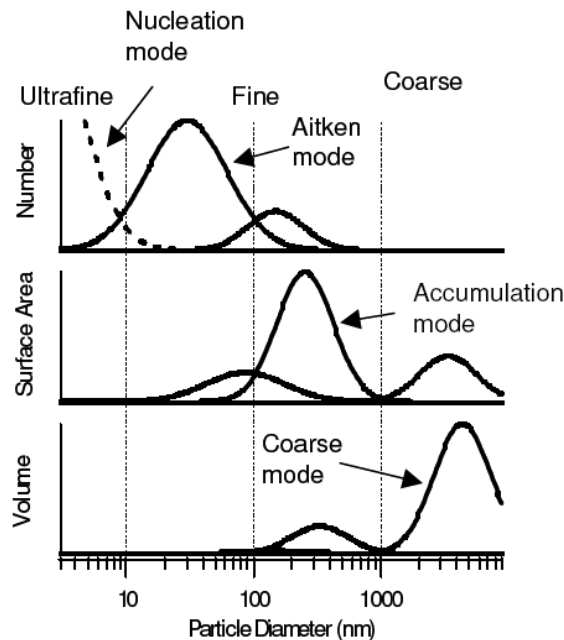
ฝุ่นละอองแบบละเอียดแบ่งออกเป็น 2 ประเภทคือ Nucleation mode หรือ Aitken particles และ Accumulation mode หรือ Large particles (Patterson, Kiang et al. 1980; Clarke, Noone et al. 1987; Pilinis, Pandis et al. 1995)

Accumulation mode (0.1-1 μm) เกิดจากกระบวนการจับตัวกันเป็นก้อนของอนุภาคเล็กๆ และจากกระบวนการควบแน่นของก๊าซบนอนุภาค (White and Roberts 1977) เนื่องจากมีองค์ประกอบทางเคมีจึงทำให้เกิดกระบวนการออกซิเดชัน จำนวนความหนาแน่นต่อหน่วยอนุภาคของฝุ่นละอองแบบนี้มีมากกว่าฝุ่นละอองแบบหยาบ และช่วงเวลาที่อยู่ในบรรยากาศยาวนานประมาณ 1 สัปดาห์ wet deposition มีอิทธิพลต่อความหนาแน่นของฝุ่นละอองแบบนี้ (Colbeck 2008; Halthore, Shettle et al. 2008)

Nucleation mode (0.01-0.1 μm) เกิดจากการควบแน่นของไอน้ำอิมิตัวจากการเผาไหม้ และการจับตัวกันเป็นก้อนของอนุภาคเล็กๆ (Seinfeld and Pandis 1998) โดยอนุภาคฝุ่นละอองเล็กๆ เหล่านี้เกิดจากกระบวนการเปลี่ยนแปลงจากก๊าซไปเป็นอนุภาคในบรรยากาศ โดยส่วนใหญ่อนุภาคจะประกอบด้วยสารประกอบกำมะถันที่เกิดจากการออกซิเดชันของกำมะถันเป็นสารตั้งต้น ได้แก่ SO_2 , H_2S , CS_2 , COS , CH_3SCH_3 และ CH_3SSCH_3 การเผาไหม้จากเครื่องยนต์เป็นแหล่งกำเนิดหลักของฝุ่นละอองแบบนี้ ถึงแม้ว่าจะมีจำนวนความหนาแน่นต่อหน่วยอนุภาคสูง แต่มวลโดยรวมมีค่าน้อยมากเมื่อเทียบกับฝุ่นละอองแบบอื่นๆ อนุภาคนี้อาจเกิดการเคลื่อนที่แบบบราวเนียนมีอัตราการชนกันของอนุภาคค่อนข้างสูง เมื่อมีการจับตัวกันเป็นก้อนขนาดใหญ่ขึ้นจะกลายเป็นฝุ่นละอองแบบหยาบ

ฝุ่นละอองแบบละเอียดมาก ($\leq 0.01 \mu\text{m}$) เกิดขึ้นจากกระบวนการ nucleation ของก๊าซ เช่น ฝุ่นละอองของกรดซัลฟูริกเป็นฝุ่นละอองขนาดเล็กแต่จำนวนความหนาแน่นต่อหน่วยอนุภาคสูง โดยฝุ่นละอองแบบนี้จะทำหน้าที่เป็นแกนกลางในก่อตัวเป็นอนุภาคที่มีขนาดใหญ่ การก่อตัวจะเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วจาก

กระบวนการเปลี่ยนแปลงจากก๊าซไปเป็นอนุภาค และกระบวนการจับตัวกันเป็นก้อน ฝุ่นละอองแบบนี้มีช่วงเวลาที่อยู่ในบรรยากาศสั้นกว่าอนุภาคแบบอื่น ดังนั้นเราจะพบเห็นอนุภาคฝุ่นละอองแบบนี้เหล่านี้ใกล้ๆ กับแหล่งกำเนิดเท่านั้น (Seinfeld and Pandis 1998; Allan 2004)



รูป 2.3: ขนาด และชนิดของฝุ่นละออง (Allan 2004)

ถึงแม้ว่าฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดเดียวกันแต่จะมีขนาดไม่เท่ากัน ในอดีตที่ผ่านมาได้มีการศึกษาการแจกแจงขนาดของฝุ่นละออง (Size distribution) และได้มีการเสนอสมการการแจกแจงขึ้นมาหลายแบบ โดยสมการการแจกแจงที่นิยมใช้กันอย่างกว้างขวางได้แก่ การแจกแจงแบบ log-normal (Reist 1993)

$$f(r)dr = \frac{C}{r\sqrt{2\pi \ln \sigma_g}} \exp\left\{\frac{-\ln(r/r_g)}{2 \ln^2 \sigma_g}\right\} dr \quad (2.1)$$

เมื่อ $f(r)dr$ เป็นความน่าจะเป็นที่จะพบอนุภาคของฝุ่นละอองที่มีรัศมีอยู่ในช่วง r ถึง $r + dr$

r เป็นรัศมีของอนุภาคของฝุ่นละออง

C เป็นจำนวนอนุภาคทั้งหมด

r_g เป็นค่าเฉลี่ยรัศมีเชิงเรขาคณิต
 σ_g เป็นค่ามาตรฐานเชิงเรขาคณิต
 ค่า r_g หาได้จากสมการ

$$\bar{x} = \ln r_g \quad (2.2)$$

เมื่อ $\bar{x}$ เป็นค่าเฉลี่ยของรัศมีอนุภาค

และค่า σ_g หาได้จากสมการ

$$\sigma = \ln \sigma_g \quad (2.3)$$

เมื่อ σ เป็นความเบี่ยงเบนมาตรฐาน

2.1.4 กระบวนการเกิดฝุ่นละอองแต่ละชนิด

2.1.4.1 ฝุ่นละอองในทะเล (Maritime aerosol)

ฝุ่นละอองที่เกิดในทะเลจะเป็นฝุ่นละอองเกลือ (sea-salt aerosol) ซึ่งเกิดจากการแตกของฟองอากาศที่ผิวทะเล ฟองเหล่านี้อาจเกิดขึ้นจากกระบวนการทางชีววิทยาปฏิกิริยาทางเคมี หรือการกระเพื่อมของน้ำทะเลเนื่องจากลม ถ้าความเร็วลมมีค่ามากกว่า 3m/s จะทำให้สันคลื่นแตกกระจายเป็นฝอยและเกิดฟองอากาศขึ้น โดยขนาดของฟองอากาศมีค่าตั้งแต่ 2-3 μm จนถึง 10 mm ฟองเหล่านี้จะมีผิวเป็นแผ่นบางๆ ของน้ำทะเล ซึ่งเมื่อแตกออกก็จะเกิดเป็นหยดน้ำเล็กๆ (droplet) จำนวนมาก และถูกกระแสลมพัดฟุ้งกระจายไปในอากาศ หยดน้ำเหล่านี้จะมีการระเหยกลายเป็นไอและอนุภาคของเกลือฟุ้งกระจายอยู่ในอากาศ โดยมีขนาดตั้งแต่ 0.25-2 μm

Woolf และคณะ (1987) ได้ศึกษาในกรณีที่ความเร็วลมมีค่าสูงกว่า 10m/s จะมีการฟุ้งของน้ำขึ้นไปในอากาศจากสันคลื่นจะเกิดละอองน้ำที่เกิดจากการแตกฟองอากาศออกมาตามปกติขนาดอนุภาคของเกลือที่เกิดโดยกระบวนการนี้อาจมีเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 9 μm

จากการศึกษาของ Feriall และคณะ (1983) พบว่ามีปริมาณเกลือที่เกิดขึ้นความเร็วลม 6m/s มีค่า $5.5 \times 10^{-8} \text{ g/m}^2 \cdot \text{s}$ ซึ่งเกิดโดยกระบวนการแตกของฟองอากาศ โดยทั่วไปองค์ประกอบทางเคมีของฝุ่นละอองที่

เกิดขึ้นจากน้ำทะเลจะเหมือนองค์ประกอบของน้ำทะเล กล่าวคือส่วนใหญ่จะเป็นโซเดียมคลอไรด์ซึ่งสามารถดูดกลืนและคลายความชื้นได้

2.1.4.2 ฝุ่นละอองที่เกิดจากการเปลี่ยนจากแก๊สไปเป็นอนุภาค (gas-to-particles)

ฝุ่นละอองแบบละเอียด (Fine particles) ที่พบอยู่เหนือน้ำทะเลส่วนใหญ่เป็นกรดซัลเฟริกประมาณ 40% และ ammonium neutralized sulphate ประมาณ 60% ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดของกรดซัลเฟริกจะพบในบรรยากาศเหนือพื้นดินที่ปลดปล่อยมาจากโรงงานอุตสาหกรรม แต่อย่างไรก็ตามมีการค้นพบสารดังกล่าวมาจากแหล่งตอนในน้ำทะเล ฝุ่นละอองที่เกิดจากกระบวนการดังกล่าวจะมีขนาดเล็ก เพราะเกิดจากปฏิกิริยาเคมีที่เปลี่ยนแปลงจากสารเดิมที่มีสภาพเป็นแก๊สและเกิดสารใหม่ที่มีสภาพเป็นของเหลว

2.1.4.3 ฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดจากเปลือกโลก

ฝุ่นละอองชนิดนี้มีกระบวนการเกิดจากแรงทางกลศาสตร์เป็นหลัก โดยทั่วไปจะเกิดจากการสึกกร่อนของดิน หิน หรือของแข็งอื่นๆ อันเนื่องมาจากแรงลม โดยลมจะทำให้อนุภาคของแข็งหลุดออกมาจากวัตถุและฟุ้งกระจายไปตามทิศทางลมของกระแสลม ซึ่งอนุภาคของฝุ่นละอองจะมีรูปร่างไม่สม่ำเสมอ (Irregular sharp) และเป็นอนุภาคแบบหยาบ (coarse particles) ซึ่งมีอนุภาคตั้งแต่ 40-10 μm

2.1.4.4 ฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์

เป็นฝุ่นละอองที่เกิดจากโรงงานอุตสาหกรรมจากกระบวนการในโรงงานอุตสาหกรรมและยานยนต์ต่างๆ ซึ่งส่วนใหญ่จะเกิดจากกระบวนการเผาไหม้ของเครื่องยนต์ต่างๆ มีทั้งอนุภาคแบบละเอียดและแบบหยาบ เช่น เขม่าและควันไฟ เป็นต้น บางครั้งอาจจะอยู่ในรูปของของเหลวหรือของผสมระหว่างของเหลวและของแข็งมีการกระจายอยู่หนาแน่นในย่านอุตสาหกรรมและชุมชนเมือง

2.1.5 วิวัฒนาการของฝุ่นละออง (Aerosol evolution)

เมื่อฝุ่นละอองฟุ้งกระจายจากแหล่งกำเนิดขึ้นสู่บรรยากาศ โดยทั่วไปจะมีการเปลี่ยนแปลงขนาดรูปร่างและจำนวนอนุภาค ซึ่งบางครั้งมีการเปลี่ยนแปลงเคมีด้วย ซึ่งสามารถจำแนกได้ดังนี้

2.1.5.1 การจับก้อน (coagulation)

เป็นกระบวนการที่อนุภาคของฝุ่นละอองซึ่งมีการเคลื่อนที่แบบบราวเนียน (Brownian motion) มาชนกันและเชื่อมติดกันเป็นอนุภาคเดียว กระบวนการนี้จะทำให้อนุภาคขนาดเล็กลดจำนวนลงและอนุภาคขนาดใหญ่มีจำนวนเพิ่มขึ้น โดยทั่วไปกระบวนการเชื่อมติดกันนี้จะเกิดขึ้นจากอนุภาคขนาดเล็กเท่านั้น

2.1.5.2 การกลั่นตัวของไอที่สารไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneous condensation)

ไอสารดังกล่าวอาจเป็นไอน้ำหรือไอของสารอื่นๆ ซึ่งกระบวนการนี้เกิดได้จากสารในบรรยากาศบนอนุภาคของฝุ่นละอองที่เป็นของแข็งกลั่นตัวทำให้อนุภาคของแข็งขนาดใหญ่ขึ้นโดยจะเกิดขึ้นจนกระทั่งถึงจุดสมดุลกล่าวคือ เมื่อถึงจุดสมดุลอัตราการกลั่นตัวจะเท่ากับอัตราการระเหย โดยทั่วไปอัตราการโตขึ้นของอนุภาคของแข็งเนื่องจากการกลั่นตัวจะถูกควบคุมด้วยอัตราการชนระหว่างอนุภาคของไอกับอนุภาคของแข็งโดยอัตราดังกล่าวจะแปรตามพื้นที่ผิวยังผล (Effective surface) ของอนุภาคของแข็งซึ่งหาได้จากสมการ

$$S_{eff}(r) = \frac{s(r)}{1 + \frac{2r}{\pi\lambda_1}} \quad (2.4)$$

เมื่อ	$S_{eff}(r)$	เป็นพื้นที่ผิวยังผล
	$S(r)$	เป็นพื้นที่ผิวของอนุภาค
	r	เป็นรัศมีของอนุภาค
	λ_1	เป็น Mean free path อนุภาคของเหลว

จากสมการ 2.4 ค่า $S_{eff}(r)$ ลดลงอย่างรวดเร็วเมื่อรัศมีของอนุภาคมีขนาดใหญ่กว่า $0.3 \mu m$ ดังนั้นกระบวนการกลั่นตัวเป็นเนื้อเดียวกันจะเกิดขึ้นอย่างเด่นชัดเมื่ออนุภาคมีค่า $0.1-0.5 \mu m$

Hoppel และคณะ (1990) ได้ศึกษากระบวนการดังกล่าวที่เกิดขึ้นกับฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดจากน้ำทะเลและพบว่าขนาดของอนุภาคจะเพิ่มขึ้นจาก $0.0005 \mu m$ ถึง $0.02 \mu m$ ในช่วงระยะเวลาประมาณ 1.4 วัน โดยทั่วไปการเปลี่ยนแปลงของฝุ่นละอองโดยกระบวนการกลั่นตัวของไอสารบนอนุภาคของแข็งเกิดขึ้นมากกว่าการเชื่อมติดกันประมาณ 10 เท่า

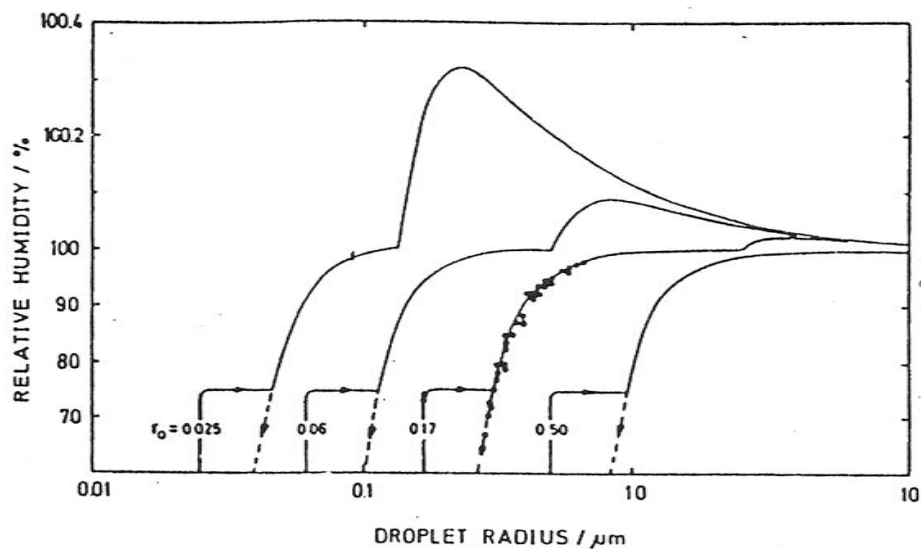
2.1.5.3 ออกซิเดชันของสารไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneous oxidation)

เกิดจากอนุภาคของฝุ่นละอองที่เป็นของเหลวเกิดออกซิเดชันกับออกซิเจนในบรรยากาศเกิดเป็นสารใหม่ ตัวอย่างเช่น ซัลเฟอไรไดออกไซด์ที่ละลายอยู่ในละอองน้ำเกลือจากทะเล (sea-salt aerosol water) เกิดออกซิเดชันกับออกซิเจนหรือไฮโดรเจนหรือ hydrogen peroxide เกิดเป็นสาร HSO_2 และ SO_3 ปฏิกิริยาดังกล่าวจะเกิดขึ้นเร็วขึ้นเมื่อมีตัวเร่งปฏิกิริยา (catalyst) เป็นไอออนของธาตุหนัก เช่น ไอออนของเหล็ก และแมงกานีส เป็นต้น กระบวนการนี้เป็นกระบวนการที่สำคัญในการทำให้กำมะถันที่อยู่ในละอองของน้ำทะเลลดลง เนื่องจากถูก Oxidation ทำให้มีมวลเพิ่มขึ้นและร่วงหล่นลงสู่พื้นผิวได้เร็วขึ้น

2.1.5.4 การโตขึ้นของอนุภาคของประภาสารประเภทดูดความชื้น

กล่าวคือสามารถดูดและคายความชื้นได้ ดังนั้นฝุ่นละอองในบรรยากาศที่ดูดกลืนความชื้นเข้าไปจะมีมวลเพิ่มขึ้นขณะที่ฝุ่นละอองที่คายความชื้นออกสู่บรรยากาศจะมีมวลลดลง การดูดและคายความชื้นกับชนิดของฝุ่นละออง ความชื้นสัมพัทธ์และอุณหภูมิของบรรยากาศ

Warneck (1988) ได้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงขนาดของฝุ่นละอองที่เป็นอนุภาคโซเดียมคลอไรด์ (NaCl) ที่ความชื้นสัมพัทธ์ค่าต่างๆ ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 2.4 จากรูปจะเห็นว่า การเพิ่มขึ้นและลดลงของขนาดของอนุภาคจะไม่ย้อนรอยเดิมแต่มีลักษณะเป็น hysteric cycles ซึ่งเป็นคุณสมบัติโดยทั่วไปของสารดูดความชื้น



รูปที่ 2.4: การเปลี่ยนแปลงของอนุภาค NaCl ที่ความชื้นต่างๆ โคนเส้นที่บแสดงการเพิ่มขึ้นของขนาดเมื่อความชื้นลดลง

2.1.5.5 กระบวนการในเมฆ (In-cloud processes)

โดยทั่วไปเมฆประกอบด้วยละอองน้ำเล็กๆ (water droplets) ซึ่งสามารถดูดกลืนก๊าซต่างๆ ได้ เมื่อดูดกลืนก๊าซบางชนิดเช่น ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ และโอโซน สามารถเกิดปฏิกิริยากับสารบางชนิดที่ละลายอยู่ในละอองน้ำนั้นกลายเป็นอนุภาคสสาร (particle matter) ได้ Langner และคณะ(1992) ได้ทำการศึกษาปริมาณซัลเฟอร์ไดออกไซด์ซึ่งปลดปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศตามธรรมชาติและพบว่าปริมาณของซัลเฟอร์ไดออกไซด์เพียง 14% เท่านั้นที่ถูกออกซิไดซ์กลายเป็น H_2SO_4 ส่วนอีกครึ่งหนึ่งของปริมาณซัลเฟอร์ไดออกไซด์

จะถูกนำออกไปจากบรรยากาศโดยการร่วงหล่นลงสู่พื้น (dry deposition) และส่วนที่เหลือจะถูก ออกซิไดซ์ ในละอองน้ำเล็กๆ ที่ประกอบเป็นเมฆ

2.1.6 กระบวนการที่ฝุ่นละอองหายออกไปจากบรรยากาศ (Removal mechanisms)

ฝุ่นละอองที่เกิดจากแหล่งกำเนิดต่างๆ มีการปลดปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศและระหว่างที่อยู่ในบรรยากาศจะมีการเปลี่ยนแปลงขนาดและจำนวนด้วยกระบวนการต่างๆ ดังที่กล่าวมาแล้วฝุ่นละอองเหล่านี้จะมีการหายออกไปจากบรรยากาศด้วยกระบวนการต่างๆ ดังนี้

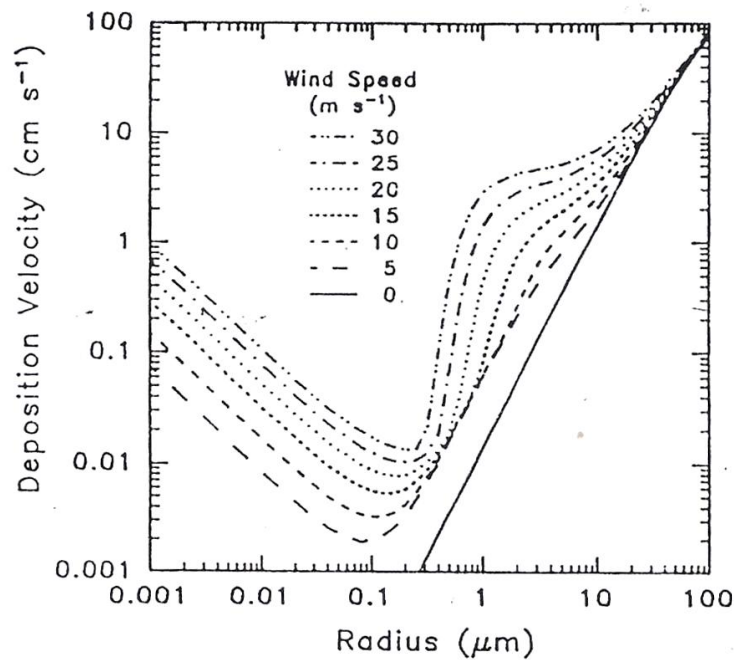
2.1.6.1 การร่วงหล่นลงสู่พื้นของสสารแห้งโดยไม่เกี่ยวกับการกลั่นตัว

กระบวนการที่เกิดจากการที่ฝุ่นละอองถูกแรงโน้มถ่วงดึงดูดให้ตกลงสู่พื้นผิวโลก โดยไม่มีการควบแน่นเข้ามาเกี่ยวข้อง กระบวนการดังกล่าวจะขึ้นกับเงื่อนไขทางด้านอุตุนิยมวิทยาใกล้ผิวโลก ความหยาบของผิวโลก (Surface roughness) คุณสมบัติทางฟิสิกส์และเคมีของอนุภาคฝุ่นละออง โดยทั่วไปจะวัดอัตราการร่วงหล่นในรูปฟลักซ์ของอนุภาคต่อความเข้มข้นอนุภาคใกล้พื้นผิวโลก โดยอัตราการร่วงหล่นจะถูกควบคุมโดยแรงโน้มถ่วงและความปั่นป่วน (turbulent) ของบรรยากาศ การร่วงหล่นโดยอิทธิพลของแรงโน้มถ่วงของอนุภาคที่มีขนาดใหญ่กว่า $1\ \mu\text{m}$ ที่ความเร็วลมศูนย์จะสามารถคำนวณความเร็วปลาย (terminal velocity) ได้จากสมการ

$$v_t = (2.38 \times 10^{-4}) R^2 \quad (2.5)$$

เมื่อ v_t เป็นความเร็วสุดท้าย (m/s)
 R เป็นรัศมีของอนุภาค μm

Smith และคณะ (1993) ได้ศึกษาความเร็วของการร่วงหล่นของฝุ่นละอองที่มีขนาดอนุภาคต่างๆ และความเร็วลมค่าต่าง ๆ เหนือพื้นน้ำทะเลซึ่งมีขึ้นความสัมพันธ์ 98.3% พบว่าอนุภาคที่มีขนาดใหญ่กว่า $10\ \mu\text{m}$ จะมีความเร็วของการร่วงหล่นด้วยอิทธิพลเหมือนกับกรณีที่มีการร่วงหล่นเกิดจากเฉพาะแรงโน้มถ่วง ส่วนอนุภาคที่มีขนาด $1-10\ \mu\text{m}$ ความเร็วการร่วงหล่นจะขึ้นกับความเร็วลม โดยผลการศึกษาแสดงไว้ดังกราฟรูปที่ 2.5



รูปที่ 2.5: ความเร็วของการร่วงหล่นที่ค่ารัศมีต่าง ๆ ของฝุ่นละออง

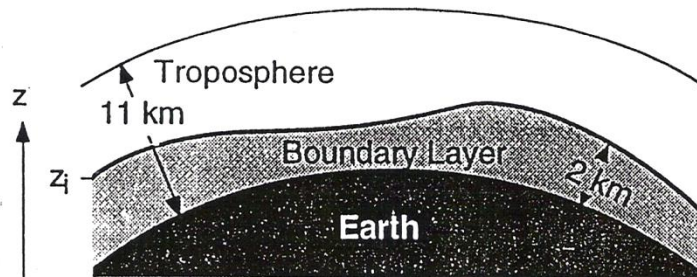
2.1.6.2 การร่วงหล่นลงสู่พื้นของสสารเปียกโดยเกี่ยวข้องกับการกลั่นตัว

กระบวนการนี้เป็นกรณีการลดฝุ่นละอองในบรรยากาศเนื่องจากการกลั่นตัวของเมฆกลายเป็นฝนตกลงสู่พื้นโลก โดยสามารถแบ่งออกเป็น 2 กรณี ได้แก่ กระบวนการเกิดในเมฆ (in-cloud process) และกระบวนการที่เกิดใต้เมฆ (below-cloud process) กระบวนการที่เกิดในเมฆเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำบนฝุ่นละอองจนมีขนาดใหญ่กลายเป็นฝนตกลงสู่พื้นผิวโลก กระบวนการนี้จะเกิดกับอนุภาคที่มีขนาดใหญ่กว่า $0.1 \mu\text{m}$ โดยการเกิดกับอนุภาคขนาดใหญ่ก่อนหลังจากนั้นจะเกิดกับอนุภาคที่มีขนาดเล็ก โดยทั่วไปอัตราการกลั่นตัวจะช้าลงเมื่อหยดน้ำมีขนาดใหญ่ขึ้น

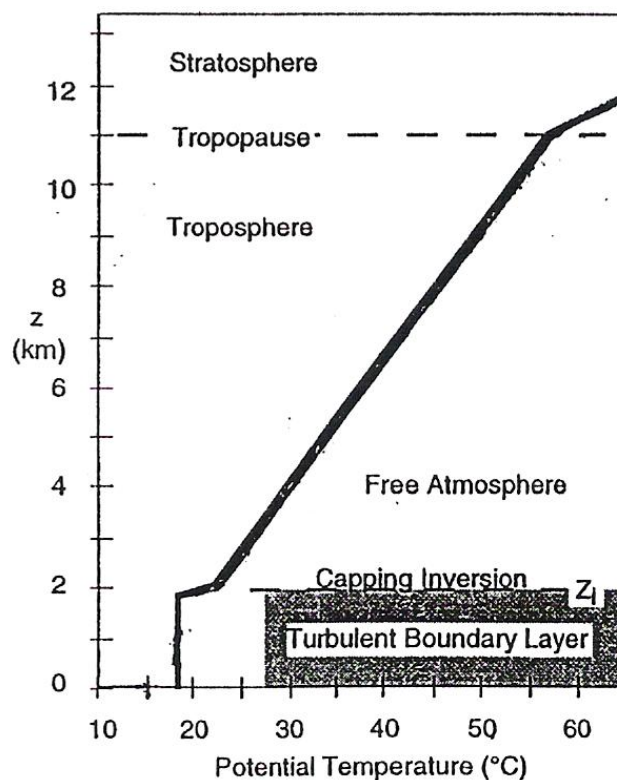
กรณีกระบวนการที่เกิดใต้เมฆจะเกิดขึ้นเมื่อเมฆกลั่นตัวเป็นฝน จะเกิดการชนกันของละอองเมฆเล็กๆ (cloud droplet) ซึ่งจะจับกับฝุ่นละอองเข้าไว้และเมื่อเมฆกลั่นตัวกลายเป็นฝนฝุ่นละอองเหล่านี้จะถูกนำออกสู่บรรยากาศลงสู่พื้นผิวโลกพร้อมกับฝน นอกจากฝุ่นละอองที่อยู่ในแนวทางการเคลื่อนที่ของเม็ดฝนที่จะถูกจับร่วงหล่นลงสู่พื้นผิวโลกเช่นเดียวกัน กระบวนการที่เกิดขึ้นมากกับอนุภาคที่มีขนาดโตกว่า $2 \mu\text{m}$ แต่ฝุ่นละอองที่มีขนาด $0-1.2 \mu\text{m}$ จะไม่ได้รับผลจากกระบวนการดังกล่าว จึงเป็นผลที่สำคัญต่อฝุ่นละอองที่มีขนาดใหญ่กว่าเท่านั้น

2.1.7 การกระจายของฝุ่นละอองตามความสูง

การกระจายของฝุ่นละอองตามความสูงจะมีความสัมพันธ์กับโครงสร้างในแนวดิ่งของบรรยากาศ โดยทั่วไปบรรยากาศของโลกที่อยู่ใกล้พื้นผิวโลกมีการเปลี่ยนแปลงเป็น วัฏจักรตามเวลาในรอบวัน อุณหภูมิ ความชื้น และความเร็วลม ชั้นดังกล่าวจะเรียกว่า Boundary layer ซึ่งสูงจากพื้นผิวโลก 2Km ดังแสดงไว้ใน รูปที่ 2.6 โดยอุณหภูมิจะเปลี่ยนแปลงตามความสูงตามรูปที่ 2.7

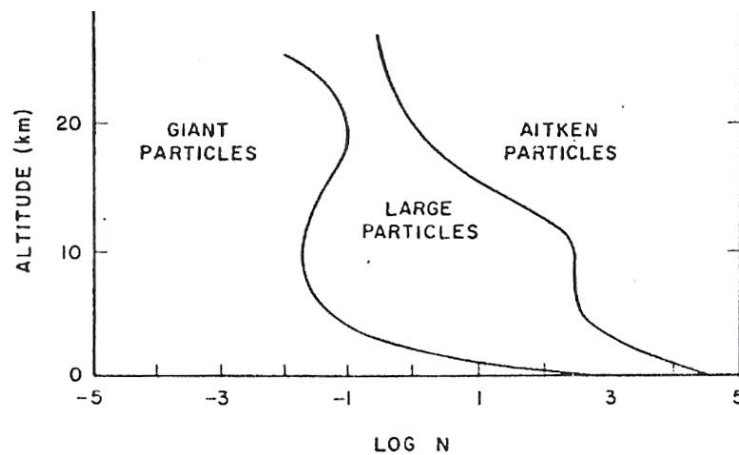


รูปที่ 2.6: Boundary layer ของบรรยากาศโลก



รูปที่ 2.7: การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิของบรรยากาศตามความสูงจากพื้นผิวโลก

จากการเปลี่ยนแปลงตามความสูงของอุณหภูมิของบรรยากาศ boundary layer จะเห็นว่ามีค่าคงที่ หลังจากนั้นจะมีการเพิ่มขึ้น ลักษณะการเปลี่ยนแปลงนี้มีผลทำให้สามารถแบ่งชั้นของฝุ่นละอองได้เป็น ฝุ่นละอองในชั้น boundary layer และฝุ่นละอองอิสระในชั้นโทรโพสเฟียร์ โดยฝุ่นละอองในชั้น boundary Layer จะอยู่ที่ระดับความสูง 0-2Km จากนั้นจะเป็นฝุ่นละอองที่อยู่ในชั้นสตราโทสเฟียร์ (stratosphere) ที่ระดับความสูง 2-11Km ปริมาณของฝุ่นละอองที่พบในระดับความสูงต่างๆ สามารถแสดงได้ดังรูป 2.8



รูปที่ 2.8: ปริมาณและชนิดของฝุ่นละอองที่พบที่ระดับความสูงต่างๆ ของบรรยากาศ (N เป็นจำนวนของอนุภาคต่อลูกบาศก์เซนติเมตร)

2.2 รังสีดวงอาทิตย์ (Solar radiation)

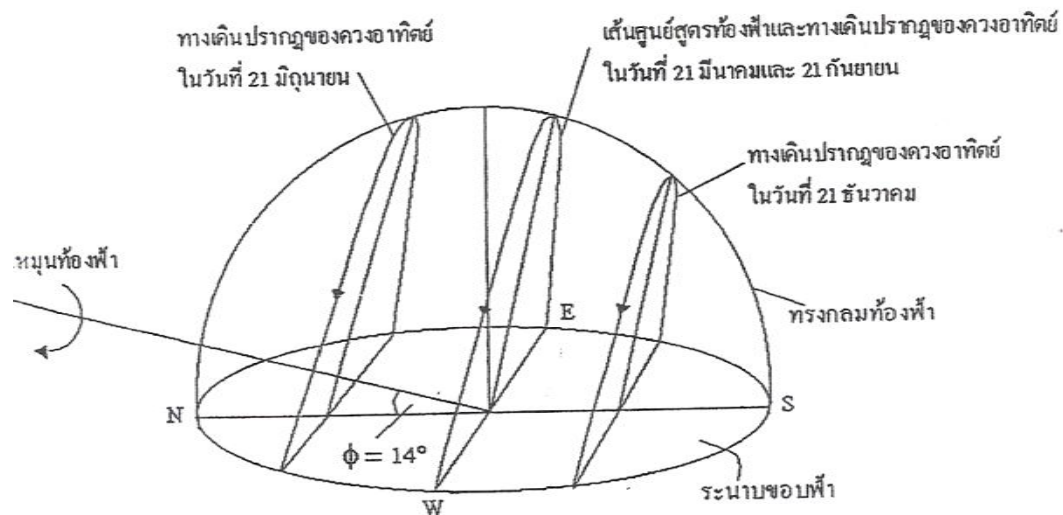
ดวงอาทิตย์เป็นดาวฤกษ์และเป็นศูนย์กลางของระบบสุริยะ (solar system) ซึ่งมีโลกและดาวเคราะห์อื่นๆ เป็นบริวาร มวลของดวงอาทิตย์มีค่าประมาณ 1.989×10^{30} Kg หรือประมาณ 3 แสนเท่าของมวลของโลก มวลจำนวนมากนี้กดทับกันด้วยแรงโน้มถ่วง ทำให้บริเวณใจกลางมีความดันสูงถึง 3.4×10^{16} Pa และอุณหภูมิ 15×10^6 K จนทำให้เกิดปฏิกิริยาเทอร์โมนิวเคลียร์ขึ้น จากปฏิกิริยาดังกล่าวไฮโดรเจนซึ่งเป็นองค์ประกอบส่วนใหญ่ของดวงอาทิตย์จะหลอมรวมกันเป็นฮีเลียมและให้พลังงานออกมาในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ดวงอาทิตย์แผ่รังสีออกมาภายนอกในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งมีความยาวคลื่นค่าต่างๆ ตั้งแต่รังสีแกมมาจนถึงคลื่นวิทยุ สำหรับส่วนที่ผ่านบรรยากาศมาถึงผิวโลกส่วนใหญ่จะอยู่ในรูปของแสงสว่าง เนื่องจากดวงอาทิตย์มิได้ให้พลังงานความร้อนอย่างเดียวแต่ให้พลังงานในรูปรังสีต่างๆ ด้วย ดังนั้นจึงเรียกพลังงานในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า

นี้ว่า รังสีดวงอาทิตย์ ในการนำพลังงานแสงอาทิตย์มาใช้ประโยชน์อย่างมีประสิทธิภาพ เราจำเป็นต้องรู้จัก คุณสมบัติและธรรมชาติของรังสีดวงอาทิตย์

รังสีดวงอาทิตย์เป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งแผ่ออกมาจากดวงอาทิตย์ ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลกในบริเวณต่างๆ จะแตกต่างกัน นอกจากนี้ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ยังมีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาในรอบวันและตามฤดูกาลในรอบปี การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวเป็นผลมาจากความสัมพันธ์ทางเรขาคณิตระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ และสภาวะทางอุตุนิยมวิทยาของบริเวณนั้นๆ ในการนำรังสีดวงอาทิตย์มาใช้ประโยชน์อย่างมีประสิทธิภาพจำเป็นต้องรู้คุณสมบัติทางเรขาคณิต และทางฟิสิกส์ ของรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งจะกล่าวในรายละเอียดดังนี้

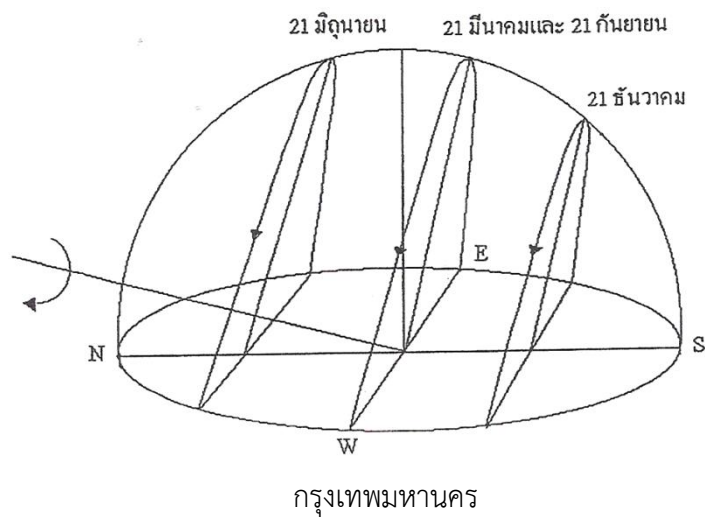
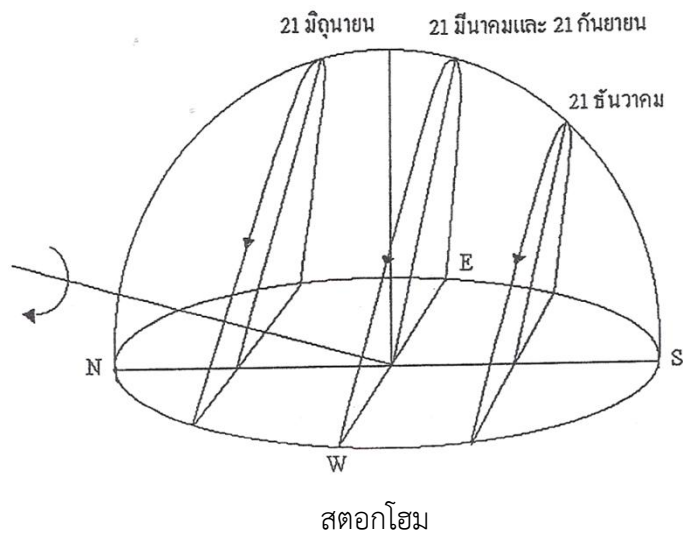
2.2.1 คุณสมบัติทางเรขาคณิตของรังสีดวงอาทิตย์ (Geometric properties of Solar Radiation)

จากความรู้ทางดาราศาสตร์ เราทราบแล้วว่าโลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรีจากทิศตะวันออกไปยังทิศตะวันตก และการหมุนรอบตัวเองในทิศเดียวกัน โดยแกนหมุนทำมุม $23\frac{1}{2}$ องศา กับเส้นตั้งฉากของระนาบทางโคจรหรือระนาบสุริยวิถี (ecliptic plane) แต่เนื่องจากพื้นผิวโลกมีขนาดใหญ่เมื่อเทียบกับผู้สังเกตบนพื้นโลก ดังนั้นเราจึงรู้สึกเสมือนว่าตัวเราอยู่นิ่งบนผิวโลกซึ่งเป็นพื้นราบโดยมีท้องฟ้าครึ่งทรงกลมครอบอยู่ เราเรียกทรงกลมดังกล่าวว่า ทรงกลมท้องฟ้า (celestial sphere) หรือท้องฟ้าและเรียกพื้นราบที่เราอยู่ว่าระนาบขอบฟ้า (horizontal plane) ทรงกลมนี้จะมีแกนหมุนชี้ไปทางทิศเหนือและทำมุมกับระนาบขอบฟ้าเท่ากับละติจูดของผู้สังเกต เส้นศูนย์สูตรของทรงกลมท้องฟ้าจะขนานกับเส้นศูนย์สูตรของโลก ทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์ (apparent path) บนท้องฟ้าจะขนานกับเส้นศูนย์สูตรท้องฟ้า โดยทางเดินปรากฏดังกล่าวจะเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาในรอบปี ดังรูปที่ 2.9



รูปที่ 2.9: ลักษณะของท้องฟ้าและทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าในช่วงเวลาต่างๆ ของปี ที่ตำแหน่งละติจูด (ϕ) 14°

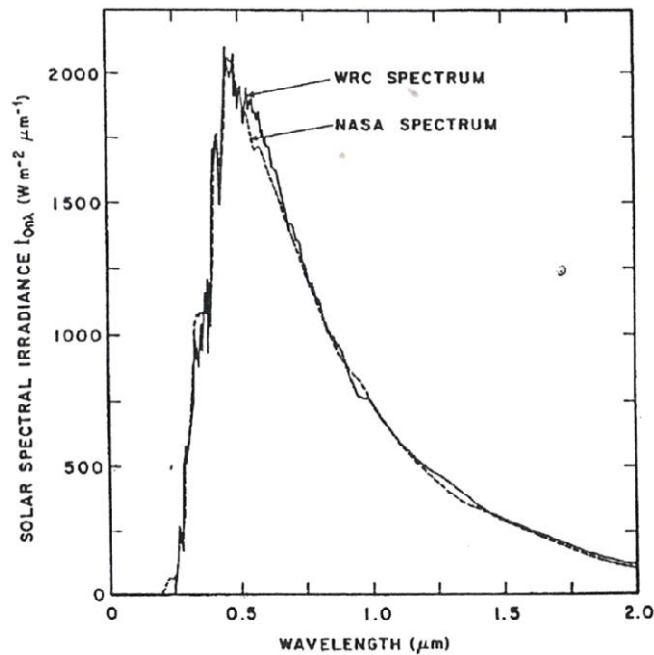
ที่ตำแหน่งละติจูดต่างกันทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าก็จะแตกต่างกันตัวอย่างเช่น ทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์ที่เมืองสตอกโฮล์ม (59.17N, 18.3E) จะแตกต่างจากที่กรุงเทพ (13.75N, 100.48E) จะเห็นว่าในวันที่ดวงอาทิตย์ขึ้นไปทางเหนือสุด (21 มิถุนายน) ดวงอาทิตย์ที่สตอกโฮล์มจะอยู่เหนือขอบฟ้า 20 ชั่วโมง ขณะที่กรุงเทพฯ จะอยู่เหนือขอบฟ้า 13 ชั่วโมง (ดังรูปที่ 2.10) ทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าที่เมืองสตอกโฮล์มจะมากกว่ากรุงเทพมหานครเนื่องจากตำแหน่งละติจูดที่ตั้งสูงกว่า นอกจากนี้ขณะเที่ยงวันมุมตกกระทบของลำแสงตรงจากดวงอาทิตย์บนพื้นราบที่สตอกโฮล์มในวันดังกล่าวจะมีค่ามากกว่าที่กรุงเทพมหานคร คุณสมบัติทางเรขาคณิตนี้เป็นแฟกเตอร์สำคัญที่มีผลต่อค่าความเข้มของรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นที่ในส่วนต่างๆ ของโลกได้รับ



รูปที่ 2.10: การเปรียบเทียบทางเดินปรากฏของดวงอาทิตย์ที่เมืองสตอกโฮล์มกับกรุงเทพมหานคร

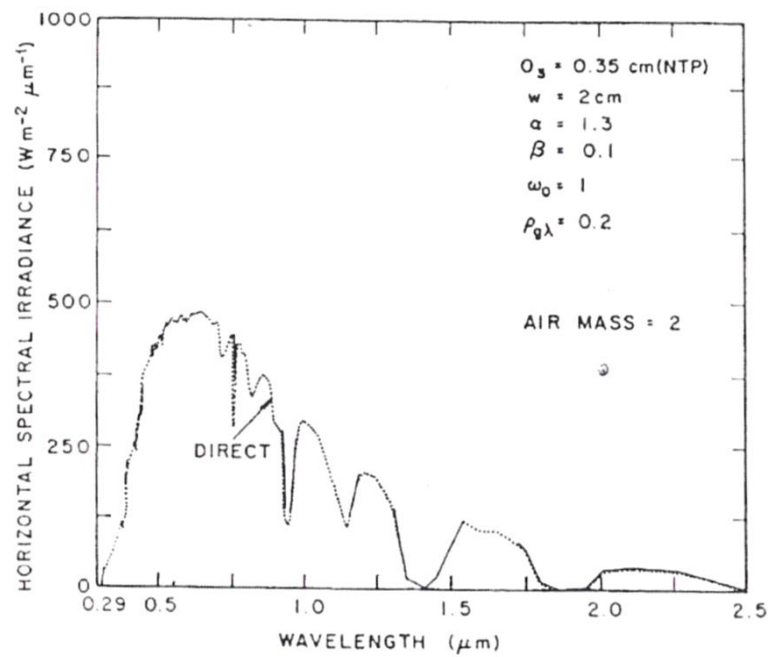
2.2.2 สเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ (Solar Radiation Spectrum)

รังสีดวงอาทิตย์ที่นอกบรรยากาศโลกจะประกอบด้วยรังสีแกมมา รังสีเอกซ์ รังสีอัลตราไวโอเล็ต แสงสว่าง รังสีอินฟราเรด และคลื่นวิทยุ โดยความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ส่วนใหญ่จะอยู่ในช่วงแสงสว่างและรังสีอินฟราเรด ซึ่งสามารถแสดงสเปกตรัมดังรูปที่ 2.11

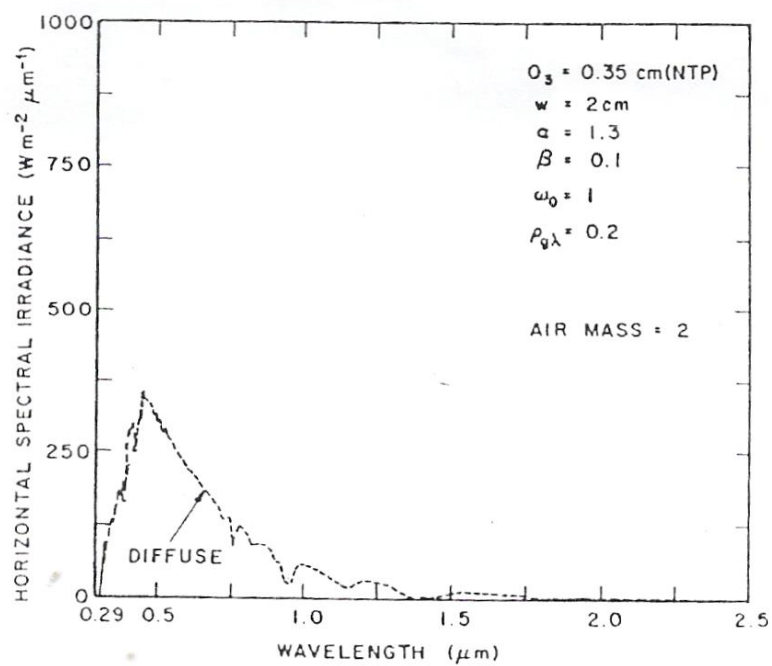


รูปที่ 2.11: สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกตามมาตรฐานของ Word Radiation Centre และ ของ NASA (Iqbal 1983)

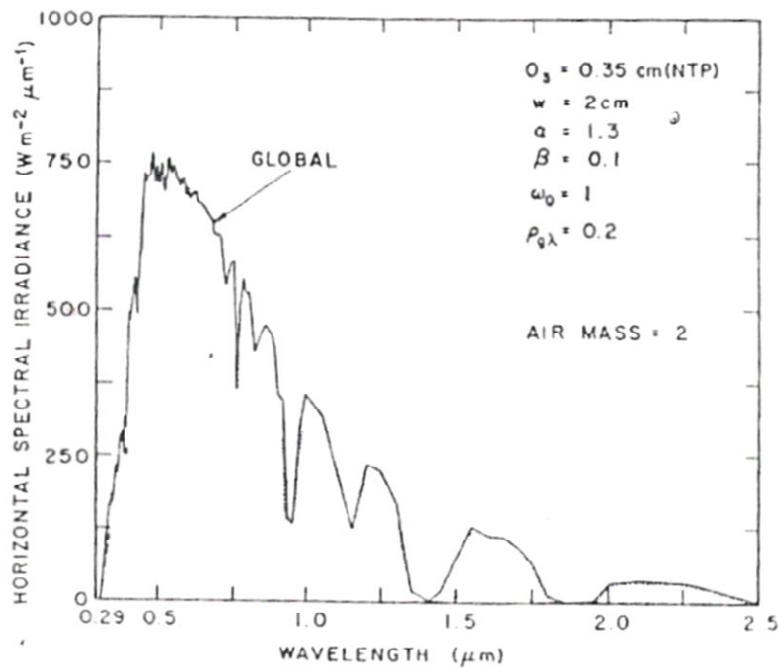
เมื่อรังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศยังพื้นผิวโลกจะถูกโมเลกุลอากาศ ฝุ่นละอองและเมฆดูดกลืน (absorb) และกระเจิง (scatter) ส่วนที่ถูกกระเจิงจะทำให้เกิดรังสีกระเจาย (diffuse radiation) และส่วนที่เหลือพุ่งตรงมายังผู้สังเกตจะเรียกว่า รังสีตรง (direct radiation) ผลรวมของรังสีทั้งสองจะเรียกว่า รังสีรวม (global radiation) สเปกตรัมของรังสีตรง รังสีกระเจาย และรังสีรวม ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆจะขึ้นอยู่กับองค์ประกอบของบรรยากาศที่สำคัญ ได้แก่ โอโซนไอน้ำฝุ่นละออง และก๊าซต่างๆ นอกจากนี้ยังขึ้นอยู่กับมวลอากาศ (air mass) ที่รังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่าน ตัวอย่างของสเปกตรัมรังสีตรงรังสีกระเจายและรังสีรวม แสดงดังรูปที่ 2.12-2.14



รูปที่ 2.12: ตัวอย่างของสเปกตรัมรังสีตรง (Iqbal 1983)

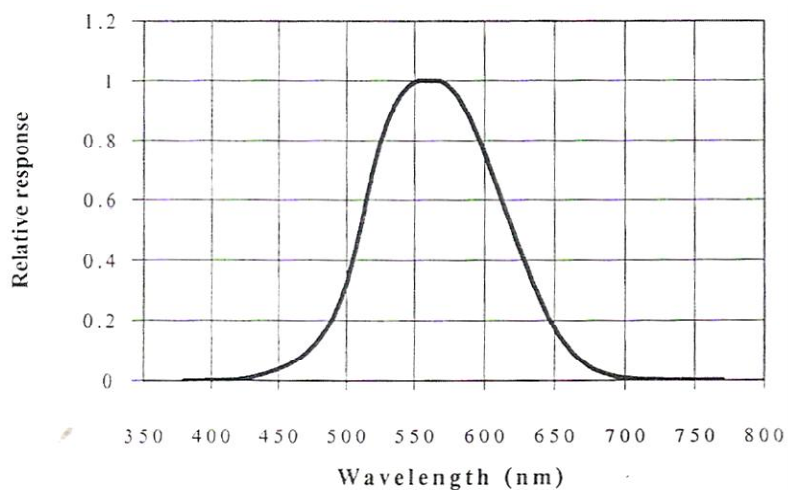


รูปที่ 2.13: ตัวอย่างของสเปกตรัมรังสีกระจาย (Iqbal 1983)



รูปที่ 2.14: ตัวอย่างของสเปกตรัมรังสีรวม (Iqbal 1983)

สำหรับสเปกตรัมในส่วนที่เป็นแสงสว่างจะมีความยาวคลื่นอยู่ในช่วง 380–770nm โดยสายตาของมนุษย์จะตอบสนองต่อความเข้มที่ความยาวคลื่นต่างๆ ไม่เท่ากัน โดย International Commission of Illumination (Centre International d'Éclairage, CIE) ได้กำหนดมาตรฐานการตอบสนองของสายตามนุษย์ในสภาพแสงปกติ ดังแสดงในรูปที่ 2.15



รูปที่ 2.15: การตอบสนองของสายตาตามมนุษย์ตามมาตรฐานของ CIE (Murdoch 1985)

เมื่อรังสีดวงอาทิตย์เดินทางผ่านบรรยากาศมายังพื้นโลกในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจะถูกดูดกลืนและถูกกระเจิง โดยโมเลกุลของอากาศ ไอน้ำ และฝุ่นละอองของแข็งที่ฟุ้งกระจายอยู่ในบรรยากาศ เราสามารถจำแนกออกเป็น 3 ชนิด คือ รังสีรวม รังสีกระเจาย และรังสีตรง

รังสีตรงคือ รังสีที่หลีกเลี่ยงจากการกระเจิงแล้วพุ่งตรงมายังพื้นโลก

รังสีกระเจายคือ รังสีที่เกิดจากการกระเจิงเนื่องจากองค์ประกอบต่างๆ ของชั้นบรรยากาศ

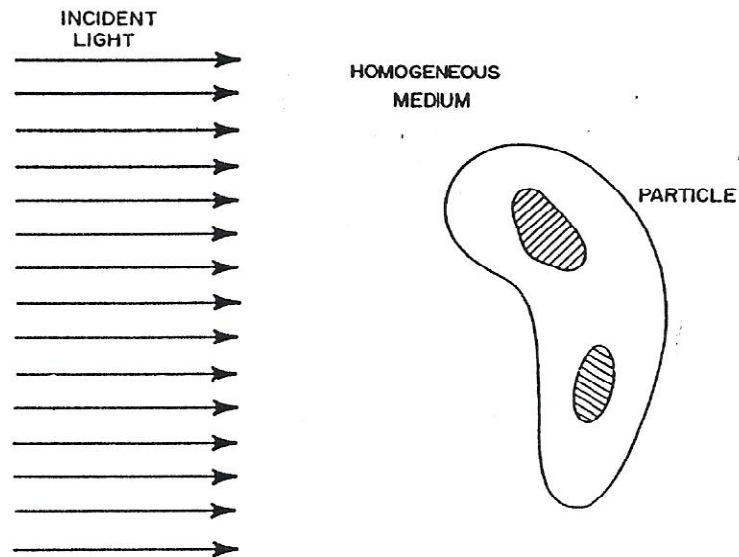
รังสีรวมคือผลรวมของรังสีตรงและรังสีกระเจาย

โดยทั่วไปข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ จะได้มาจากการจัดตั้งสถานีวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์และทำการวัดต่อเนื่องกันหลายๆ ปี แล้วนำค่าที่ได้มาหาค่าทางสถิติของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ของบริเวณที่วัดสำหรับบริเวณที่ไม่มีสถานีวัดโดยทั่วไปจะแก้ปัญหาโดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์

2.3 คุณสมบัติเชิงทัศนศาสตร์ของฝุ่นละออง (Aerosol Optical Properties)

ฝุ่นละอองมีอิทธิพลโดยตรงต่อกระบวนการแผ่รังสีในบรรยากาศผ่านกระบวนการดูดกลืนและกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ ส่วนทางอ้อมฝุ่นละอองจะทำหน้าที่เป็นแกนกลางของการกลั่นตัวของไอน้ำเป็นเมฆ (cloud condensation nuclei) ซึ่งมีผลต่อคุณสมบัติเชิงแสงของเมฆ เนื่องจากขนาดของฝุ่นละอองมีค่าใกล้เคียงกับความยาวคลื่นแสงสว่างจากดวงอาทิตย์ ดังนั้นการอธิบายการกระเจิงแสงของฝุ่นละอองจึงไม่สามารถใช้ทฤษฎี Rayleigh หรือหลักการของทัศนศาสตร์เชิงเรขาคณิตได้ (geometry optical) ในการอธิบายการกระเจิงแสงของฝุ่นละอองจำเป็นต้องใช้ทฤษฎีของ Mie

ในการอธิบายการกระเจิงแสงของฝุ่นละอองโดยอาศัยทฤษฎีของ Mie จะเริ่มต้นจากการพิจารณาทรงกลมเดี่ยวมีคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าแบบระนาบและสันทิศทางเดียว (plane parallel electromagnetic) มาตกกระทบบนทรงกลมนั้น โดยความยาวคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้ามีขนาดใกล้เคียงกับขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางทรงกลมแสดงดังรูปที่ 2.16



รูปที่ 2.16: การตกระทบของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าบนทรงกลมเดี่ยว

จากสมการ Maxwell เราสามารถหาความเข้มสนามไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาเป็น A_1 และ A_2 ดังสมการ

$$A_1(m, x, \varphi) = \frac{\lambda}{2\pi} \sum_{l_1=1}^{\infty} \frac{2l_1 + 1}{l_1(l_1 + 1)} (a_1(m, x)\pi_1(\varphi) + b_1(m, x)\tau_1(\varphi)) \quad (2.6)$$

$$A_2(m, x, \varphi) = \frac{\lambda}{2\pi} \sum_{l_1=1}^{\infty} \frac{2l_1 + 1}{l_1(l_1 + 1)} (b_1(m, x)\pi_1(\varphi) + a_1(m, x)\tau_1(\varphi)) \quad (2.7)$$

- เมื่อ A_1 เป็นเวกเตอร์สนามไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาต่อหนึ่งหน่วยความเข้มคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาในทิศตั้งฉากกับระนาบที่กระเจิง
- A_2 เป็นเวกเตอร์สนามไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาต่อหนึ่งหน่วยความเข้มคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาในทิศขนานกับระนาบที่กระเจิง
- m เป็นดัชนีหักเห (reflective index) ของทรงกลมเมื่อเทียบกับตัวกลางที่ล้อมรอบทรงกลม
- φ เป็นมุมของการกระเจิงไปข้างหน้า
- l_1 เป็นตัวเลขจำนวนเต็มบวก
- a_1 และ b_1 เป็น Mie coefficient

π_1 และ τ_1 เป็น angular function ของ $\cos \varphi$
 X เป็น size parameter หาได้จากสมการ

$$X = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.8)$$

เมื่อ r เป็นรัศมีของทรงกลม
 λ เป็นความยาวคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ตกกระทบ

จากค่าแวกเตอร์ความเข้มสนามไฟฟ้า A_1 และ A_2 เราสามารถคำนวณหา scattering cross section (σ_{sc}) ซึ่งเป็นอัตราส่วนของพลังงานคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่สูญเสียไปจากการกระเจิง (มีหน่วยเป็น watt) ต่อพลังงานของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ตกกระทบ (มีหน่วยเป็น w/m^2) โดยหาได้จากสมการ

$$\sigma_{sc}(m, x) = \int_{\Omega} d\sigma(m, x, \varphi) = \frac{1}{2} \int_{\Omega} (A_1 A_1^* + A_2 A_2^*) d\omega \quad (2.9)$$

เมื่อ σ_{sc} เป็น total scattering cross section
 ω เป็น solid angle
 A_1 เป็นแวกเตอร์สนามไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาต่อหนึ่งหน่วยความเข้มคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาในทิศทางตั้งฉากกับระนาบที่กระเจิง
 A_2 เป็นแวกเตอร์สนามไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาต่อหนึ่งหน่วยความเข้มคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่กระเจิงออกมาในทิศขนานกับระนาบที่กระเจิง
 A_1^* เป็นค่า conjugation ของ A_1
 A_2^* เป็นค่า conjugation ของ A_2

เมื่อเรานำค่า total scattering cross section หาคด้วยพื้นที่หน้าตัดของทรงกลมจะได้ค่า scattering efficiency factor, Q_{sc} ซึ่งจะเป็นพารามิเตอร์ที่บอกอัตราของพลังงานที่กระเจิงต่อพลังงานที่ตกกระทบต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่หน้าตัดของทรงกลมนั้น สามารถเขียนสมการได้ดังนี้

$$Q_{sc}(m, x) = \frac{\sigma_{sc}(m, x)}{\pi r^2} \quad (2.10)$$

เมื่อ Q_{sc} เป็น scattering efficient factor
 σ_{sc} เป็น total scattering cross section
 r เป็นรัศมี

ในทำนองเดียวกันเราสามารถคำนวณหา absorption efficiency factor ซึ่งเป็นอัตราส่วนของพลังงานที่ถูกดูดกลืนต่อพลังงานที่ตกกระทบต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ตัดของทรงกลมนั้นผลรวมของพลังงานที่ถูกดูดกลืนและกระเจิงต่อพลังงานที่ตกกระทบจะเรียกว่า extinction efficiency factor Q_{sc} ซึ่งสามารถเขียนได้ดังสมการ

$$Q_{ext} = Q_{sc} + Q_{ab} \quad (2.11)$$

เนื่องจากฝุ่นละอองที่กระจายอยู่ในบรรยากาศประกอบด้วยอนุภาคจำนวนมากซึ่งมีขนาดแตกต่างกัน ทฤษฎีการกระเจิงของ Mie ที่กล่าวไปแล้วพิจารณาเฉพาะอนุภาคเดี่ยว ดังนั้นในการคำนวณพลังงานที่ถูกกระเจิงจึงต้องทำการอินทิเกรตพลังงานที่เกิดจากการกระเจิงทั้งหมดของอนุภาคภายในคอลัมน์ที่สูงจากพื้นโลกเป็นระยะทาง z โดยสมมุติฐานว่าการกระเจิงของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าเกิดขึ้นครั้งเดียวและไม่รบกวนซึ่งกันและกัน จากข้อกำหนดดังกล่าวทำให้เราหา scattering efficiency factor และ extinction efficiency factor ได้ดังสมการ

$$K_{sc}(Z) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{sc}(r) n(r, z) dr \quad (2.12)$$

$$K_{ext}(Z) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(r) n(r, z) dr \quad (2.13)$$

เมื่อ K_{sc} เป็น scattering efficiency
 K_{ext} เป็น extinction efficiency
 r เป็นรัศมีของอนุภาค
 $n(r, z)dr$ เป็นจำนวนอนุภาคต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรที่ความสูง z ความกว้างของ

อนุภาคอยู่ในช่วง r ถึง $r + dr$

Q_{sc} เป็น Scattering efficiency factor

σ_{sc} เป็น Total scattering cross section

ทั้ง K_{sc} และ K_{ext} มีหน่วยเป็น m^{-1} โดย scattering efficiency (K_{sc}) จะเป็นพารามิเตอร์ที่บอกอัตราส่วนของพลังงานของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ถูกกระเจิงต่อพลังงานคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ตกกระทบต่อหนึ่งหน่วยระยะทาง ส่วน extinction efficiency (K_{ext}) จะเป็นพารามิเตอร์ที่บอกอัตราส่วนของพลังงานของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ถูกกระเจิงและดูดกลืนต่อคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ตกกระทบต่อหนึ่งหน่วยระยะทาง เนื่องจาก scattering efficiency และ extinction efficiency เป็นการพิจารณาพลังงานที่สูญเสียไปที่ระยะความสูง z จากพื้นผิวโลก ถ้าเราต้องการทราบพลังงานที่สูญเสียไปทั้งหมดในคอลัมน์ของอากาศตั้งแต่พื้นผิวโลกขึ้นไปทุกชั้นของบรรยากาศ เราต้องทำการอินทิเกรตค่า K_{sc} และ K_{ext} ซึ่งจะได้พารามิเตอร์ตัวใหม่ดังสมการ

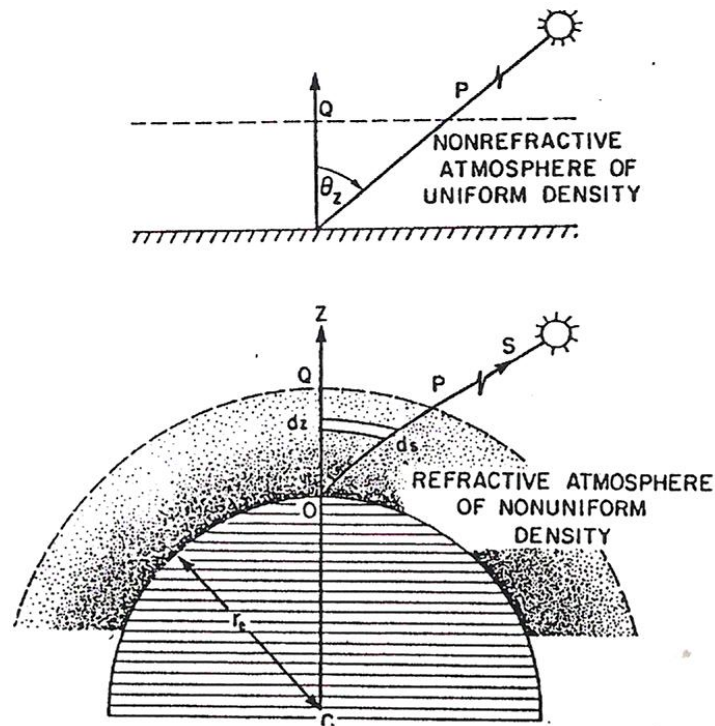
$$\tau'_{sc} = \int_0^{\infty} k_{sc}(z) dr = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{sc}(r) n_a(r) dr \quad (2.14)$$

$$\tau'_{ext} = \int_0^{\infty} k_{ext}(z) dr = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{sc}(r) n_a(r) dr \quad (2.15)$$

เมื่อ τ'_{sc} เป็น scattering optical depth

τ'_{ext} เป็น extinction optical depth

scattering optical depth (τ'_{sc}) จะเป็นปริมาณที่ไม่มีหน่วย ซึ่งจะเป็นพารามิเตอร์ที่บอกความสามารถของบรรยากาศทั้งหมดในการกระเจิงคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ส่วน extinction optical depth (τ'_{ext}) บอกความสามารถของบรรยากาศในการให้คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าลดลงโดยการกระเจิงและการดูดกลืน ลำดับต่อไปจะนำแนวคิดเกี่ยวกับ scattering optical depth และ extinction optical depth ไปใช้ในการคำนวณ ในการลดลงของค่าความเข้มข้นของรังสีดวงอาทิตย์ดังรูป 2.17



รูปที่ 2.17: การเคลื่อนที่ของรังสีดวงอาทิตย์ผ่านชั้นบรรยากาศมายังพื้นโลก

จากคำจำกัดความของ extinction coefficient ในกรณีนี้จะเป็นอัตราส่วนของการลดลงของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ต่อระยะทางต่อความเข้มรังสีที่ตกกระทบ ซึ่งเขียนได้ในรูปสมการ

$$k_{\text{ext}}(z) = \frac{-dG(z)/ds}{G(z)} \quad (2.16)$$

เมื่อ z เป็นความสูงจากพื้นผิวโลก (m)

$G(z)$ เป็นความเข้มรังสีตรงที่ระดับความสูง (W/m^2)

s เป็นระยะทางในแนวการเคลื่อนที่ของรังสีดวงอาทิตย์ (m)

เมื่อเราจัดรูปสมการ 2.16 และทำการอินทิเกรตค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบบนพื้นผิวโลก ดังสมการ 2.17

$$G = G_0 \exp - \int k_{\text{ext}}(z) ds \quad (2.17)$$

เมื่อ G_0 เป็นความเข้มรังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก
เราสามารถหาความสัมพันธ์ของ ds และ dz ได้จากสมการ

$$ds = m_r dz \quad (2.18)$$

เมื่อ m_r เป็น relative air mass ซึ่งอัตราส่วนระหว่างมวลอากาศในแนวการเคลื่อนที่ของรังสีดวงอาทิตย์ต่อมวลอากาศในแนวตั้งฉากกับพื้นผิวโลก (ในแนว Z) โดยทั่วไปค่า m_r มีค่าใกล้เคียงกับค่า $1/\cos\theta$ จากนั้นแทนค่า ds ในสมการที่ 2.18 จะได้สมการ

$$G = G_0 \exp(m_r - \int_0^a k_{ext}(z) dz) \quad (2.19)$$

จากคำจำกัดความของ Optical depth

$$\tau'_T = \int_0^a k_{ext}(z) dz \quad (2.20)$$

เราสามารถเขียนสมการ 2.20 ใหม่ได้ดังนี้

$$G = G_0 \exp(-\tau'_T m_r) \quad (2.21)$$

เมื่อ τ'_T เป็น total optical depth ที่เกิดจากการดูดกลืนและการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ขององค์ประกอบของบรรยากาศ

สมการ 2.21 คือกฎของ Beer ซึ่งใช้หาคำนวนค่า AOD ในกรณีความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกลดลงเนื่องจากฝุ่นละออง สามารถหาได้จากสมการ

$$\tau'_{ext}(\lambda) = \int_0^\alpha \pi r^2 Q_{ext}(2\pi r / \lambda) n_a(r) dr \quad (2.22)$$

เมื่อ τ_{ext} เป็น AOD
 Q_{ext} เป็น extinction coefficient
 (r) เป็นรัศมีของฝุ่นละออง
 $n_a(r)$ เป็นจำนวนฝุ่นละอองที่มีรัศมีอยู่ในช่วง r ถึง rdr ต่อหน่วยปริมาตร

ในกรณีที่เราใช้สูตรการแจกแจงขนาดของอนุภาคของ Junge (1995) ซึ่งเขียนได้ในรูปสมการ

$$n(r)dr = Cr^{-(\nu^*+1)}dr \quad (2.23)$$

เมื่อ ν^* เป็น Power parameter มีค่าประมาณ 3
 C เป็นค่าจำนวนอนุภาคทั้งหมด

เราสามารถหาค่า AOD ได้จากสมการ

$$\begin{aligned} \tau'_{ext}(\lambda) &= \int_0^\alpha \pi r^2 Q_{ext}(2\pi r / \lambda, m) Cr^{-(\nu^*+1)} dr \\ &= \pi C \left(\frac{\lambda}{2\pi} \right)^{-(\nu^*-2)} \int_0^\alpha Q_{ext}(x, m) x^{-(\nu^*+1)} dx \\ &= \beta \lambda^\alpha \end{aligned} \quad (2.24)$$

เมื่อ β เท่ากับ $\pi C (2\pi)^{\nu^*-2} \int_0^\alpha Q_{ext} x^{-(\nu^*+1)} dx$
 α เท่ากับ $\nu^* - 2$

$$\tau'_{ext} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.25)$$

สมการที่ 2.25 คือ สูตรความขุ่นมัวของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) โดยทั่วไปเรียกว่า β สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) และ α จะเรียกว่า wavelength exponent

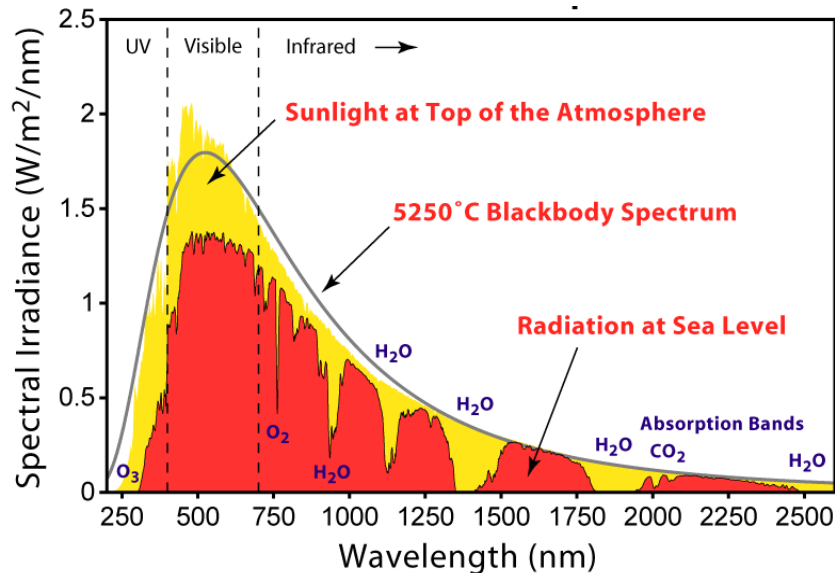
จากสมการของ Angstrom (2.25), ν และ α มีความสัมพันธ์

$$\alpha = \nu - 2 \quad (2.26)$$

ν เรียกว่า Junge parameter มีค่าอยู่ระหว่าง 2-6 ในช่วงความยาวคลื่นที่ตาเรามองเห็น อย่างไรก็ตามตัวแปรตัวนี้สามารถใช้ได้กับทุกความยาวคลื่นเมื่อสัมประสิทธิ์การลดลงอยู่ในรูปของ linear performance ดังนั้นในปัจจุบันตัวแปรนี้สามารถใช้ได้ทุกความยาวคลื่นในทุกเงื่อนไขของความขุ่นมัว (Cachorro, De Frutos et al. 1993; Cachorro and De Frutos 1995) Junge distribution ที่อนุภาคมีรัศมีอยู่ระหว่าง $0.1-10 \mu m$ จะทำหน้าที่เป็นตัวควบคุมการลดลงของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ (Junge 1963; Paltridge and Platt 1976) ส่วน α เป็นตัวบ่งบอกขนาดของฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศมีค่าอยู่ระหว่าง 0-4 (Van de Hulst 1957), 1- 2 (Tomasi, Caroli et al. 1983) และ 0-3 (McCartney 1978) ค่า $\alpha \leq 1$ จะบอกว่าฝุ่นละอองที่กระจายตัวอยู่ในชั้นบรรยากาศประกอบไปด้วยฝุ่นละอองที่มีขนาดใหญ่ (coarse mode aerosols) ถ้า $\alpha \geq 2$ จะบอกว่าชั้นบรรยากาศประกอบไปด้วยฝุ่นละอองที่มีขนาดเล็ก (fine mode aerosols) ส่วนรัศมี $\geq 0.5 \mu m$ ฝุ่นละอองจะมีต้นกำเนิดมาจากละอองน้ำทะเล ส่วนรัศมี $\leq 0.5 \mu m$ ซึ่งฝุ่นละอองจะมีต้นกำเนิดมาจากมลพิษและการเผาไหม้ของก๊าซชีวมวล (Angstrom 1929; Eck, Holben et al. 1999) ถึงแม้ว่า Junge distribution มีข้อจำกัดเมื่ออยู่ในสภาวะความขุ่นมัวสูงๆ ซึ่งจะให้ค่าติดลบ ส่วนที่สภาวะความขุ่นมัวมีต่ำๆ จะมีค่าเป็นศูนย์ที่ (Cachorro, De Frutos et al. 1993)

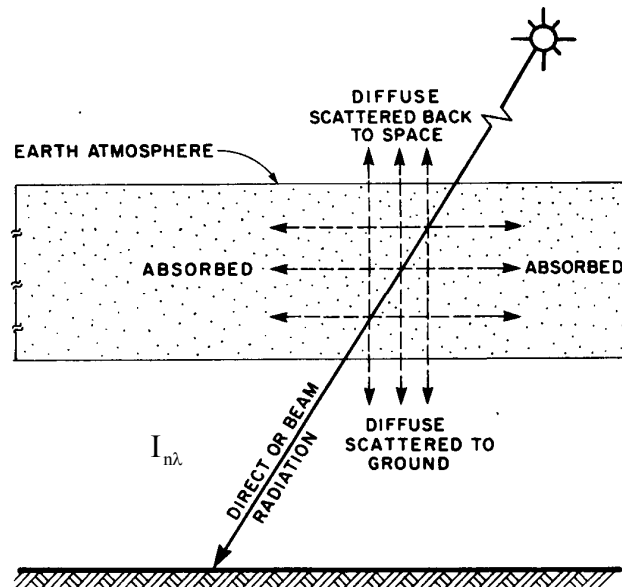
2.4 ผลกระทบของฝุ่นละอองที่มีต่อรังสีดวงอาทิตย์ (Effect of Aerosol Particles on Solar Radiation)

เมื่อรังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านชั้นบรรยากาศโลกจะถูกกระเจิงและดูดกลืนโดยส่วนประกอบต่าง ๆ ของชั้นบรรยากาศโลกดังรูปที่ 2.18



รูปที่ 2.18: การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ เนื่องจากองค์ประกอบของก๊าซในชั้นบรรยากาศ

รังสีดวงอาทิตย์จะถูกลดทอนที่ความยาวต่างๆ แตกต่างกันไป โดยโอโซนจะดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ในช่วง UV ไอน้ำจะมีอิทธิพลในช่วงความยาวคลื่นยาว (อินฟราเรด) ส่วนฝุ่นละอองจะลดทอนค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามาในชั้นบรรยากาศโลกในทุกช่วงความยาวคลื่น การถูกลดทอนของดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองจะขึ้นอยู่กับ ขนาด ดัชนีหักเห และความยาวคลื่นของแสงที่ตกกระทบ (Seinfeld and Pandis 1998) การคำนวณหาค่า AOD โดยทั่วไปจะใช้กฎของ Beer (Iqbal 1983)

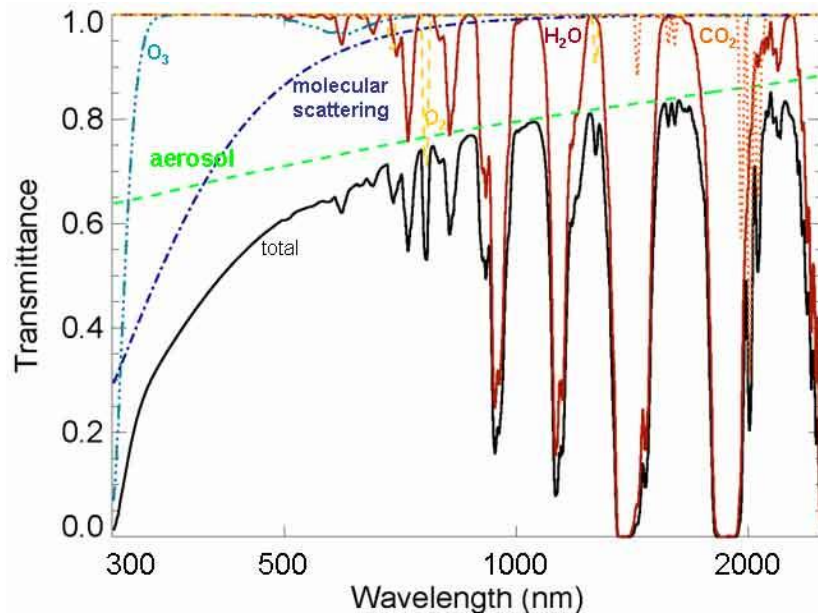


รูปที่ 2.19: การกระจายของรังสีตรง รังสีกระจาย และการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ (Iqbal 1983)

การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เมื่อเคลื่อนที่ผ่านชั้นบรรยากาศแสดงดังรูปที่ 2.19 เขียนตามกฎของ Beer ได้ดังนี้

$$I_{n\lambda} = I_{n\lambda}^0 E_0 \exp(-m\tau) \quad (2.27)$$

เมื่อ	$I_{n\lambda}$	คือ ความเข้มรังสีบนพื้นผิวโลกที่ดวงอาทิตย์ที่ความคลื่นต่างๆ
	$I_{n\lambda}^0$	คือ ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่นอกชั้นบรรยากาศโลก
	E_0	คือ ค่า eccentricity correction factor
	τ	คือ ความลึกเชิงแสงของฟูลนละออง



รูปที่ 2.20: สเปกตรัมที่ส่งผ่านชั้นบรรยากาศเนื่องจากองค์ประกอบต่างๆ ในชั้นบรรยากาศที่ Air mass=1 โอโซน = 0.35cm (NTP) ไอน้ำ=2cm $\alpha = 1.3$ และ $\beta = 0.1$ (LASP 2009)

จากรูปที่ 2.20 พบว่ารังสีอินฟราเรด (700-1000nm) ส่วนใหญ่จะถูกดูดกลืนโดยไอน้ำ บางส่วนจะถูกกระเจิงโดยฝุ่นละอองและโมเลกุลอากาศ (Rayleigh scattering) รังสีในช่วงความยาวคลื่นที่สายตามนุษย์มองเห็น (400-700nm) จะลดลงเนื่องจากการดูดกลืนของโอโซน โมเลกุลอากาศ และฝุ่นละออง โดยส่วนใหญ่ฝุ่นละอองจะเป็นตัวควบคุมการลดลงของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นนี้ ส่วนรังสีอัลตราไวโอเล็ต (280-400nm) ส่วนใหญ่จะถูกดูดกลืนโดยโอโซนในชั้นบรรยากาศ บางส่วนจะถูกดูดกลืนโดยซัลเฟอร์ไดออกไซด์ ไนโตรเจนไดออกไซด์ โมเลกุลอากาศ และถูกกระเจิงโดยฝุ่นละออง ดังนั้นการหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ตสามารถคำนวณจากกฎของ Beer ได้ดังนี้

$$I_{n\lambda} = I_{0n\lambda} E_0 \exp(-m(\tau_a + \tau_o + \tau_r + \tau_{SO_2} + \tau_{NO_2})) \quad (2.28)$$

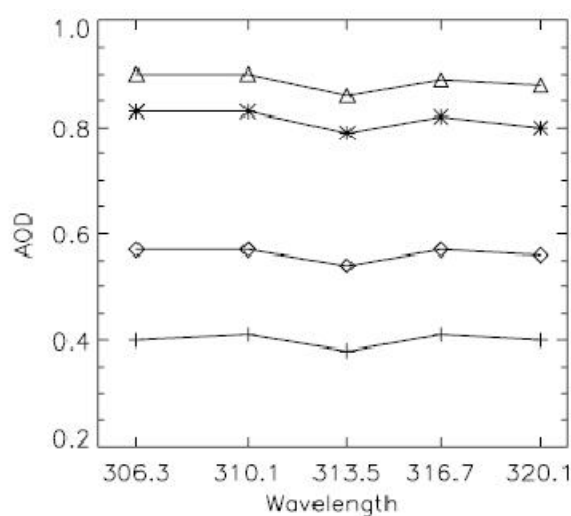
เมื่อ τ คือความลึกเชิงแสงเนื่องจากองค์ประกอบต่างๆ ในชั้นบรรยากาศ โดยที่ a คือฝุ่นละออง O_3 คือโอโซน SO_2 คือซัลเฟอร์ไดออกไซด์ NO_2 คือไนโตรเจนไดออกไซด์ r คือ Rayleigh scattering

ในการคำนวณ AOD โดยส่วนใหญ่ซัลเฟอไรไดออกไซด์และไนโตรเจนไดออกไซด์จะไม่ถูกนำมาคิด เนื่องจากมีค่าน้อยมากเมื่อเทียบกับองค์ประกอบอื่นๆ ในชั้นบรรยากาศ (Arola and Koskela 2004) ถึงอย่างไรก็ตามในการศึกษาครั้งนี้ซัลเฟอไรไดออกไซด์จะถูกนำมาใช้ในการคำนวณด้วยเพื่อให้ AOD ที่ได้มีความถูกต้องและแม่นยำมากยิ่งขึ้น

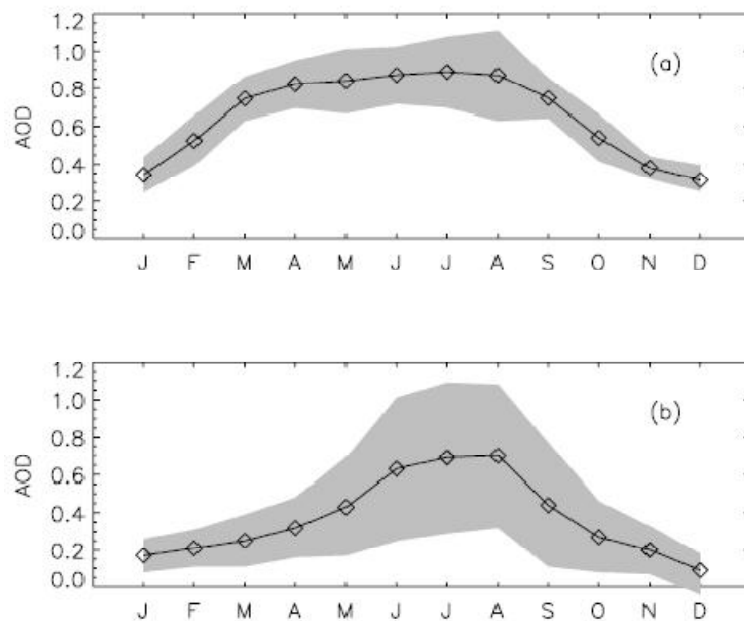
2.5 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับค่า AOD โดยใช้เครื่อง Brewer Spectrophotometer

รายละเอียดของงานวิจัยข้างล่างต่อไปนี้แสดงให้เห็นถึงความสำเร็จของการใช้เครื่อง Brewer ในการคำนวณค่า AOD

จากปี 1984 ถึง 2002 Cheymol และ Backer (2003) ทำการวัดค่ารังสีตรงโดยใช้เครื่อง Brewer ที่เมือง Uccle ประเทศเบลเยียม Langley Plot Method (LPM) เป็นวิธีการที่ใช้สำหรับการคำนวณหาค่า AOD แล้วเปรียบเทียบกับ AOD ที่ได้จากเครื่อง Brewer กับ AOD ที่ได้จาก AERONET พบว่า AOD มีค่าต่ำกว่า 1.0 และแปรตามความยาวคลื่นดังแสดงในรูปที่ 2.21 นอกจากนี้ยังพบว่า AOD จะมีค่าต่ำในช่วงฤดูใบไม้ร่วง ถึงช่วงฤดูหนาว และมีค่าสูงในช่วงฤดูใบไม้ผลิถึงช่วงฤดูร้อน ดังแสดงในรูปที่ 2.22



รูปที่ 2.21: การเปลี่ยนแปลงในรอบปีของค่า AOD ที่ Uccle ในช่วง 1984–2002 ฤดูใบไม้ผลิ (เครื่องหมายดอกจัน) ฤดูร้อน(รูปสามเหลี่ยม) ฤดูใบไม้ร่วง (รูปสี่เหลี่ยมขนมเปียกปูน) และฤดูหนาว (รูปกากบาท) (Cheymol and De Backer 2003)



รูปที่ 2.22: การเปลี่ยนแปลงในรอบปีของค่า AOD a) ในช่วง 1984–2002 ที่เมือง Uccle ที่ความยาวคลื่น 320.1nm และ b) ในช่วง 1993–2001 ที่ GSFC ที่ความยาวคลื่น 340nm (Cheymol and De Backer 2003)

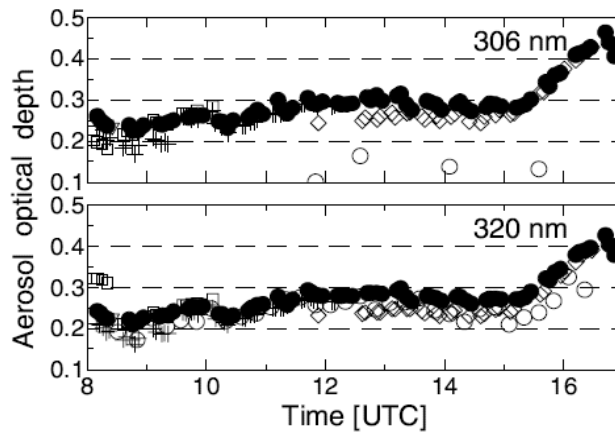
3 ปีต่อมาวิธีการดังกล่าวได้ถูกนำไปใช้ในการหาค่า AOD อีกครั้งหนึ่ง แล้วนำค่า AOD ที่ได้เปรียบเทียบกับค่า AOD ที่ได้จากเครื่อง CSEM SPM2000 sun photometer ผลที่ได้แสดงให้เห็นว่าค่าความแม่นยำของ AOD ที่ได้เครื่อง Brewer ขึ้นอยู่กับ neutral density filter ที่ใช้ ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของ AOD ที่ได้จากทั้งสองเครื่องมีค่าอยู่ระหว่าง 0.87 ถึง 0.98 (Cheymol, De Backer et al. 2006) นอกจากนี้ในงานวิจัยชิ้นนี้ยังมีการเปรียบเทียบค่า AOD ที่ได้จากเครื่อง Brewer กับเครื่อง CSEM SPM2000 sun photometers ที่มีการติดตั้งในสถานที่เดียวกันที่ Uccle ใน Belgium (MKII #016), Toronto ใน Canada (MKII #008), Norrkoping ใน Sweden (MKIII #128) และ El Aeronillo ใน Spain (MKII #150) พบว่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่ามากกว่า 0.82 (Cheymol, Gonzalez Sotelino et al. 2008)

ในปี 1998 Savastiouk และ McElroy (2005) ใช้เครื่อง Brewer#029 เก็บข้อมูลรังสีตรง โอโซน และอัลเฟอรไดออกไซด์ ที่ความยาวคลื่น 306.3, 310.0, 313.5, 316.8 และ 320.0nm จากนั้นใช้กฎของ Beer's law เพื่อคำนวณหาค่า AOD ข้อมูลที่ได้ถูกนำมาเปรียบเทียบกับ AOD ที่ได้จาก the satellite Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrophotometer (EP TOMS) และ Brewer#011 ที่ถูกติดตั้งอยู่ที่ Saskatoon, Canada พบว่าข้อมูลที่ได้มีความสัมพันธ์ไปในทิศทางเดียวกัน

Silva และ Kirchhoff (2004) ได้วัดค่ารังสีตรงโดยใช้เครื่อง Brewer ในปี 2002 แล้วใช้วิธี LPM เพื่อใช้ในการคำนวณค่า AOD ที่ Ozone Lab Facilities ของ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) พบว่าค่า AOD มีค่าเพิ่มขึ้นเมื่อความยาวเพิ่มขึ้น ค่าที่เพิ่มขึ้นถูกสงสัยว่าอาจมาจากผลของ stray light จากการวิเคราะห์พบว่า stray light มีผลต่อ AOD ที่ความยาวมากกว่า 306nm เท่านั้น หลังจากนั้น 1 ปีต่อมา ได้มีการคำนวณหา AOD ภายใต้เงื่อนไขวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆและ zenith angle (SZA) น้อยกว่า 60° ที่ Brazil และ La Paz, Bolivia พบว่า AOD ที่ความยาวคลื่น 310.1nm มีการเปลี่ยนแปลงอยู่ที่ 0.18 ± 0.07 - 2.44 ± 0.16 (Silva and Kirchhoff 2005)

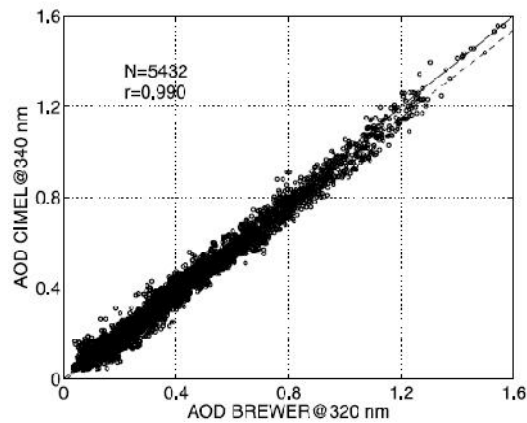
Brewer MKIII 2 เครื่อง และ Bentham DTM 300 ถูกติดตั้งอยู่ที่เมือง Thessaloniki ประเทศกรีซ ข้อมูลที่ได้จากเครื่องมือทั้ง 3 เครื่องถูกนำมาใช้ในการคำนวณหาค่า AOD แล้วนำค่าที่ได้ไปเปรียบเทียบกับ AOD จากเครื่อง multi-filter radiometer การเปรียบเทียบข้อมูล AOD ที่คำนวณได้จากเครื่องมือทั้งสอง พบว่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่า 0.968 AOD ที่ได้มีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 0.48 ± 0.29 และ 0.49 ± 0.33 และพบว่าช่วงฤดูหนาวมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.3 ส่วนในช่วงฤดูร้อนมีค่าเฉลี่ยที่ 0.6 นอกจากนี้ยังพบว่าค่า air mass ที่เหมาะสมสำหรับการคำนวณ AOD อยู่ระหว่าง $17^\circ - 72^\circ$ (Kazadzis, Bais et al. 2005)

Grobner et al. (2001) ใช้ข้อมูลรังสีตรงที่ได้จากเครื่อง Brewers 7 เครื่อง และเครื่อง Li-cor spectrophotometer 1 เครื่อง เพื่อคำนวณหาค่า AOD ที่เมือง El Arenosillo-Huelva ในประเทศสเปน ระหว่างวันที่ 1-10 กันยายน ปี 1999 พบว่า ความแตกต่างของค่า AOD ของเครื่อง Brewer ทั้ง 7 เครื่อง ตลอดช่วงเวลาของการวัดอยู่ที่ 0.03 และยังพบว่าความแตกต่างของค่า AOD ที่ได้จาก Brewer 2 เครื่องใด ๆ มีค่าระหว่าง -0.07 ถึง $+0.02$ ที่ความยาวคลื่น 313.5, 316.7 และ 320.0nm ค่าความแตกต่างมากๆ จะพบที่ความยาวคลื่นต่ำๆ ส่วนผลการเปรียบเทียบค่า AOD ที่ได้จากเครื่อง Li-Cor spectrophotometer ได้ผลที่ใกล้เคียงกันมีความแตกต่างที่ 0.025 ที่ความยาวคลื่น 306.7 และ 320.0nm แสดงไว้ในรูปที่ 2.23



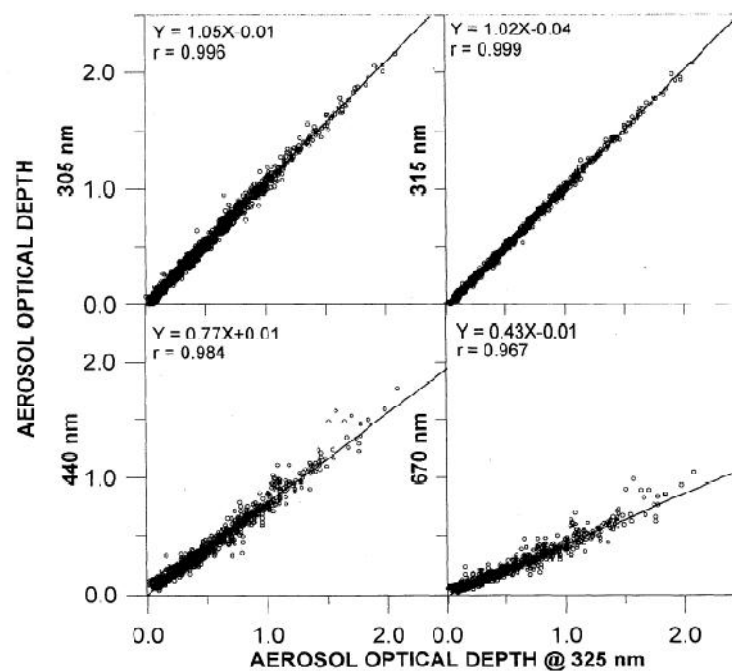
รูปที่ 2.23: การเปลี่ยนแปลงค่า AOD ในช่วงระหว่างวันของจากเครื่อง Brewer #017, #047, #117, #150, #157, (วงกลมเปิด) และ Li-Cor spectrophotometer (วงกลมปิด) ในวันที่ 8 เดือนกันยายน ปี 1999 (Gröbner, Vergaz et al. 2001)

2 ปีต่อมา Grobner และ Meleti (2004) ได้คำนวณหาค่า AOD จากค่ารังสีตรงที่วัดได้จาก Brewer ในช่วงระหว่างปี 1991 ถึง 2002 ที่ประเทศอิตาลี แล้วนำค่าที่ได้เปรียบเทียบกับค่า AOD ที่คำนวณได้จากเครื่อง CIMEL Sun photometer ของ Aerosol Network (AERONET) พบว่าค่า AOD อยู่ในช่วง 0.05-2.0 ที่ความยาวคลื่น 320nm ค่าเฉลี่ยสูงสุดอยู่ที่ 0.6 ซึ่งพบในช่วงฤดูใบไม้ผลิและฤดูร้อน ส่วนค่าเฉลี่ยต่ำสุดอยู่ในช่วงฤดูหนาวอยู่ที่ 0.3 จากการเปรียบเทียบค่า AOD ที่ได้จากเครื่อง CIMEL ที่ความยาวคลื่น 340nm กับเครื่อง Brewer ที่ความยาวคลื่น 320nm พบว่าค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ระหว่างเครื่องมือทั้งสองมีค่า 0.99 ดังแสดงในรูปที่ 2.24 จากการศึกษาแล้วยังพบว่า AOD ในปี 1991 มาจากการระเบิดของภูเขาไฟ Mount Pinatubo หลังจากนั้นค่า AOD ลดลงในช่วงปลายปี 1997



รูปที่ 2.24: AOD เฉลี่ยรายวัน คำนวณได้จากเครื่อง CIMEL และ Brewer ระหว่างปี 2001 ถึงปี 2002 (Gröbner and Meleti 2004)

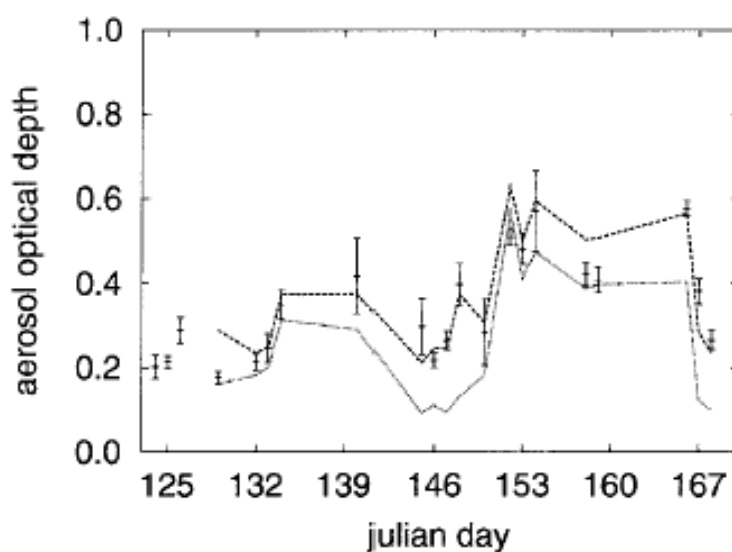
Meleti และ Cappellani (2000) ได้ทำการคำนวณหาค่า AOD โดยใช้เครื่อง Brewer และ CIMEL Sun photometer ที่ติดตั้งอยู่ที่เมือง Ispra ประเทศอิตาลี พบว่าค่า AOD มีค่าใกล้เคียงกันเมื่อใช้วิธีการเหมาะสมในการคำนวณดังแสดงในรูปที่ 2.25



รูปที่ 2.25: AOD ที่ความยาวคลื่น 305nm (บนซ้าย) และ 310nm (บนขวา) ได้จากเครื่อง Brewer และ AOD ที่ความยาวคลื่น 440nm (ล่างซ้าย) และ 670nm (ล่างขวา) ได้จากเครื่อง CIMEL Sun photometer

ทั้งหมดถูกเปรียบเทียบกับค่า AOD ที่ได้จาก Brewer ที่ความยาวคลื่น 325nm (Meleti and Cappellani 2000)

Marenco et al. (2002) ติดตั้งเครื่อง Brewer เพื่อวัดความเข้มรังสีตรงและโอโซนที่เมือง Lampedusa ระหว่างวันที่ 28 มิถุนายน ถึงวันที่ 6 กันยายน 2000 แล้วคำนวณค่า AOD โดยใช้วิธีการของ Langley Plot method ภายใต้เงื่อนไขวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ และค่า air mass น้อยๆ ในการวัดค่ารังสีตรงจะไม่เปลี่ยนค่า neutral-density โดยใช้ neutral-density filter 3 ค่า AOD ที่ได้แสดงในรูปที่ 2.26



รูปที่ 2.26: การเปลี่ยนแปลงค่า AOD ที่ความยาวคลื่น 320.1nm ในฤดูร้อน ปี 2000 (Marenco, Di Sarra et al. 2002)

Carvalho and Henriques (2000) ได้ทำการคำนวณค่า AOD โดยใช้เครื่อง Brewer ที่ติดตั้งอยู่ที่ Lisbon และ Funchal ในปี 1991 พบว่าค่าที่ได้มีค่าใกล้เคียงกันและมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงคล้ายๆ กัน โดยค่า AOD มีค่าสูงสุดในเดือนกันยายนถึงช่วงต้นเดือนตุลาคม ส่วนค่าต่ำสุดพบได้ในช่วงฤดูร้อนซึ่งเป็นผลมาจากการระเบิดของภูเขาไฟ Pinatubo

จากงานวิจัยที่กล่าวมาพบว่าการวัดค่ารังสีตรงที่ได้จากเครื่อง Brewer สามารถนำมาใช้ในการคำนวณค่า AOD ได้ และมีค่าสหสัมพันธ์ค่อนข้างสูงเมื่อเปรียบเทียบกับค่า AOD ที่ได้จากเครื่องมืออื่นๆ จากที่กล่าวไว้ข้างต้นว่าค่า AOD ที่ได้จากการคำนวณสามารถใช้ในหาค่า Angstrom parameters ได้ โดยมีวิธีการคำนวณดังต่อไปนี้

Linear fitting method (LM) เป็นวิธีที่อยู่บนพื้นฐานของการเขียนกราฟเส้นตรงบนเลขฐาน log กับความยาวคลื่นดังสมการที่ 2.29

$$\ln \tau_a(\lambda) = -\alpha \ln \lambda + \ln \beta \quad (2.29)$$

จากสมการพบว่า α หาได้จากค่าความชันของกราฟ ส่วน β สามารถหาได้จากส่วนตัดของสมการ

Direct method (DM) เป็นวิธีการหาค่าได้โดยตรงจาก Angstrom's equation:

$$\alpha = -\frac{d[\ln \tau_a(\lambda)]}{d(\ln \lambda)} + \frac{d(\ln \beta)}{d(\ln \lambda)} \quad (2.30)$$

เป็นที่สังเกตว่าพจน์ที่สองทางด้านขวามือมีค่าเข้าใกล้ศูนย์ ซึ่งจะทำให้พจน์แรกทางด้านขวามือมีค่าเกือบคงที่ ดังนั้นเราสามารถเขียนสมการได้ใหม่เป็น

$$\alpha = -\frac{\lambda}{\tau_a(\lambda)} \left[\frac{d\tau_a(\lambda)}{d\lambda} \right] \quad (2.31)$$

ดังนั้น α สามารถหาได้โดยตรงจากสมการที่ 2.31

Volz Method (VM) สามารถคำนวณหาค่า α และ β ได้ดังสมการข้างล่าง

$$\tau_a(\lambda_i) = \beta \lambda_i^{-\alpha} \quad (2.32)$$

$$\tau_a(\lambda_j) = \beta \lambda_j^{-\alpha} \quad (2.33)$$

$$\alpha(\lambda) = \ln[\tau_a(\lambda_i) / \tau_a(\lambda_j)] / \ln(\lambda_j / \lambda_i) \quad (2.34)$$

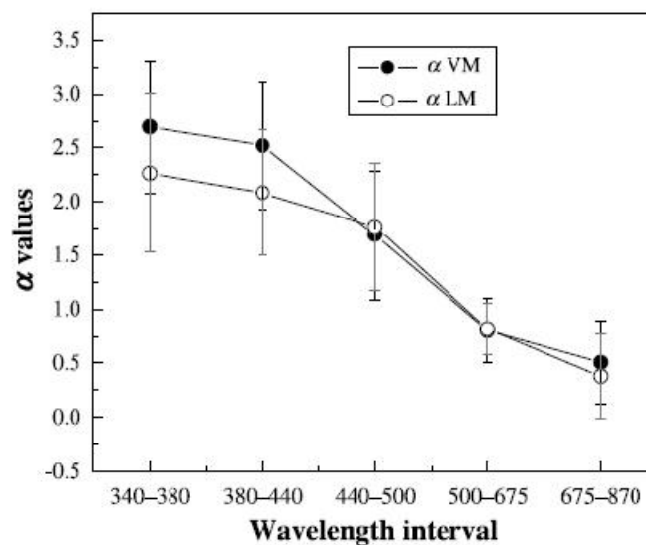
หลังจากได้ค่า β สามารถคำนวณหาค่า α ที่แต่ละความยาวคลื่นได้ดังนี้

$$\beta = \frac{\tau(\lambda_i)}{\lambda_i^{-\alpha}} \quad \text{หรือ} \quad \beta = \frac{\tau(\lambda_j)}{\lambda_j^{-\alpha}} \quad (2.35)$$

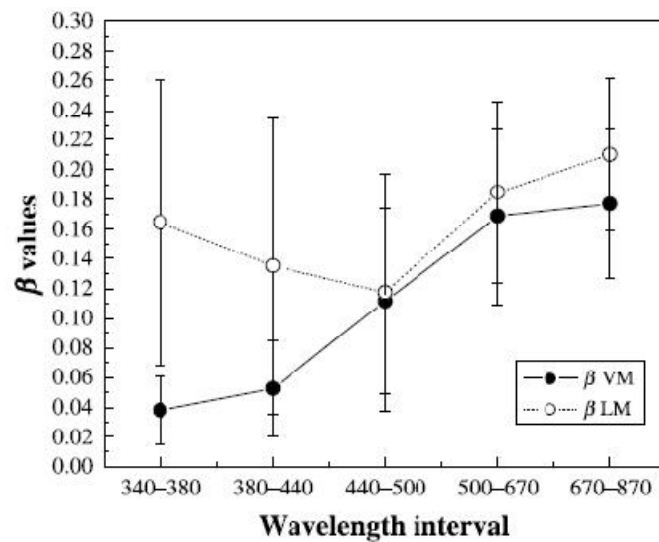
จากสามวิธีข้างบนจะพบว่าวิธีการที่ 3 เป็นวิธีการที่เหมาะสมที่สุดสำหรับการคำนวณหาค่า AOD จากข้อมูลรังสีตรงที่ได้จากเครื่อง Brewer เพราะว่ามีช่วงความยาวคลื่นอยู่ในช่วงที่แคบ ส่วนวิธีการที่ 1 และ 2 เป็นวิธีการที่เหมาะสมกับข้อมูลความเข้มรังสีตรงที่มีช่วงกว้างๆ

2.6 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับ α และ β

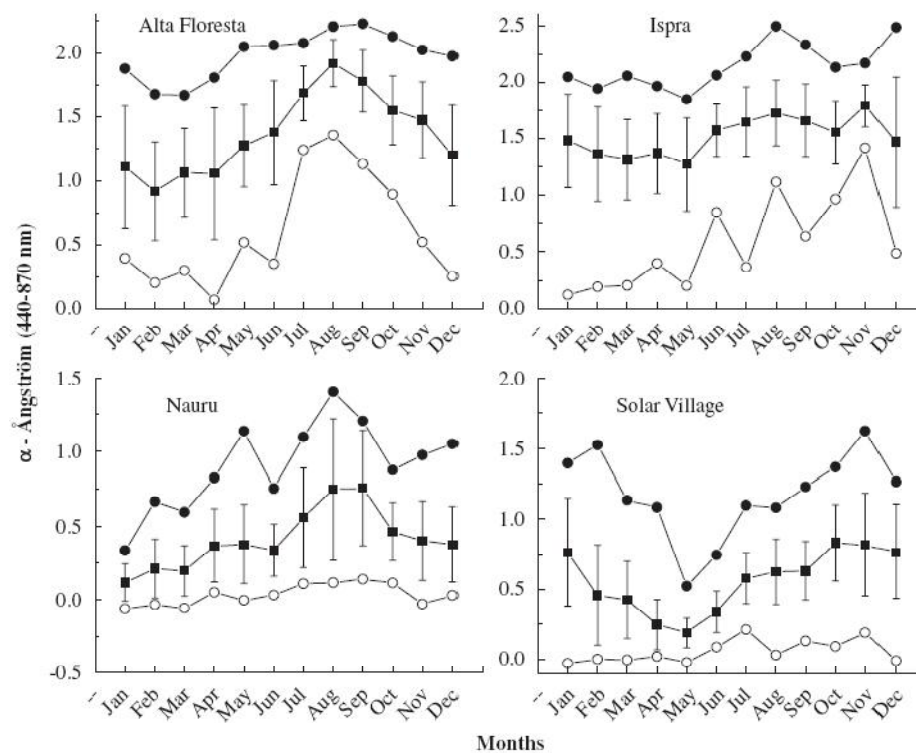
Kaskaoutis and Kambezidis (2008) ใช้วิธีการของ VM Direct (VM) และ Least-square (LM) methods) เพื่อคำนวณหาค่า α และ β โดยใช้เครื่อง spectrometer ในช่วงความยาวคลื่น 300-1000nm ทำการทดลองที่ห้องทดลอง National Observatory เมืองเอเธน ประเทศกรีซ พบว่าวิธีการทั้งสองวิธีให้ค่าที่แตกต่างกันโดยเฉพาะที่ความยาวคลื่นสั้นๆ และที่ค่าความขุ่นมัวมีค่าต่ำๆ นอกจากนี้ยังพบว่า VM มีค่าความถูกต้องต่ำเพราะค่าที่ได้ขึ้นอยู่กับความยาวคลื่นที่เลือกใช้ ส่วน LM เป็นวิธีการที่ดีกว่าเนื่องจากหาค่าที่ได้ไม่ขึ้นอยู่กับความยาวคลื่น ผลที่ได้จากการทดลองพบว่าค่า α และ β ที่ได้มีค่าอยู่ระหว่าง 0.5-2.75 และ 0.04-0.2 ตามลำดับ ดังแสดงในรูปที่ 2.27-2.30



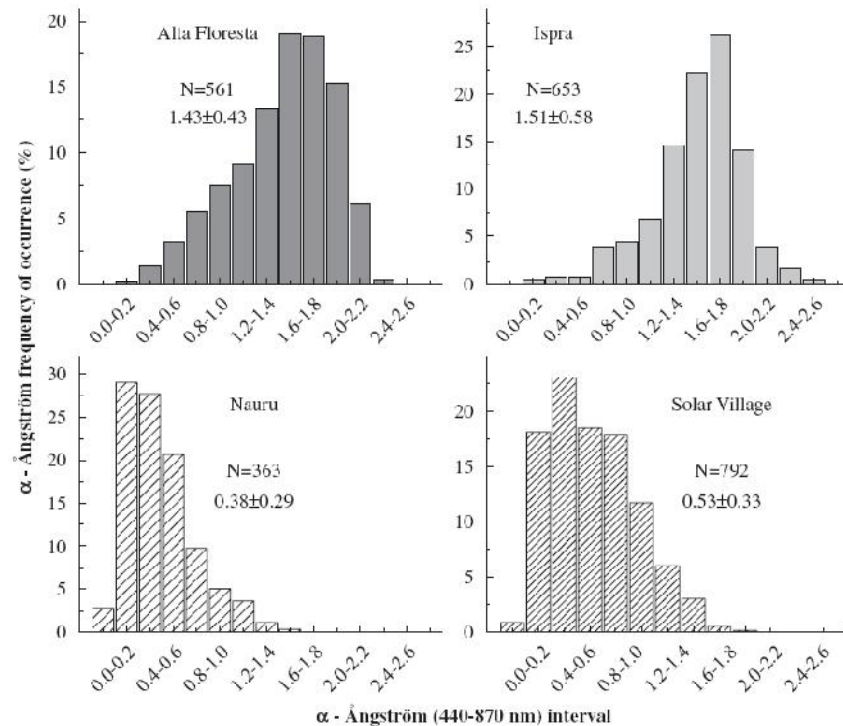
รูปที่ 2.27: ค่า α ที่ได้จากการคำนวณโดยใช้วิธีของ VM และ LM (Kaskaoutis and Kambezidis 2008)



รูปที่ 2.28: ค่า β ที่ได้จากการคำนวณ โดยใช้วิธีของ VM และ LM (Kaskaoutis and Kambezidis 2008)



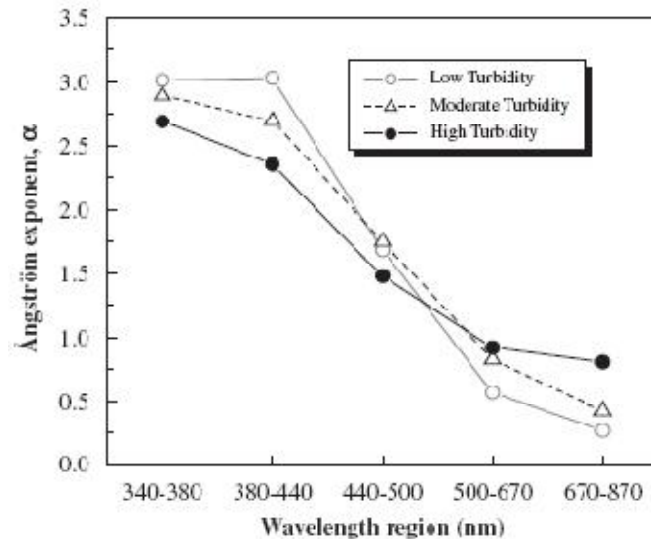
รูปที่ 2.29: การเปลี่ยนแปลงในรอบปีของ $\alpha_{440-870}$ จากปี 2002-2004 ค่าสูงสุด (วงกลมปิด) และค่าต่ำสุด (วงกลมเปิด) (Kambezidis and Kaskaoutis 2008).



รูปที่ 2.30: ความถี่ของ $\alpha_{440-870}$ ในช่วงปี 2002–2004 (Kambezidis and Kaskaoutis 2008)

Kaskaoutis et al. (2007) ได้คำนวณหาค่า AOD ที่ความยาวคลื่น 340, 380, 440, 500, 675 และ 870nm โดยใช้ข้อมูลรังสีตรงที่ได้จากเครื่อง CIMEL sunphotometer ของ AERONET แล้วนำค่า AOD มาคำนวณหาค่า α โดยใช้วิธี LM เพื่อศึกษาฝุ่นละอองที่มาจากแหล่งต่างๆ ได้แก่ การเผาไหม้ของซากพืช แหล่งชุมชน ทะเล และทะเลทราย พบว่าค่า α ขึ้นอยู่กับช่วงของความยาวคลื่นที่ใช้ นอกจากนี้ยังพบว่าค่า AOD สูงๆ พบได้กับความยาวคลื่นสั้นๆ สิ่งที่น่าสนใจที่ได้จากงานวิจัยนี้คือที่ความขุ่นมัวต่ำๆ AOD มีค่าความคลาดเคลื่อนมีค่อนข้างสูง

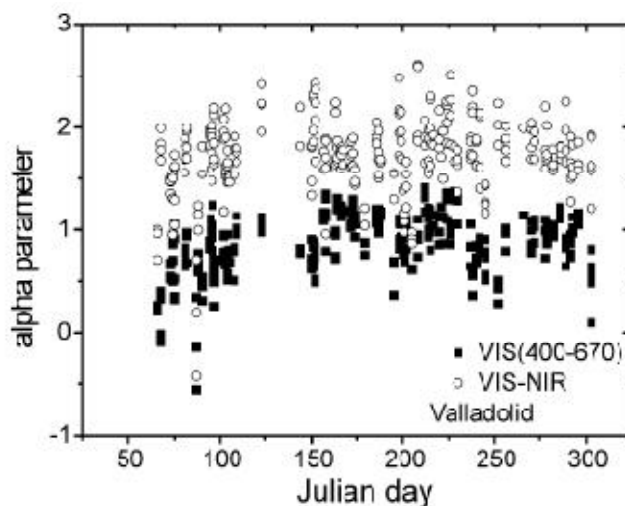
Kaskaoutis et al. (2006) ได้หาคำนวณหาค่า AOD จากข้อมูลรังสีตรงที่วัดได้จากเครื่อง high-spectral resolution ($\approx 0.55nm$) ที่กรุงเอเธน ประเทศกรีซ ระหว่างเดือนพฤษภาคม ปี 1995 หลังจากนั้นใช้วิธี LM และ VM เพื่อหาค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศ ผลการศึกษาพบว่าค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศมีค่าขึ้นอยู่กับคู่ความยาวคลื่นที่นำมาใช้ และพบว่าค่า β สูงสุดคือ 2.83 ± 0.66 ที่ความยาวคลื่น 340-380nm ส่วนค่าต่ำสุดคือ 0.53 ± 0.39 ที่ความยาวคลื่น 670-870nm ดังแสดงในรูปที่ 2.31



รูปที่ 2.31: α และ β ที่ระดับความขุ่นมัวของชั้นบรรยากาศแตกต่างกัน (Kaskaoutis, Kambezidis et al. 2006)

Kambezidis et al. (2001) ได้คำนวณหาค่า AOD ภายใต้เงื่อนไขวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดยใช้ข้อมูลรังสีตรงที่ความยาวคลื่น 320-357nm จากเครื่อง Passive Pyrheliometric Scan เครื่องมือนี้ถูกติดตั้งอยู่ที่หลังคาตึกของภาควิชาวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัย National Technology เมืองเอเธน ประเทศกรีซ α และ β ถูกคำนวณโดยวิธีการของ VM ผลการศึกษาพบว่า ค่า α มีค่าสูงในช่วงฤดูหนาว มีค่าต่ำในช่วงฤดูร้อน ส่วนการเปลี่ยนแปลง β ในรอบวัน พบว่ามีค่าสูงสุดในช่วงตอนเช้าเนื่องมาจากการคมนาคม ส่วนการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล พบว่ามีค่าสูงสุดพบในช่วงฤดูร้อนส่วนค่าต่ำสุดพบในช่วงฤดูหนาว

Cachorro et al. (2001) ได้คำนวณหาค่า AOD โดยใช้ค่าข้อมูลรังสีตรงที่วัดได้จากเครื่อง Li-Cor Li 1800 ในช่วงความยาวคลื่น 300-1100nm ในระหว่างช่วงเดือนมีนาคมถึงเดือนพฤศจิกายน ปี 1995 ที่สองเมืองในสเปนที่มีลักษณะภูมิอากาศที่แตกต่างกันโดยสิ้นเชิง แล้วนำค่า AOD ที่ได้มาคำนวณหาค่า α โดยใช้วิธี VM โดยแบ่งเป็นคู่ๆ ดังนี้ UV-VIS (350-440nm), VIS (400-670nm) และ VIS-NIR (370-870nm)) พบว่าค่า α ที่ได้ขึ้นอยู่กับวิธีการและคู่ของความยาวที่นำมาใช้ในการคำนวณ ซึ่งคู่ของความยาวคลื่นมีผลต่อค่า α อย่างเห็นได้ชัด ดังรูปที่ 2.32 งานวิจัยนี้เสนอแนะว่าควรมีการกำหนดค่ามาตรฐานของคู่ความยาวคลื่นที่นำมาใช้ในการคำนวณหาค่า α



รูปที่ 2.32: α ที่ความยาวคลื่นต่างๆ (Cachorro, Vergaz et al. 2001)

Cuomo et al. (1993) คำนวณหาค่า α และ β โดยใช้เครื่อง optical spectral analyser ที่ความยาวคลื่น 450-700nm ในประเทศสเปน โดยใช้วิธีการของ LM และ VM จากการศึกษาพบว่าค่าความยาวคลื่นที่นำมาใช้ในการคำนวณและระดับความขุ่นมัวของบรรยากาศมีผลต่อค่า α และ β

Cachorro et al. (1987) ได้วัดค่าความเข้มรังสีตรงโดยใช้เครื่อง spectroradiometer ที่ความยาวคลื่น 400-1000nm แล้วใช้วิธีของ Lambert-Beer's law ในการคำนวณหาค่า AOD แล้วนำค่า AOD ที่ได้มา การคำนวณหาค่า α และ β โดยใช้วิธีของ VM, DM และ LM ผลการศึกษาพบว่า วิธีการคำนวณและความละเอียดของเครื่องมือมีผลต่อค่า α และ β

2.7 สถานการณ์ฝุ่นละอองในประเทศไทย

การกระจายของฝุ่นละอองในแนวคอลัมน์จากพื้นผิวโลกไปยังชั้นบนสุดของชั้นบรรยากาศสามารถวัดได้ในเทอมของ AOD มีงานวิจัยจำนวนไม่มากในปัจจุบันที่ศึกษาเกี่ยวกับ AOD ในประเทศไทย โดยเริ่มจาก AOD ที่ได้จากสถานีวัดภาคพื้นดินจาก AERONET มีค่าตรงกับ AOD ที่ได้จากข้อมูลดาวเทียมในเทอมของ root mean squared ที่ 33.8%-53.7% (Jantarach, Masiri et al. 2012) Algorithm ที่ถูกพัฒนาขึ้นโดย Masiri et al. (2011) เพื่อประมาณค่า AOD จากข้อมูลดาวเทียมแล้วนำมาเปรียบเทียบกับข้อมูลที่ได้จาก AERONET พบว่ามีค่าใกล้เคียงกันมาก ส่วนการกระจายตัวของฝุ่นละอองจากชั้น boundary layer ไปถึงประมาณ 4 กิโลเมตรจากพื้นผิวโลกเป็นชั้นที่มีความหนาแน่นมากที่สุด นอกจากนี้ยังพบว่าฝุ่นละอองมีความหนาแน่นมากในช่วงเวลาตอนเช้าเมื่อเทียบกับช่วงเวลาตอนบ่าย (Gautam, Christina Hsu et al. 2012)

ส่วนงานวิจัยของ Jaihom (2010) แสดงให้เห็นว่า AOD ที่ได้จากข้อมูลความเข้มรังสีตรงที่วัดจากเครื่อง MFR 7 ที่สถานีวัดอำเภอศรีสำโรง จังหวัดสุโขทัย มีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล โดยในช่วงฤดูร้อนจะมีค่าสูงและพบค่าสูงสุดอยู่ที่ 0.89 ในเดือนมีนาคม ข้อมูล AOD ที่ได้จาก Sky radiometer ที่มีการตรวจวัดที่สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อำเภอพิมาย จังหวัดนครราชสีมา พบว่าในช่วงฤดูฝน AOD จะมีค่าต่ำและพบค่าต่ำสุดที่ 0.28 ในเดือนมิถุนายน (Sudjai 2009) ส่วน AOD ที่ความยาวคลื่น 500nm วัดภายใต้สภาวะท้องฟ้าปราศจากเมฆ ที่สถานีนครปฐม ปทุมธานี และกรุงเทพมหานครมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ระหว่าง 0.14-2.0 (Janjai, Suntaropas et al. 2009) ส่วนฝุ่นละอองที่พบในอำเภอพิมาย และอำเภออมก๋อย เป็นฝุ่นละอองที่มาจาก การเผาไหม้ของชีวมวล (Eck, Holben et al. 2003) Li et al.,(2012) ได้ทำการทดลองในช่วง BASE-ASIA ที่ อำเภอพิมาย แสดงให้เห็นว่าฝุ่นละอองมาจากชนบท จากการศึกษาแล้วยังพบอีกว่าฝุ่นละอองที่พบมีขนาดเล็กซึ่งมีส่วนประกอบของ carbonaceous และ secondary species ซึ่งมาจากการเผาไหม้ทางการเกษตร

ในปัจจุบันได้มีการเพิ่มความตระหนักเกี่ยวกับปริมาณของฝุ่นละอองที่เพิ่มขึ้นในชั้นบรรยากาศ โดยเฉพาะทางภาคเหนือและภาคใต้ของประเทศ ปริมาณของฝุ่นละอองที่เพิ่มขึ้นก่อให้เกิดปัญหาทางต่างๆ โดยเฉพาะปัญหาทางด้านทัศนวิสัยและสุขภาพ ฝุ่นละอองในเขตภาคเหนือส่วนใหญ่มาจากไฟป่าและการเผา พืช ในปี 2555 8 จังหวัดในภาคเหนือได้แก่ แม่ฮ่องสอน เชียงราย เชียงใหม่ ลำพูน ลำปาง น่าน แพร่ และ พะเยา พบค่าฝุ่นละอองสูงเกินมาตรฐานในช่วงหน้าแล้ง นอกจากไฟป่าและการเผาพืชที่เกิดขึ้นแล้วทางภาคเหนือ ของไทยยังได้รับอิทธิพลจากไฟป่าที่เกิดขึ้นในพม่า ส่วนทางภาคใต้ของประเทศที่จังหวัดนครศรีธรรมราชได้เกิด ไฟไหม้ป่าพรุสงวนเป็นจำนวน 6000 เอเคอร์ ปกคลุม 5 อำเภอ พบว่าปริมาณฝุ่นละอองเกินสูงเกินเกณฑ์ มาตรฐาน จากเหตุการณ์ต่างๆ ที่กล่าวมาข้างต้นปริมาณของฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นทางภาคเหนือและทางภาคใต้ ของประเทศไทยมีปริมาณสูงขึ้นซึ่งส่งผลกระทบต่อคุณภาพชีวิตของประชาชน ดังนั้นรัฐบาลควรมีแนวทาง ป้องกันและหาวิธีการเพื่อรับมือกับฝุ่นละอองที่จะเกิดขึ้น เพื่อลดปัญหาต่างๆ ที่จะเกิดขึ้นต่อไปในอนาคต

บทที่ 3

ระเบียบวิธีวิจัย

3.1 เครื่องมือวัด

ในปัจจุบัน Brewer spectrophotometers และ Dobson spectrophotometers เป็นเครื่องมือที่ใช้การวัดโอโซนอย่างแพร่หลายในหลายๆ ประเทศ หลังจากที่ไม่มีผลิต Dobson spectrophotometers เครื่อง Brewer spectrophotometers จึงเป็นเครื่องมือหลักที่ใช้ในการวัดโอโซนบนสถานีวัดภาคพื้นดินทั่วโลก (Fioletov, Kerr et al. 2002; Gröbner 2003; Silva and Kirchhoff 2005; Savastiouk 2006) Brewer ถูกสร้างขึ้นในปี 1960s แล้วถูกพัฒนาโดย Dave Wardle and Alan Brewer ที่มหาวิทยาลัย Oxford ในปี 1970s ก่อนที่จะนำออกไปสู่เครือข่ายสถานีวัดทั่วโลกในปี 1982 โอโซนที่ได้จาก Brewer spectrophotometers สามารถคำนวณได้จากอัตราส่วนของความเข้มรังสีตรงที่ 5 ความยาวคลื่น 306 310 313 316 และ 320nm โดยทั่วไปเครื่องมือนี้แต่ละเครื่องจะมีความยาวคลื่นต่างกันเล็กน้อยเนื่องจากอุปกรณ์ทางด้านแสงและระบบกลไกภายใน (Johnston, Kerr et al. 2000) นอกจากโอโซนและข้อมูลรังสีตรงที่ได้จากเครื่องมือนี้แล้วยังมีซัลเฟอร์ไดออกไซด์และไนโตรเจนไดออกไซด์ที่สามารถคำนวณได้จากเครื่องมือเช่นกัน ในปัจจุบันซอฟต์แวร์ตัวใหม่ของ Brewer spectrophotometers ที่พัฒนาโดย Vladimir Savastiouk ในปี 2005 สามารถคำนวณหา AOD ได้ด้วย (Savastiouk and McElroy 2005)

ในงานวิจัยนี้ เครื่อง Brewers 2 เครื่อง ใช้สำหรับการวัดความเข้มรังสีตรงเพื่อนำมาใช้ในการคำนวณค่า AOD เครื่องที่หนึ่ง (Brewer #121) ติดตั้งอยู่ที่ตาดฟ้า กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร (13.66 °N, 100.61 °E) ตั้งแต่ปี 1997 ส่วนอีกตัวหนึ่ง (Brewer #120) ติดตั้งที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.2 °N, 100.60 °E) ตั้งแต่ปี 1997 เครื่องมือทั้งสองมีการสอบเทียบทุกๆ 2 ปี กับเครื่อง Brewer#17 เครื่องมือแสดงในรูปที่ 3.1-3.2



รูปที่ 3. 1: เครื่อง Brewer #121 (MKIV) ติดตั้งอยู่ที่ตาดฟ้า กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร ตั้งแต่ปี 1997



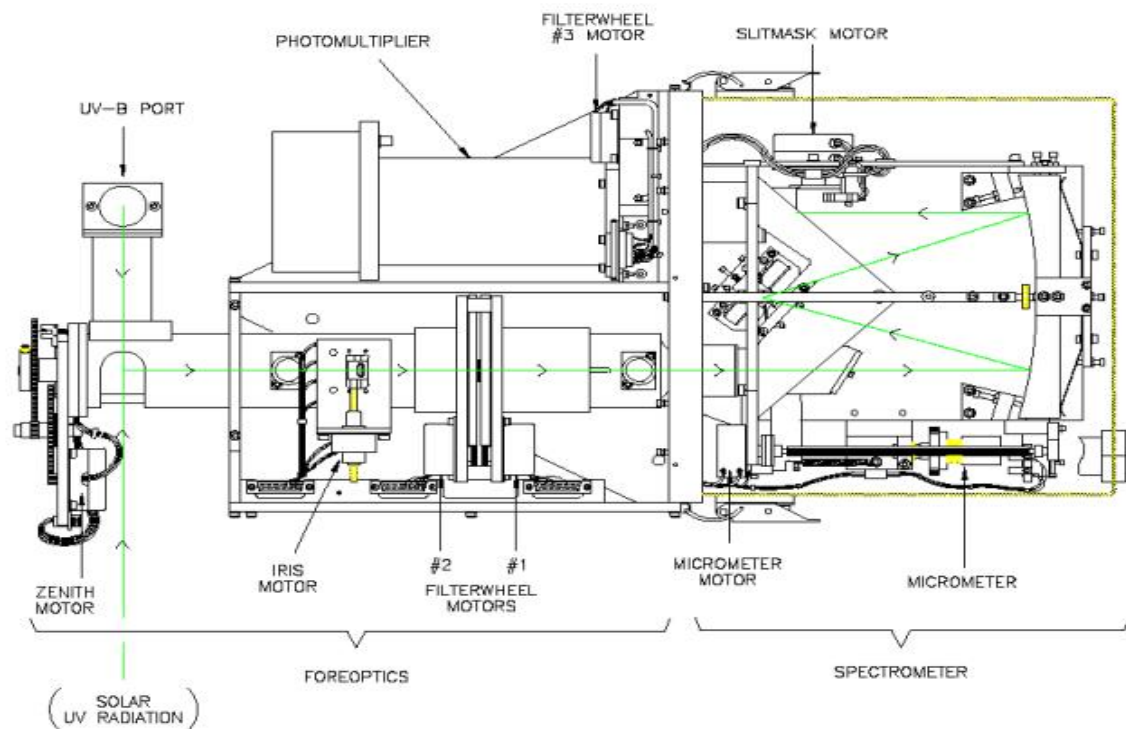
รูปที่ 3.2: เครื่อง Brewer #120 (MKIV) ติดตั้งที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ จังหวัดสงขลา ตั้งแต่ปี 1997

Brewer spectrophotometers มีทั้งหมด 3 รุ่น คือ MKII MKIII และ MKIV รุ่น MKII ถูกสร้างขึ้นในปี 1960s เป็นแบบ single monochromator วัดสเปกตรัมรังสี UV ในช่วงความยาวคลื่น 290-325nm รุ่น MKIII ได้ถูกพัฒนาขึ้นในปี 1992 เป็นแบบ double monochromator วัดสเปกตรัมรังสี UV ในช่วงความยาวคลื่นตั้งแต่ 286.5-363nm และรุ่น MKIV ถูกพัฒนาขึ้นในปี 1970s วัดสเปกตรัมรังสี UV ในช่วงความยาวคลื่นตั้งแต่ 286.5-325nm สิ่งที่แตกต่างกันของเครื่องมือทั้ง 3 รุ่นนี้คืออุปกรณ์ที่อยู่ภายในตัวเครื่อง MKII ประกอบด้วยเกรตติง 1800 lines/mm ในขณะที่ MKIII ประกอบด้วยเกรตติง 3600 lines/mm ซึ่งถูกพัฒนาเพื่อป้องกัน stray-light ส่วน MKIV ประกอบไปด้วยเกรตติง 1200 lines/mm จำนวนของเกรตติงจะเป็นตัวบ่งบอกสเปกตรัมของแสงที่ต้องการวัด เกรตติง 1200 lines/mm มีประสิทธิภาพสูงสำหรับการวัดรังสีในช่วง UV ช่วงที่ตามนุษย์มองเห็นและช่วงอินฟราเรด ในขณะที่ เกรตติง 1800 lines/mm มีประสิทธิภาพสูงในการวัดรังสีในช่วง UV และในช่วงที่ตามนุษย์มองเห็น ส่วน เกรตติง 3600 lines/mm ประสิทธิภาพสูงในการวัดรังสี UV เท่านั้น

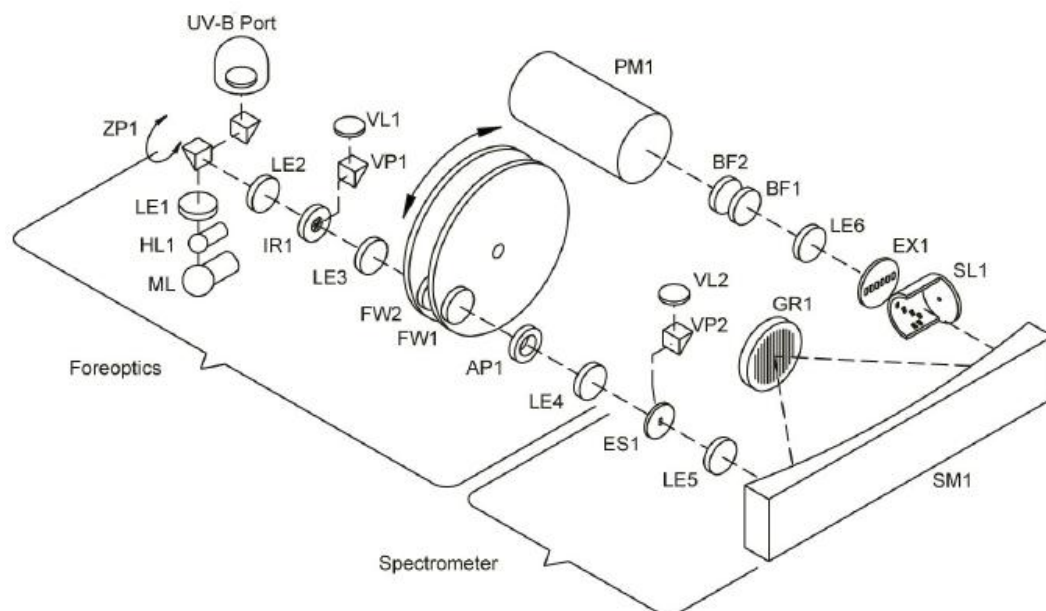
สำหรับการวัดรังสี UV และโอโซน MKIII เป็นรุ่นที่ได้รับการยอมรับว่ามีประสิทธิภาพสูงที่สุด เนื่องจากว่ามีระบบการป้องกัน stray light ตั้งแต่ปี 1998 จนถึงปัจจุบันเครื่องมือนี้มีอยู่มากกว่า 200 เครื่อง ประมาณ 70 ประเทศทั่วโลก โดยส่วนใหญ่ใช้ในการวัดโอโซน ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ และจำนวนหนึ่งที่ใช้ในการวัด AOD

3.1.1 หลักการทำงาน

ฟังก์ชันพื้นฐานของเครื่องมือนี้ถูกสร้างขึ้นมาเพื่อใช้วัดรังสีตรงในช่วง UV เพื่อใช้คำนวณหาโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (Bais 1997) จากการพัฒนาซอฟต์แวร์ของเครื่อง Brewer ในปี 2005 จึงทำให้เครื่องมือนี้สามารถคำนวณ AOD ตามกฎของ Beer ได้ (Cheymol and De Backer 2003; Savastiouk and McElroy 2005) Silva และ Kirchhoff (2004) ได้สนับสนุนว่ารังสีตรงที่วัดได้จากเครื่องมือนี้สามารถคำนวณหาค่า AOD และค่าที่ได้มีค่าเที่ยงตรงสูง ดังนั้นในงานวิจัยนี้จึงได้ใช้เครื่องมือนี้วัดสเปกตรัมรังสีตรงในช่วง UV สำหรับคำนวณหาค่า AOD เพื่อศึกษาคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศของประเทศไทย



รูปที่ 3.3: อุปกรณ์ภายในเครื่อง Brewer Spectrophotometer (KIPP&ZONEN. 2009)



รูปที่ 3.4: อุปกรณ์ทางด้านแสงของเครื่อง Brewer Spectrophotometer (KIPP&ZONEN. 2009).

จากรูปที่ 3.3-3.4 ปริซึมเป็นอุปกรณ์ส่วนแรกของ Brewer ซึ่งถูกบังคับโดยมอเตอร์ การหมุนของปริซึมสามารถเปลี่ยนตำแหน่งมุมซินัสของการสังเกตจากแหล่งกำเนิดแสง ซึ่งได้แก่ ดวงอาทิตย์ zenith sky หรือหลอดไฟภายใน แสงจะเคลื่อนที่ผ่านช่องรับแสง [IR1] ไปยัง Filterwheel (FW #1, FW #2)

FW #1 จะประกอบไปด้วย ช่องรับแสง 2 ช่อง (#3 และ #4) फिल्मโพราไรซ์เซชัน 2 ตัว (#0 และ #5) ground-quartz disk (#1) และ opaque blank (#2) फिल्मโพราไรซ์เซชันตัวที่หนึ่งจะใช้สำหรับการวัด Zenith sky และ Umkehr ในขณะที่ฟิล์มโพราไรซ์เซชันตัวที่สองใช้สำหรับการศึกษาเฉพาะทาง ส่วนช่องรับแสง #3 ใช้สำหรับวัดแหล่งกำเนิดแสงที่มาจากดวงจันทร์และดวงอาทิตย์

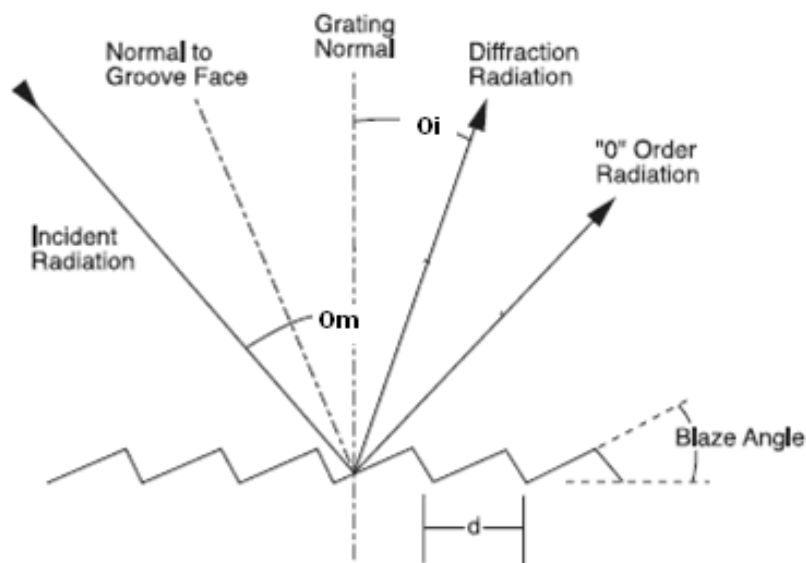
FW #2 ประกอบด้วย ช่องรับแสง 1 ช่อง และ neutral-density 5 ระดับ ได้แก่ ND=0.0, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0 และ 2.5 FW #2 จะทำงานอัตโนมัติตามระดับความเข้มแสงที่ผ่านเข้ามา หลังจากนั้นแสงจะผ่านไปยัง AP1 ซึ่งเป็นช่องรับแสงที่ถูกจำกัดมุมมองของสเปกโตรมิเตอร์ f/6

เลนส์ Plano (LE4) ทำหน้าที่รวมแสงผ่านไปสู่ช่องทางเข้าของสเปกโตรมิเตอร์ แสงที่ผ่านเข้าไปยังช่องรับแสง ES1 จะผ่านไปยังสเปกโตรมิเตอร์โดยผ่านเลนส์ (LE5) ซึ่งจะทำหน้าที่รวมแสงไปตกที่กระจกกโค้ง (SM1) แล้วสะท้อนไปยังเกรตติงซึ่งทำหน้าที่กระจายแสง การหมุนของเกรตติงถูกควบคุมโดย micrometer การหมุนของ micrometer 0.03mm จะเปลี่ยนความยาวคลื่น 0.1nm แสงเกิดการสะท้อนอีกครั้งหนึ่งที่กระจกกซึ่งทำหน้าที่โฟกัสแสงไปยังช่องทางออก slotted mark (SL1) SL1 มีอยู่ 8 ตำแหน่ง โดยที่ 2 ตำแหน่งจะปิดไว้สำหรับการคำนวณค่า dead-time ส่วนที่เหลือจะยอมให้แสงผ่านไปยัง focal-length quartz Fabry lens (LE6) ซึ่งทำหน้าที่รวมแสงไปตกที่หลอดแคโทด EMI 9789QB05 PMT [PM1]

3.1.2 ทบทวนฟิสิกส์ของ Brewer Spectrophotometer

3.1.2.1 การเลี้ยวเบนของเกรตติง (Diffraction Grating)

เกรตติงเป็นอุปกรณ์สำคัญของ Brewer เพราะทำหน้าที่กระจายแสงไปสู่สเปกตรัม การกระจายแสงของเกรตติงขึ้นอยู่กับความกว้างของช่องและความยาวคลื่นของแสงที่ตกกระทบดังรูปที่ 3.5



รูปที่ 3.5: การเลี้ยวเบนของเกรตติง

ความสัมพันธ์ของเกรตติงและมุมของแสงที่ตกกระทบสามารถอธิบายได้ดังนี้

$$d(\sin \theta_m + \sin \theta_i) = n\lambda \quad (3.1)$$

เมื่อ	n	คือ ลำดับ
	λ	คือ ความยาวคลื่น
	d	คือ ระยะห่างระหว่างช่องหรือเรียกค่าคงที่ของเกรตติง ซึ่งมีค่าเท่ากับ $1 / N$
		เมื่อ N คือ จำนวนเส้นต่อหน่วยความ
	θ_m	คือ มุมตกกระทบจากแนวเส้นปกติ
	θ_i	คือ มุมสะท้อนจากแนวเส้นปกติ

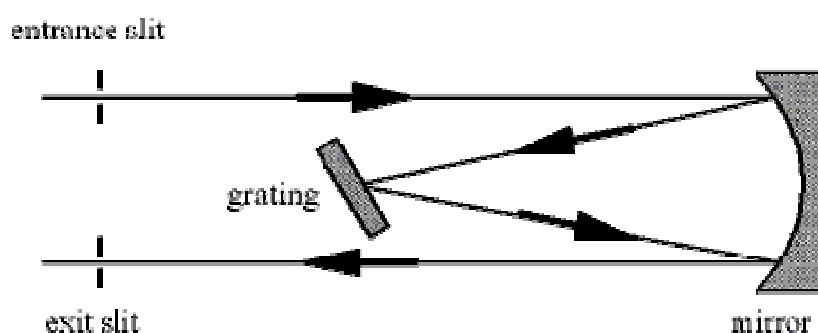
เกรตติง 3600lines/mm ใน double-monochromator MKIII จะใช้ความยาวคลื่นลำดับที่หนึ่งในขณะที่เกรตติง 1800 lines/mm ใน single-monochromator MKII จะใช้ความยาวคลื่นลำดับที่สอง ส่วนเกรตติง 1200 lines/mm ใน single-monochromator MKIV ใช้ความยาวคลื่นลำดับที่สามในช่วง UV สำหรับคำนวณค่าไอโซน ใช้ความยาวคลื่นลำดับที่สองในช่วงที่ตาเรามองเห็นสำหรับคำนวณค่าไนโตรเจนไดออกไซด์

3.1.2.2 Monochromator

Monochromator เป็นอุปกรณ์ทางแสงที่ใช้ในการผลิตเส้นสเปกตรัมเดี่ยวหรือรังสีที่อยู่ในช่วงแคบจากแหล่งกำเนิดแสงที่มีความยาวคลื่นกว้างๆ ถูกสร้างขึ้นโดย Bernard Lyot ในปี 1927 (Ralph 1947) Monochromator มีอยู่ 2 แบบ คือ Single Monochromator และ Double Monochromator

3.1.2.2.1 Single Monochromator

Ebert-Fastie monochromator เป็น single monochromator อย่างง่าย แสดงดังรูป 3.6 แหล่งกำเนิดแสงผ่านไปยังช่องรับแสงหลังจากนั้นกระจกเว้าทำหน้าที่รวมแสง แล้วผ่านไปยังเกรตติงซึ่งทำหน้าที่แยกแสงออกเป็นสเปกตรัม หลังจากนั้นแสงจะถูกโฟกัสไปยังกระจกเว้าอีกครั้งหนึ่งเพื่อส่งผ่านไปยังช่องทางออก โดยแสงแต่ละความยาวคลื่นจะถูกโฟกัสไปยังแต่ละตำแหน่งที่แตกต่างกัน

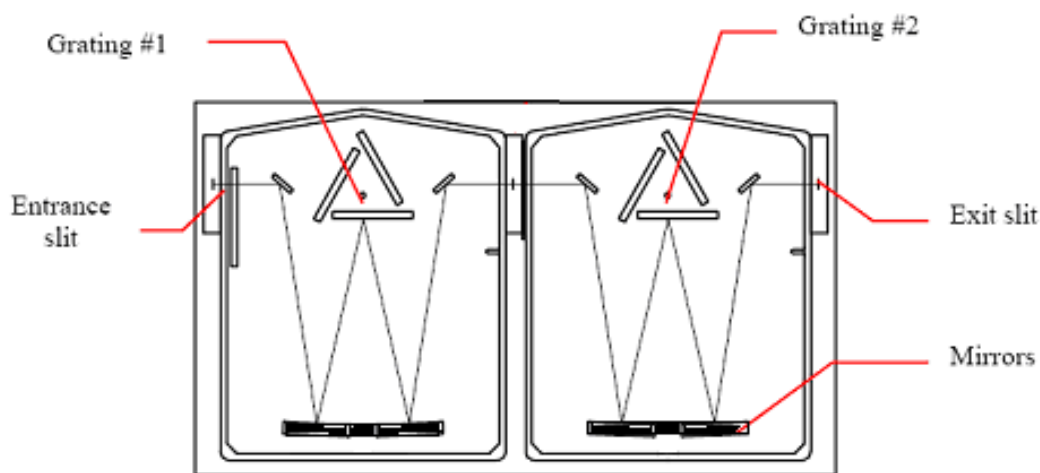


รูปที่ 3.6: แผนภาพของ Ebert-Fastie Monochromator

Single monochromator มีในเครื่อง Brewers MKII และ MKIV ซึ่งใช้กันอย่างแพร่หลายสำหรับการวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในช่วง UV

3.1.2.2.2 Double Monochromators

Monochromator 2 ตัว ประกอบกันเป็นชุด ซึ่งทั้งสอง monochromator จะทำงานไปในทิศทางเดียวกันที่มีความยาวคลื่นเดียวกัน ดังรูปที่ 3.7 Double monochromator ถูกพัฒนาขึ้นเพื่อลดค่า stray light ในการวัดรังสี UV

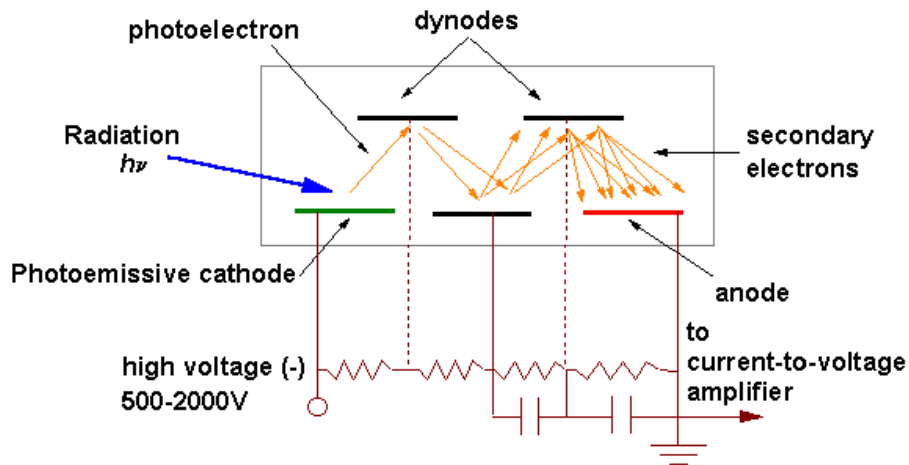


รูปที่ 3. 7: แผนภาพของ Ebert-Fastie double-monochromator

จากการศึกษา พบว่าเมื่อแยกแสงและเพิ่มฉากรั้วระหว่างเกรตติงใน Brewer MKIII ทำให้สามารถลด stray light ได้ดีขึ้น (Bais, Zerefos et al. 1996; Wardle, McElroy et al. 1998) การลดลงของ stray light เป็นสิ่งสำคัญในการลดความคลาดเคลื่อนการคำนวณโอโซน

3.1.3 Photomultiplier Tube (PMT)

PMT คือเครื่องตรวจจับโฟตอนในช่วงรังสี UV ช่วงตามนุษย์มองเห็นและช่วงรังสีอินฟราเรดแล้วแปลงเป็นสัญญาณไฟฟ้า ในช่วงที่ PMT ประกอบไปด้วย photocathode, dynodes และ anode housed บรรจุอยู่ในหลอดแก้ว ดังรูปที่ 3.8 เมื่อโฟตอนที่มีพลังงานสูงมากพอไปตกกระทบบน photocathode ก็จะทำให้ปลดปล่อยอิเล็กตรอนออกมาเนื่องจากผลของปรากฏการณ์โฟโตอิเล็กตรอน ผลที่ได้จากปรากฏการณ์นี้คืออิเล็กตรอนจะถูกปลดปล่อยออกมาเมื่อมันได้รับพลังงานมากพอจากโฟตอนที่ตกกระทบบ ความต่างศักย์ที่ต่างกันระหว่างแผ่นแคโทดและแอโนดจะทำให้เกิดกระแสไฟฟ้าขึ้นจากอิเล็กตรอนที่ถูกปลดปล่อยออกมา อิเล็กตรอนที่มีความเร่งจะเคลื่อนที่ไปที่ผิวของ dynode เพื่อผลิตอิเล็กตรอนอีกหลายๆ ตัว กระบวนการนี้จะเกิดขึ้นซ้ำๆ ของแต่ละ dynodes แต่ละโฟตอนที่ตกกระทบบนสามารถผลิตอิเล็กตรอนได้ประมาณ 10^5 - 10^7 อิเล็กตรอน การขยายสัญญาณจะขึ้นอยู่กับจำนวนของ dynodes และความต่างศักย์ ไฟฟ้าที่ผลิตได้จะถูกสะสมที่แอโนด ข้อเสียของ PMT คือมีขนาดใหญ่ ไวต่ออุณหภูมิ และต้องใช้แรงดันไฟฟ้าที่มีเสถียรภาพสูง



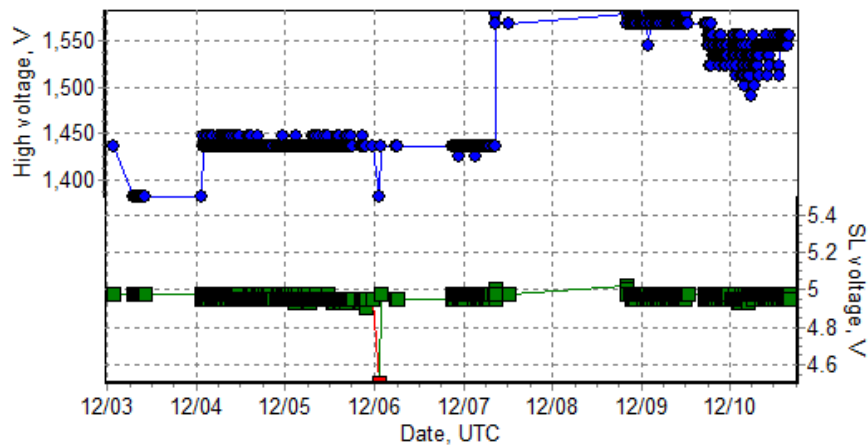
รูปที่ 3.8: แผนภาพของหลอด Photomultiplier

3.2 การควบคุมคุณภาพข้อมูล (Quality Control)

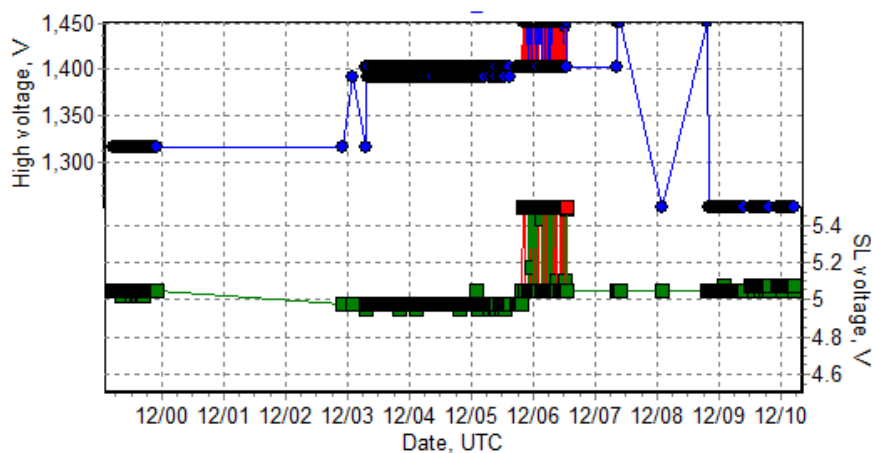
Brewers #120 และ #121 ที่ใช้ในงานวิจัยนี้มีการสอบเทียบกับเครื่องมือมาตรฐานทุกๆ 2 ปี นอกจากนี้ยังมีการตรวจสอบคุณภาพและควบคุมคุณภาพของข้อมูล โดยคำสั่งต่างๆ ดังนี้ high-voltage test, standard lamp intensity test, shutter-motor timing test, run/stop ratios, photomultiplier, dead times, R ratios, Sun scan และ Dispersion

3.2.1 การทดสอบแรงดันสูง (High Voltage Test, HV)

HV เป็นคำสั่งที่ใช้ในการทดสอบค่าความเหมาะสมของแรงดันไฟฟ้าที่ใช้สำหรับ PMT แต่ละ PMT จะมีช่วงของความดันที่เหมาะสมในการใช้งานแตกต่างกัน แรงดันที่ใช้ในการทดสอบจะอยู่ในช่วง 850-1550V ในการทดสอบจะทำการเพิ่มแรงดันขึ้นทีละ 50V (Savastiouk and McElroy 2005) การทดสอบนี้จะทำที่โรงงานในขั้นตอนสุดท้ายของการผลิต ถึงอย่างไรก็ตามการทดสอบนี้สามารถใช้ในการทดสอบภาคสนามได้ในกรณีที่สงสัยว่าเครื่องทำงานไม่ปกติ (Kimlin, Slusser et al. 2005)



รูปที่ 3.9: ผลการทดสอบแรงดันของ PMT ของเครื่อง Brewer #120 ที่ติดตั้งที่สงขลา



รูปที่ 3.10: ผลการทดสอบแรงดันของ PMT ของเครื่อง Brewer #121 ที่ติดตั้งที่กรุงเทพมหานคร

จากรูปที่ 3.9-3.10 เส้นที่สีน้ำเงินคือการ repeated overlay เส้นสีดำคือตัวชี้ค่าความเข้มของค่าที่อ่านได้ จากรูปพบว่าค่าแรงดัน PMT ของ Brewer#121 จากปี 2000-2002 มีค่าคงที่ หลังจากนั้นในปี 2003 ค่าเพิ่มขึ้นจาก 1315V ไปเป็น 1400V เนื่องจากการสอบเทียบแล้วปรับค่าใหม่ หลังจากนั้นค่าคงที่ที่ประมาณ 1400V ไปจนถึงปี 2007 ในปี 2009 มีการสอบเทียบอีกครั้งหนึ่งจึงทำให้ค่าแรงดันลดลงมาอยู่ที่ประมาณ 1235V

ส่วน Brewer#120 ในปี 2004 มีค่าคงที่ที่ประมาณ 1375V แล้วหลังจากนั้นค่าเพิ่มขึ้นในปี 2005 ที่ประมาณ 1450V แล้วคงที่จนไปถึงปี 2007 แล้วค่าเพิ่มขึ้นอีกครั้งที่ประมาณ 1575V ในปี 2008-2009 ส่วนในปี 2010-2011 ค่าค่อนข้างกระจายอยู่ระหว่าง 1500-1550V

3.2.2 การทดสอบความเข้มของหัววัดมาตรฐาน (Standard Lamp Intensity Test, SL)

การทดสอบนี้มีความสำคัญและมีประโยชน์สำหรับบ่งบอกความแปรปรวนในการตอบสนองของเครื่องวัดหลอดฮาโลเจน 20W ถูกใช้เป็นหลอดมาตรฐานสำหรับทดสอบ หลอดนี้วางอยู่ที่ตำแหน่งหน้าเลนส์ ใส่ของหลอดไฟจะอยู่ที่จุดโฟกัสของเลนส์เพื่อให้แสงจากโคมไฟผ่านไปตามแนวระดับ การทดสอบนี้จะทำการวัด 2-3 นาที ก่อนและหลังสิ้นสุดการเก็บข้อมูลในแต่ละวัน การทดสอบ SL ในแต่ละวันจะบันทึกลงในไฟล์ SLOAVG ในการทดสอบนี้จะใช้คำสั่ง Hg และ Hp

Hg คือคำสั่งเพื่อสำหรับปรับเกรตติงของสเปกโตรัมโปรทที่มีความยาวคลื่น 302.15nm เพื่อให้สเปกตรัมของแสงที่วัดได้ที่ 5 ความยาวคลื่นผ่านออกไปในช่องทางออกที่เหมาะสม

Hp คือคำสั่งเพื่อยืนยันว่า 2 micrometers ยังคงทำงานที่ความยาวคลื่นเดียวกัน ใช้ใน MKIII

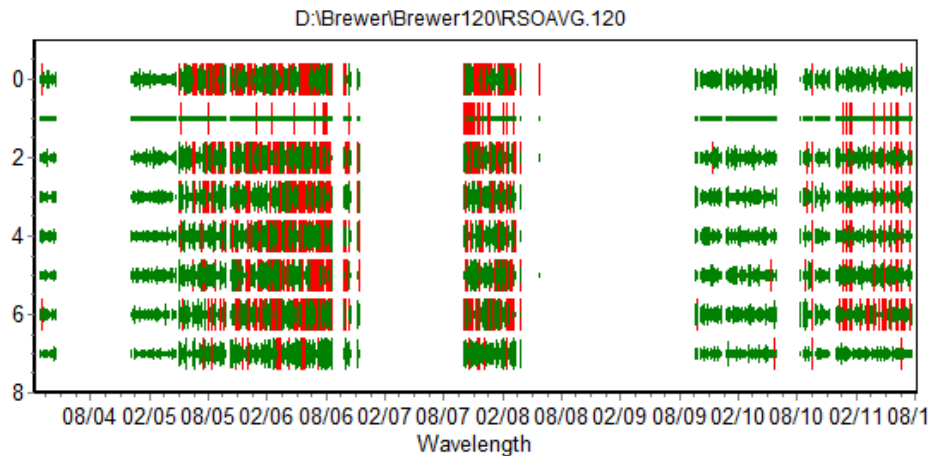
จากรูป 3.10 เส้นที่สีเขียวคือการ repeated overlay เส้นสีดำคือตัวบ่งชี้ค่าความเข้มของค่าที่อ่านได้ ผลจากการทดสอบ พบว่า standard lamp intensity ของทั้งสองเครื่องค่อนข้างคงที่ ยกเว้น ปี 2006-2007 ของเครื่องที่กรุงเทพมหานครมีค่าเพิ่มขึ้น

3.2.3 การทดสอบ Shutter-Motor Timing Test (SH)

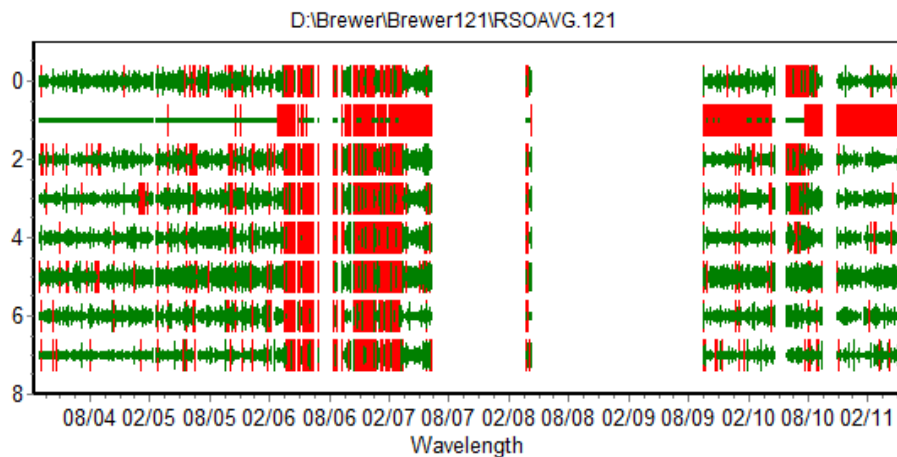
การทดสอบ SH เป็นการทดสอบเพื่อหาความเหมาะสมของเวลาที่ใช้ในการควบคุม slit-mask motor shutter ซึ่งมีทั้งหมด 8 ตำแหน่ง โดย 5 ตำแหน่ง ใช้สำหรับความยาวคลื่น 306.3, 310.1, 313.5, 316.8 และ 320.1nm 1 ตำแหน่งสำหรับสเปกตรัมของโปรท และ 1 ตำแหน่งสำหรับ dark counts การทดสอบนี้โดยปกติจะทำในโรงงาน ถึงอย่างไรก็ตามควรจะมีการทดสอบปีละครั้ง ผลของการทดสอบนี้จะถูกบันทึกไว้ในไฟล์ ICF ค่า slit mark motor delay ที่อ่านได้จากเครื่อง #121 มีค่าเท่ากับ 92 ส่วน Brewer #120 มีค่าเท่ากับ 90

3.2.4 การทดสอบ Run/Stop Ratios Test (RS)

การทดสอบ RS เป็นการทดสอบตำแหน่งของชัตเตอร์และการวางตัวของกระจกใน spectrometer โดยทำการทดสอบขณะที่ชัตเตอร์หยุดนิ่งและเคลื่อนที่ การทดสอบนี้ใช้เวลาประมาณ 10 นาที ซึ่งรวม 5 นาทีที่ใช้ในการทดสอบหัววัดมาตรฐานด้วย การทดสอบจะถูกต้องเมื่ออัตราส่วนของ RUN/STOP ของ 5 ความยาวคลื่นจะต้องอยู่ในช่วง 0.997-1.003 และอัตราส่วนของ RUN/STOP ของ dark count จะต้องอยู่ในช่วง 0.20 - 0.50 จากรูป 3.11-3.12 แสดงการทดสอบอัตราส่วนของ Run/Stop ที่ 5 ความยาวคลื่น จากรูปพบว่าเครื่อง Brewer ทั้งสองเครื่องมีค่าอัตราส่วนของ Run/Stop อยู่ในช่วงที่ตรงตามมาตรฐานที่กำหนดไว้แสดงด้วยสีเขียว ส่วนสีแดงแสดงช่วงที่เกินค่ามาตรฐานที่กำหนดไว้



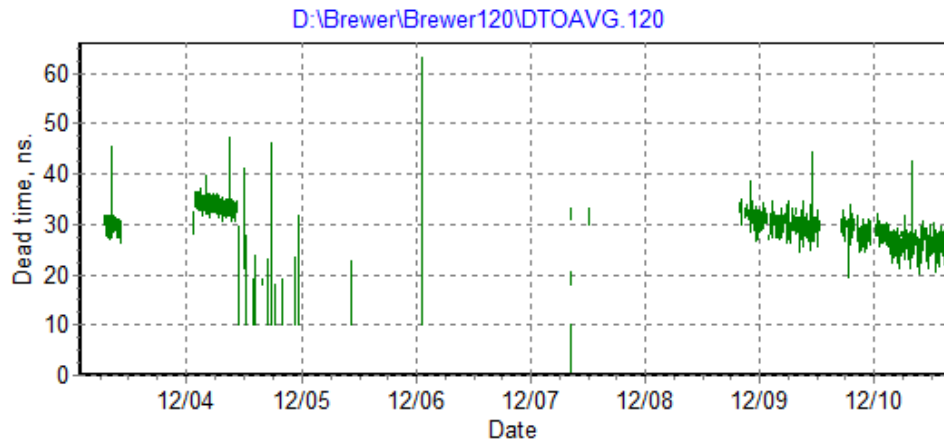
รูปที่ 3.11: ผลการทดสอบ Run/Stop ที่ 6 ความยาวคลื่น และ dark count สำหรับเครื่อง Brewer #120 ที่ติดตั้งที่สงขลา เส้นบนสุดถึงล่างสุดสำหรับที่ความยาวคลื่น 302.1nm, dark count, 306.3nm, 310.3nm, 313.5nm, 316.8nm, และ 320.0nm



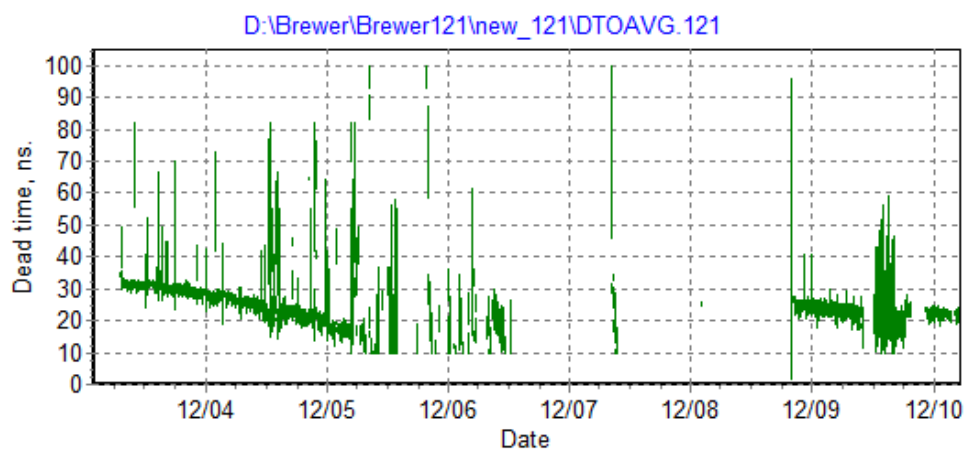
รูปที่ 3.12: ผลการทดสอบ Run/Stop ที่ 6 ความยาวคลื่น และ dark count สำหรับเครื่อง Brewer #121 ที่ติดตั้งที่กรุงเทพ เส้นบนสุดถึงล่างสุดสำหรับที่ความยาวคลื่น 302.1nm, dark count, 306.3nm, 310.3nm, 313.5nm, 316.8nm, และ 320.0nm

3.2.5 การทดสอบ Photomultiplier Dead Times Test (DT)

การทดสอบ DT เพื่อวัดช่วงเวลาดำสุดระหว่างโปรตอน 2 ตัว ในหลอด photomultiplier ใช้เวลาประมาณ 15 นาที ซึ่งรวมเวลาที่ใช้ในการปรับอุณหภูมิของหลอดให้ถึงอุณหภูมิที่เหมาะสม โดยปกติค่า DT ที่เหมาะสมของ Brewer จะอยู่ระหว่าง 30-40ns ผลของการทดสอบ DT ของเครื่อง Brewer #120 และ Brewer #121 แสดงดังรูปที่ 3.13-3.14



รูปที่ 3.13: ผลการทดสอบค่า DT ของเครื่อง Brewer #120 ที่ติดตั้งที่สงขลา

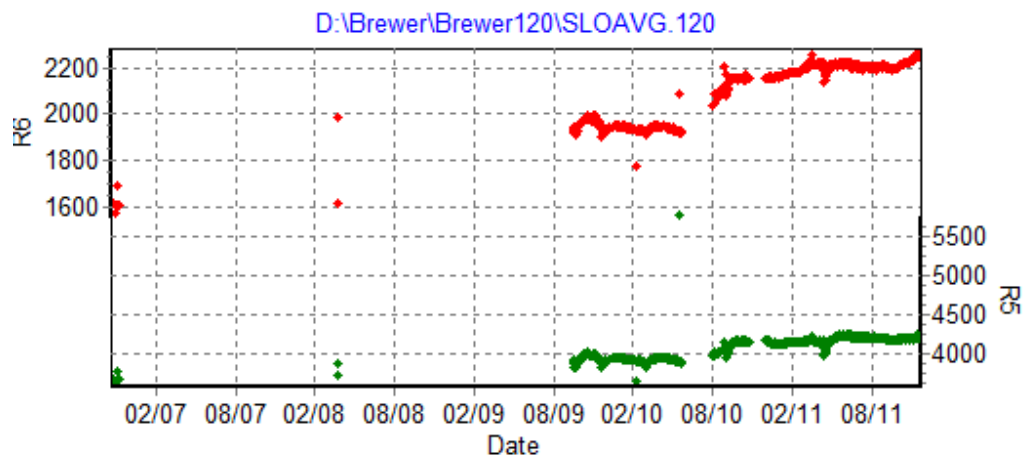


รูปที่ 3.14: ผลการทดสอบค่า DT ของเครื่อง Brewer #121 ที่ติดตั้งที่กรุงเทพมหานคร

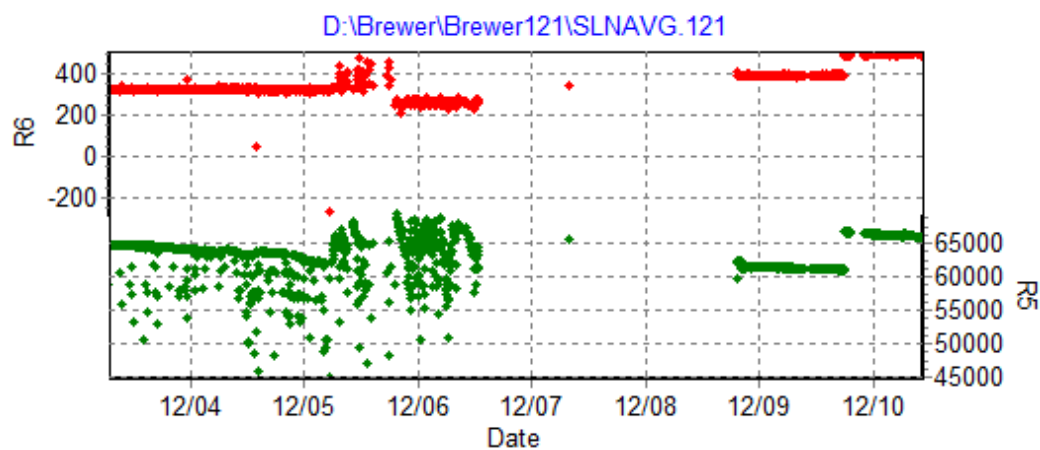
จากรูปที่ 3.12-3.14 พบว่าค่า DT ได้จากเครื่องมือ #120 มีค่าตรงตามช่วงที่กำหนดไว้ ส่วน Brewer #121 มีค่าเกินกำหนดไว้ในบางช่วง ซึ่งมีสาเหตุของการเปลี่ยนแปลงมาจากการเปลี่ยนค่า PMT high-voltage และ optical misalignment (Kimlin, Slusser et al. 2005)

3.2.6 การทดสอบ R Ratios Test

ในการคำนวณค่าโอโซนจากความเข้มแสงที่ 5 ความยาวคลื่น จะใช้อัตราส่วนของความเข้มแสง ถึงแม้ว่าค่าการตอบสนองของหัววัดจะลดลงแต่อัตราส่วนของความเข้มแสงจะยังคงที่ ดังนั้นการลดลงของการตอบสนองของหัววัดจึงไม่ผลต่อการคำนวณค่าโอโซน หลอดไฟขนาด 20W ถูกใช้เป็นแหล่งกำเนิดแสงในการทดสอบ ผลของการเปลี่ยนแปลงของ R5 และ R6 แสดงไว้ในรูปที่ 3.15-3.16



รูปที่ 3.15: ผลของการทดสอบ R6 และ R5 ของเครื่อง Brewer #120 ที่ติดตั้งที่สงขลา

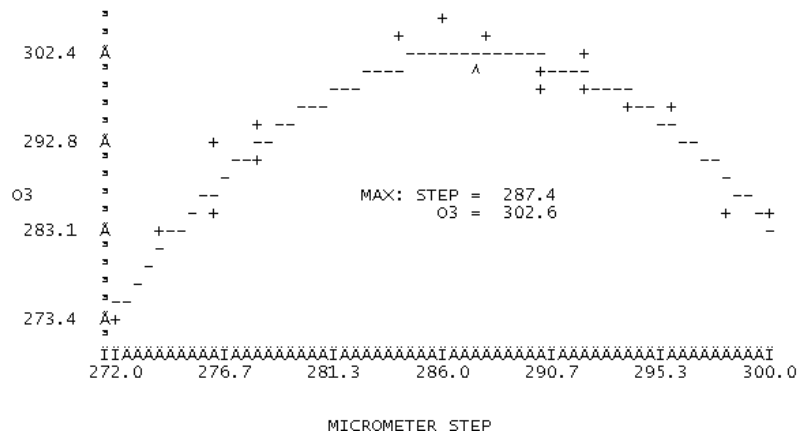


รูปที่ 3.16: ผลของการทดสอบ R6 และ R5 ของเครื่อง Brewer #121 ที่ติดตั้งที่กรุงเทพมหานคร

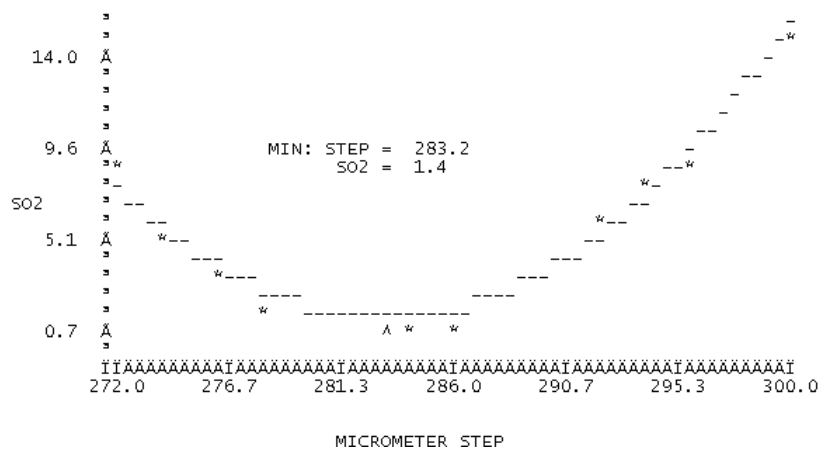
จากรูป 3.15-3.16 แสดงผลการทดสอบค่า R5 และ R6 ของเครื่อง Brewer #121 และ Brewer #120 พบว่า Brewer #120 ค่า R6 และ R5 มีค่าคงที่ในปี 2009 จนถึงปลายปี 2010 หลังจากนั้นค่าเพิ่มขึ้นเนื่องจากการจัดตำแหน่งของกระจกสเปกโตรมิเตอร์ ส่วน Brewer #121 ค่า R6 และ R5 ค่อนข้างคงที่ตั้งแต่ปี 2004 ถึงปลายปี 2006 และลดต่ำลงในปี 2007 เนื่องจากการปรับค่า step number หลังจากมีการสอบเทียบ จากนั้นในปี 2009 กลับมาคงที่อีกครั้ง และเพิ่มขึ้นอีกในปลายปี 2010 เนื่องจากการสอบเทียบ ถึงแม้ว่า R5 จะมีการกระจายบ้างในช่วงปี 2004-2006

3.2.7 การทดสอบ Sun Scan Test (SC)

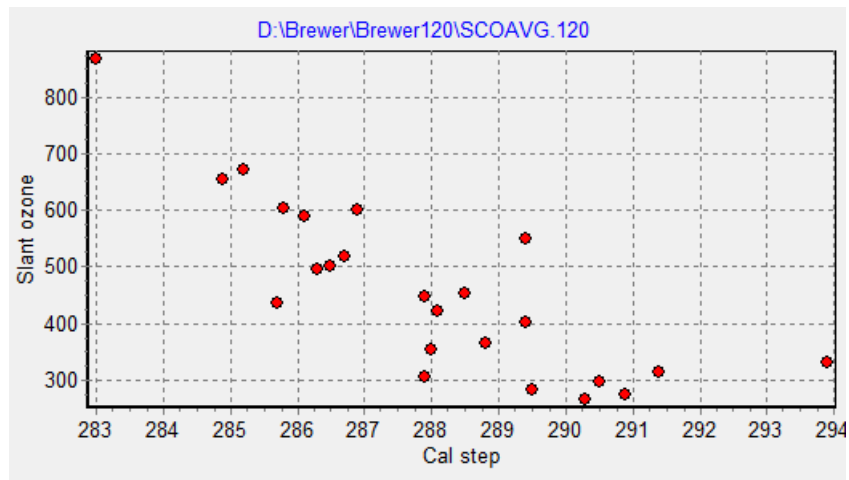
การทดสอบนี้ใช้สำหรับการปรับตำแหน่งของ micrometer ที่ควบคุมเกรตติงให้ถูกต้อง การทดสอบนี้จะเขียนกราฟความสัมพันธ์ของโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์กับค่า step number ดังรูปที่ 3.17-3.18 ค่า step number ที่ความเหมาะสมสำหรับการดำเนินการของเครื่องมือคือตำแหน่งที่สูงสุดของค่าโอโซนจะต้องตรงกับตำแหน่งที่ต่ำสุดของค่าซัลเฟอร์ไดออกไซด์



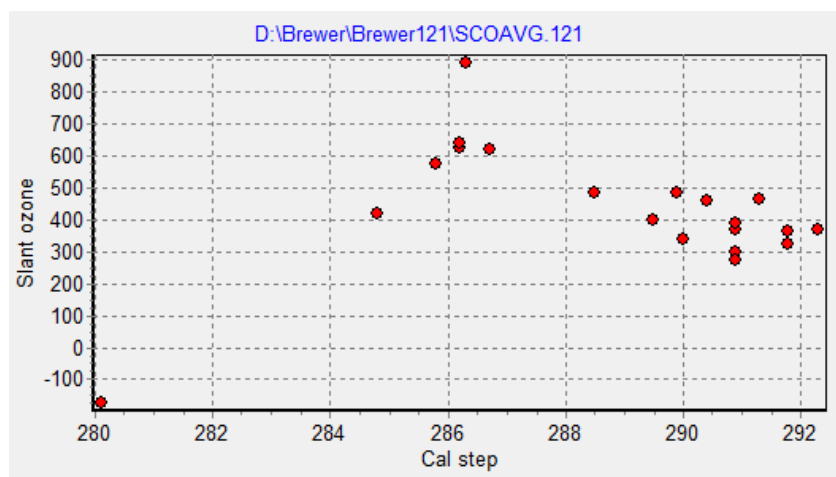
รูปที่ 3.17: โอโซนในคอลัมน์แนวตั้งเป็นฟังก์ชันของ step number



รูปที่ 3.18: ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ในคอลัมน์แนวตั้งเป็นฟังก์ชันของ step number



รูปที่ 3.19: ค่าเฉลี่ยของ Sun scan average ได้จาก Brewer #120

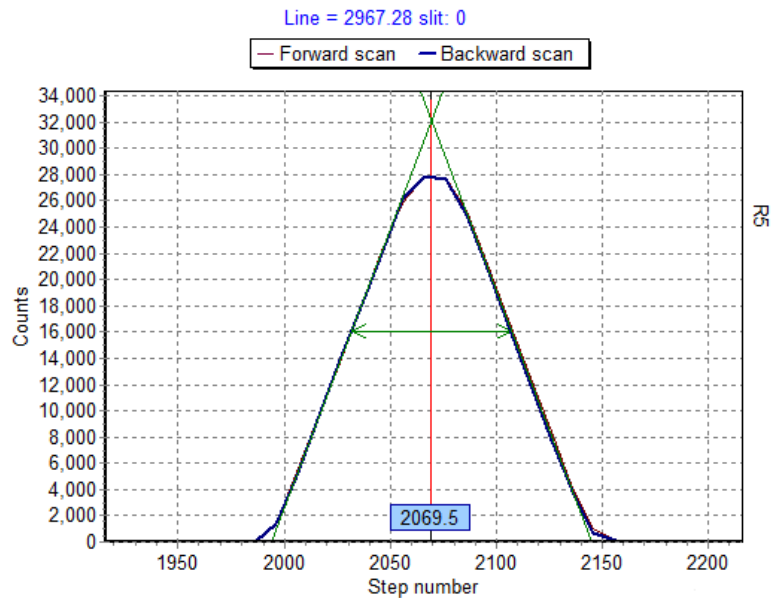


รูปที่ 3.20: ค่าเฉลี่ยของ Sun scan average ได้จาก Brewer #121

จากรูป 3.19-3.20 จะเห็นว่าค่า SC ของ Brewer #120 จะอยู่ในช่วง 283-294 ส่วนค่า SC ของ Brewer #121 จะอยู่ในช่วง 280-292

3.2.8 การทดสอบ Dispersion Test (DSP)

การทดสอบเพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่าง step number ของ micrometer กับค่าความเข้มแสง แสดงดังรูปที่ 3.21 การทดสอบนี้จะทำเมื่อมีการทดสอบเทียบกับเครื่องวัดมาตรฐาน



รูปที่ 3.21: การทดสอบ DSP ที่ความยาวคลื่น 296.728nm ของ Cd สลิตที่ 0

จากรูป 3.21 การทดสอบ DSP ของความยาวคลื่น 296.728nm สลิตที่ 0 พบว่าตำแหน่งสูงสุดของ micrometer 2069.5 ที่ step number ระหว่าง 2000-2150 เพื่อตรวจสอบประสิทธิภาพ cross section แต่ละสลิตจะ convolved กับโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์ การดูซึมสเปกตรัมของผลการทดสอบนี้จะเขียนลงบนไฟล์ DSP ภาพที่ได้แสดงให้เห็นถึงความชัดเจนของการเปลี่ยนแปลงการกระจาย chromatistics ของเครื่องมือ

3.3 การคำนวณโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (Methodology for Determining Ozone and Sulphur Dioxide)

ในหัวข้อนี้จะอธิบาย standard Brewer algorithm ที่ใช้สำหรับการคำนวณโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์ ใน Brewer software

3.3.1 การคำนวณค่าโอโซน (Ozone Calculation)

เมื่อรังสี UV เคลื่อนที่ผ่านชั้นบรรยากาศของโลกจะถูกดูดกลืนมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับปริมาณของ โอโซนในชั้นบรรยากาศ เนื่องจากว่าครึ่งหนึ่งของค่าความลึกเชิงแสงในช่วง UV ลดลงจากการดูดกลืนของโอโซน การลดลงของรังสี UV เมื่อเคลื่อนที่ผ่านชั้นบรรยากาศสามารถอธิบายด้วยกฎของ Beer-Lambert ดังนี้

$$F_i = F_i^0 \exp(-\mu\sigma_\lambda X^{O_3} - m\tau_{r\lambda} - \mu\gamma_\lambda X^{SO_2} - m\tau_{a\lambda}) \quad (3.2)$$

- เมื่อ F_i^0 คือ count rates ที่ความยาวคลื่น λ นอกชั้นบรรยากาศโลก
- F_i คือ count rates ที่ความยาวคลื่น λ
- μ คือ air mass สำหรับโอโซน และซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่ระยะความสูง 22Km
- σ_λ คือ สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของโอโซน
- X^{O_3} คือ โอโซนในคอลัมน์แนวตั้งฉาก
- m คือ air mass สำหรับฝุ่นละอองที่ความสูง 5Km
- $\tau_{r\lambda}$ คือ สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของ Rayleigh
- γ_λ คือ สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของซัลเฟอร์ไดออกไซด์
- X^{SO_2} คือ ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ในคอลัมน์แนวตั้งฉาก
- $\tau_{a\lambda}$ คือ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่นต่างๆ สามารถอธิบายได้ตามกฎของอังสตรอมดังนี้

$$\tau_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (3.3)$$

- เมื่อ β คือ Angstrom's turbidity สัมพันธ์กับการลดลงของฝุ่นละอองในชั้น
- α คือ wavelength exponent สัมพันธ์กับขนาดของฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศ

ใน Brewer software ค่า wavelength exponent (α) จะกำหนดให้มีค่าเท่ากับ 1 ดังนั้น เราสามารถเขียน logarithmic ในรูปของสมการได้ดังนี้:

$$\mu \begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \end{bmatrix} X^{O_3} + \mu \begin{bmatrix} \gamma_1 \\ \gamma_2 \\ \gamma_3 \\ \gamma_4 \\ \gamma_5 \end{bmatrix} X^{SO_2} + m \begin{bmatrix} \lambda_1^{-1} \\ \lambda_2^{-1} \\ \lambda_3^{-1} \\ \lambda_4^{-1} \\ \lambda_5^{-1} \end{bmatrix} \beta = \begin{bmatrix} \ln(F_1^0) - \ln(F_1) \\ \ln(F_2^0) - \ln(F_2) \\ \ln(F_3^0) - \ln(F_3) \\ \ln(F_4^0) - \ln(F_4) \\ \ln(F_5^0) - \ln(F_5) \end{bmatrix} - m \begin{bmatrix} \tau_{r1} \\ \tau_{r2} \\ \tau_{r3} \\ \tau_{r4} \\ \tau_{r5} \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

คูณสมการข้างบนด้วย row vector จะได้

$$k^{O_3} = [k_1^{O_3} k_2^{O_3} k_3^{O_3} k_4^{O_4} k_5^{O_5}] \quad (3.5)$$

เมื่อ k^{O_3} คือ ozone weighting coefficients ของแต่ละความยาวคลื่น ซึ่งค่าเหล่านี้จะมีผลต่อการคำนวณ sulphur dioxide และ aerosols น้อยมาก โดยทั่วไปจะใช้ค่าเดียวกันทั่วโลก รูปแบบทางคณิตศาสตร์โดยทั่วไปของระบบสมการเชิงเส้นสำหรับแต่ละความยาวคลื่น สามารถเขียนได้ดังนี้

$$\mu X^{O_3} \sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} \sigma_j + \mu X^{SO_2} \sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} \gamma_j + m\beta \sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} \lambda_j^{-1} = \sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} (\ln F_\lambda^0) - \sum_{j=0}^5 k_j^{O_3} (\ln F_\lambda) - m \sum_{j=0}^5 k_j^{O_3} \tau_{r\lambda}$$

สำหรับ $\sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} (\ln F_\lambda^0)$ คือ ETC สำหรับโอโซนซึ่งสามารถนิยามได้ดังนี้

$$k_1^{O_3} \ln F_1^0 + k_2^{O_3} \ln F_2^0 + k_3^{O_3} \ln F_3^0 + k_4^{O_4} \ln F_4^0 + k_5^{O_5} \ln F_5^0$$

การแก้สมการหาค่าโอโซนจะต้องเซตให้เวกเตอร์ k เป็นไปตามเงื่อนไขดังต่อไปนี้

$$\sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} \gamma_j = 0 \quad \sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} \lambda_j^{-1} = 0 \quad \sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} = 0 \quad (3.6)$$

เมื่อ γ_i คือ สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของซัลเฟอร์ไดออกไซด์

λ_i คือ ความยาวคลื่น

เราสามารถคำนวณหาค่าโอโซนได้ดังนี้

$$X^{O_3} = \frac{\sum_{j=0}^5 k_j^{O_3} (\ln F_\lambda^0) - \sum_{j=0}^5 k_j^{O_3} (\ln F_\lambda) - m \sum_{j=0}^5 k_j^{O_3} \tau_{r\lambda}}{\mu \sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} \sigma_j} \quad (3.7)$$

3.3.2 การคำนวณค่าซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (Sulphur Dioxide Calculation)

การคำนวณซัลเฟอร์ไดออกไซด์มีวิธีการคล้ายกับการคำนวณโอโซน แต่จะใช้ Sulphur dioxide weighting coefficients (k^{SO_2}) ซึ่งใช้ค่าเดียวกันทั่วโลก

$$k^{SO_2} = [k_1^{SO_2} \quad k_2^{SO_2} \quad k_3^{SO_2} \quad k_4^{SO_2} \quad k_5^{SO_2}] \quad (3.8)$$

รูปแบบทางคณิตศาสตร์ทั่วไปสำหรับระบบสมการเชิงเส้นของแต่ละความยาวคลื่นสามารถเขียนได้เป็น

$$\mu X^{O_3} \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} \sigma_j + \mu X^{SO_2} \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} \gamma_j + m\beta \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} \lambda_j^{-1} = \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} (\ln F_\lambda^0) - \sum_{j=0}^5 k_j^{SO_2} (\ln F_\lambda) - m \sum k_j^{SO_2} \tau_{r\lambda}$$

สำหรับ $\sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} (\ln F_\lambda^0)$ เรียกว่า ETC สำหรับซัลเฟอร์ไดออกไซด์ซึ่งนิยามได้ดังนี้

$$k_1^{SO_2} \ln F_1^0 + k_2^{SO_2} \ln F_2^0 + k_3^{SO_2} \ln F_3^0 + k_4^{SO_2} \ln F_4^0 + k_5^{SO_2} \ln F_5^0$$

การแก้สมการสำหรับซัลเฟอร์ไดออกไซด์ เวกเตอร์ K เป็นค่าเวกเตอร์มาตรฐานซึ่งต้องสอดคล้องกับสมการข้างบน

$$\sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} = 0 \quad \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} \lambda_j^{-1} = 0 \quad \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} \sigma_j = 0 \quad (3.9)$$

เมื่อ σ_i คือ สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของโอโซน

คำตอบเฉพาะเจาะจงของเวกเตอร์ K สำหรับ Brewer แต่ละเครื่องจะไม่ได้ตรงกับค่ามาตรฐานที่ตั้งไว้ โดยค่าที่ได้จะมีค่าแตกต่างกันเล็กน้อยเนื่องอุปกรณ์แสงภายในของแต่ละเครื่อง จากสมการข้างบนเราสามารถหาค่าซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้ดังนี้

$$X^{SO_2} = \frac{\sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} (\ln F_\lambda^0) - \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} (\ln F_\lambda) - m \sum_{j=0}^5 k_j^{SO_2} \tau_{r\lambda} - \mu X^{O_3} \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} \sigma_j}{\mu \sum_{j=1}^5 k_j^{SO_2} \gamma_j} \quad (3.10)$$

ความยาวคลื่นของแต่ละเครื่องจะมีการเปลี่ยนแปลงเล็กน้อยเมื่อมีการสอบเทียบ ดังนั้นค่า Standard Weighting coefficients ของแต่ละครั้งที่มีการสอบเทียบจึงมีค่าแตกต่างกัน

3.4 การแปลงข้อมูลดิบไปเป็นค่าความเข้มแสงใน Brewer Algorithm

ในหัวข้อนี้จะกล่าวถึงวิธีการแปลงข้อมูลดิบที่ได้จากการเครื่องมือวัดไปเป็นค่าความเข้มแสงใช้สำหรับการคำนวณโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์

3.4.1 การแปลง Photon Counts ไปเป็น Count Rates

ข้อมูลดิบจาก 6 ช่องสัญญาณของเครื่อง Brewer จะถูกเก็บไว้เป็นแถว (F_i) หนึ่งช่องสัญญาณจะทำการเก็บค่า dark count ส่วน 5 ช่องสัญญาณที่เหลือจะเก็บข้อมูลความเข้มแสงที่ 5 ความยาวคลื่น ค่า dark count ที่ถูกเก็บใน F_1 ซึ่งจะถูกนำไปลบออกจากค่าข้อมูลที่เก็บได้ของแต่ละความยาวคลื่น หลังจากนั้นก็จะเปลี่ยนเป็นค่า count rates โดยสมการ

$$F = \frac{2 \times (F_i - F_1)}{CY \times IT} \quad (3.11)$$

เมื่อ CY คือ จำนวนรอบของ slit-mask

IT คือ interval-scaling factor เท่ากับ 0.1147

3.4.2 การชดเชยค่า Dead-time อุณหภูมิ Rayleigh scattering และ Neutral Filter Attenuation

การชดเชยค่า Dead-time อุณหภูมิ Rayleigh scattering และ Neutral Filter Attenuation ใน Brewer algorithm software ใช้ Poisson statistics ซึ่งสมมติว่าการสังเกตที่ตำแหน่ง count rate F_0 ถูกสังเกตโดย F ซึ่งสามารถเขียนสมการได้ดังนี้

$$F = F_0 \cdot e^{-F_0 T_1} \quad (3.12)$$

เมื่อ T_1 คือ Dead-time

คำตอบของสมการ (3.12), ทำซ้ำ 9 ครั้ง โดยใช้สมการนี้

$$F_0 = F \cdot e^{-F_0 T_1} \quad (3.13)$$

ขั้นตอนที่สอง การชดเชยค่าอุณหภูมิภายในเครื่อง เนื่องจากค่าอุณหภูมิภายในมีการเปลี่ยนแปลงตามสภาพอากาศ และการเปลี่ยนแปลงของรังสี UV (Weatherhead, Theisen et al.) นอกจากการนี้อุณหภูมิที่เพิ่มขึ้นยังมีสาเหตุเนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงของ instrument's responsivity (Anna, Giuseppe et al. 2003) การชดเชยค่าอุณหภูมิของแต่ละความยาวคลื่นสามารถเขียนได้ดังนี้

$$F_i^T = F_i + TE \cdot TC_i \quad (3.14)$$

เมื่อ TC_i คือ สัมประสิทธิ์อุณหภูมิของแต่ละความยาวคลื่น
 TE คือ อุณหภูมิของเครื่องมือในหน่วยเซลเซียส

ขั้นตอนที่สาม การชดเชยค่า Rayleigh scattering ของแต่ละความยาวคลื่น ค่านี้ถูกดำเนินการโดย hard-coded equations ใน Brewer software โดยที่ค่านี้จะถูกปรับให้ถูกต้องตามสถานที่ที่มีการติดตั้งเครื่องมือ

$$F_i^R = F_i + Ray \frac{P}{1013} \quad (3.15)$$

เมื่อ P คือ ความดันของแต่ละสถานีวัด
 Ray คือ Rayleigh coefficients

ขั้นตอนสุดท้ายคือ filter attenuation การชดเชยค่านี้ขึ้นอยู่กับฟิลเตอร์ที่ถูกใช้งาน ถึงแม้ว่าฟิลเตอร์จะมีผลเนื่องจากเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ แต่เราสมมติว่าให้ทุกความยาวคลื่นมีการลดทอนเท่ากัน การชดเชยของ filter attenuation สามารถเขียนได้ดังนี้

$$F_i^N = F_i + ND \quad (3.16)$$

เมื่อ ND คือ neutral density filter attenuation ซึ่งสามารถเขียนได้ดังนี้

$$ND = A * 10000$$

เมื่อ A คือ attenuation coefficient สำหรับแต่ละ filter density number

3.4.3 การคำนวณอัตราส่วน (Calculating Ratio)

Fi ถูกชดเชยด้วยค่า dark count, dead-time, อุณหภูมิ, neutral density filter attenuation และ Rayleigh scattering เซตแรกของอัตราส่วนความเข้มจากสลิตที่ 2-6 จะเรียกว่า single ratios ถูกนิยามไว้ดังนี้

$$R1 = F5 - F2 \quad (3.17)$$

$$R2 = F5 - F3 \quad (3.18)$$

$$R3 = F5 - F4 \quad (3.19)$$

$$R4 = F6 - F5 \quad (3.20)$$

single ratios สามารถเขียนในรูปอัตราส่วนที่สูงขึ้นเรียกว่า double ratios

$$R5 = R1 - (3.2R4) \quad (3.21)$$

$$R6 = R2 - (0.5R3) - (1.7R4) \quad (3.22)$$

Double ratios สามารถเขียนในรูปของความเข้มได้ดังนี้

$$R5 = -F2 + (4.2F5) - (3.2F6) \quad (3.23)$$

$$R6 = -F3 + (0.5F4) + (2.2F5) - (1.7F6) \quad (3.24)$$

ค่าคงที่ในสมการที่ (3.23) และ (3.24) เรียกว่า standard weighting coefficients เป็นค่าที่ใช้ใน algorithm สำหรับคำนวณค่าไอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์สำหรับเครื่อง Brewer ทั่วโลก ไอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์สามารถเขียนใหม่ในรูป R5, R6 ได้ดังนี้

$$X^{O_3} = \frac{\sum_{j=0}^5 k_j^{O_3} (InF_{\lambda}^0) - R6}{\mu \sum_{j=1}^5 k_j^{O_3} \sigma_j} \quad (3.25)$$

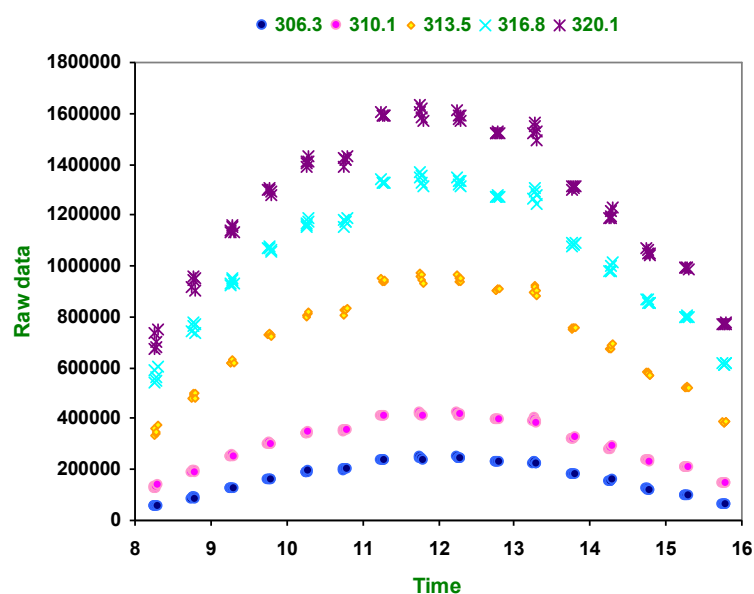
$$X^{So_2} = \frac{\sum_{j=1}^5 k_j^{So_2} (InF_{\lambda}^0) - R5 - \mu X^{O_3} \sum_{j=1}^0 k_j^{So_2} \sigma_j}{\mu \sum_{j=1}^5 k_j^{So_2} \gamma_j} \quad (3.26)$$

3.5 การคำนวณค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (Aerosol Optical Depth Calculation)

ในการคำนวณ AOD จะคำนวณภายใต้เงื่อนไข 2 ข้อ ดังนี้ 1) วันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ 2) Air mass มีค่าน้อยกว่า 4

3.5.1 การเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (Methodology for Selecting a Clear Sky Day)

วันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆเป็นเงื่อนไขที่สำคัญสำหรับการคำนวณค่า AOD เนื่องจากว่าเมฆเป็นตัวแปรที่มีความสลับซับซ้อนเพราะมีคุณสมบัติทั้งดูดกลืนและกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ จากการศึกษาพบว่าวันที่มีเมฆปกคลุมค่า AOD เพิ่มขึ้นประมาณ 5% (Kaufman and Koren 2006) ดังนั้นในงานวิจัยชิ้นนี้จึงเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆสำหรับคำนวณ AOD วิธีการเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆจะทำได้โดยเขียนกราฟความสัมพันธ์ความเข้มแสงที่ความยาวคลื่น 306 310 313 316 และ 320nm กับเวลา ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆเราจะได้กราฟเป็นรูปเส้นโค้งพาราโบลาเรียบ ดังรูป 3.22



รูปที่ 3.22: กราฟความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มแสงที่ความยาวคลื่น 306 310 313 316 และ 320nm กับเวลา

จากรูปที่ 3.22 พบว่าที่ความยาวคลื่น 320nm มีความเข้มแสงมากที่สุด ดังนั้นในการเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆจึงเลือกที่จะเขียนกราฟความเข้มแสงที่ความยาวคลื่น 320nm กับเวลา

จากที่กล่าวมาแล้วในหัวข้อที่ 3.3 เรื่องการคำนวณโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์ ดังนั้นการคำนวณ AOD ของแต่ละความยาวคลื่นสามารถเขียนได้ใหม่ดังนี้

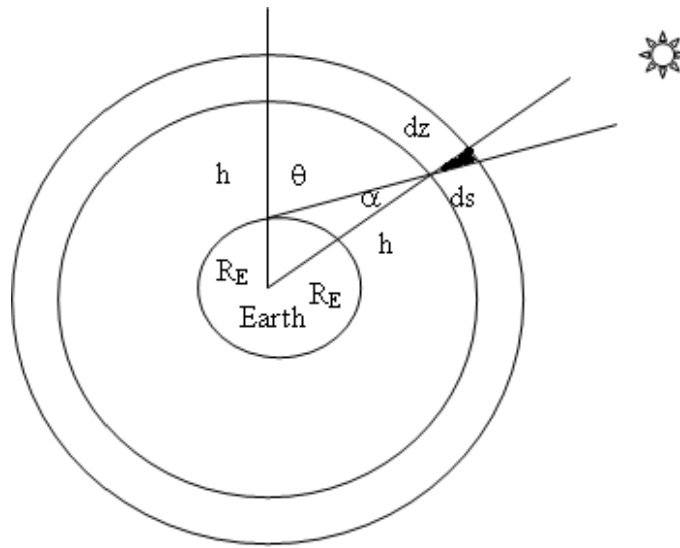
$$\tau_{a\lambda} = (InF_i^0 - InF_i - \mu\sigma_{\lambda} X^{O_3} - m\tau_{r\lambda} - \mu\gamma_{\lambda} X^{SO_2}) / m \quad (3.27)$$

การหาค่า AOD ในสมการที่ 3.27 ความเข้มรังสีตรง โอโซน และซัลเฟอร์ไดออกไซด์ เป็นค่าที่ได้จากการวัดของเครื่อง Brewer ส่วน Air mass, Rayleigh scattering, Extra Terrestrial Coefficient, โอโซน absorption coefficients และ sulphur dioxide absorption coefficients เป็นสิ่งที่เราไม่ทราบ การคำนวณหาตัวแปรที่ไม่ทราบค่าสามารถหาได้ดังนี้

3.5.2 Air Mass Factor

Air mass factor คือ อัตราส่วนของเส้นทางแสงตามวิถีเอียง (ds) ต่อเส้นทางแสงตามแนวตั้งฉาก (dz) จากวิเคราะห์ air mass ที่ระดับความสูงเหนือพื้นผิวโลก (รูปที่ 3.23) ตามกฎของ sine มุมซินีซสามารถหาได้ดังนี้

$$\frac{\sin \theta}{R_E + h} = \frac{\sin \alpha}{R_E} \quad (3.28)$$



รูปที่ 3.23: การคำนวณ air mass factor

จากรูปที่ 3.23 air mass เป็นชั้นบางๆ ดังนั้นทำให้เงาของรูปสามเหลี่ยมข้างบนเป็นรูปสามเหลี่ยมมุมฉาก ดังนั้น

$$dz = ds \cos \alpha \quad \text{หรือ} \quad \frac{ds}{dz} = \sec \alpha \quad (3.29)$$

จากสมการที่ (3.29) จะได้

$$\sin \alpha = \frac{R_E \sin \theta}{R_E + h} \quad (3.30)$$

จาก

$$\sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha = 1 \quad (3.31)$$

$$\text{ดังนั้น} \quad \cos \alpha = \sqrt{1 - \left(\frac{R_E \sin \theta}{R_E + h} \right)^2} = \frac{1}{\sec \alpha} \quad (3.32)$$

Air mass สามารถคำนวณได้ดังนี้

$$\sec \alpha = \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{R_E \sin \theta}{R_E + h} \right)^2}} \quad (3.33)$$

เมื่อ R_E คือ รัศมีของโลก (6730Km)
 h คือ ระดับความสูง ($h=22\text{Km}$ สำหรับโอโซน และ $h=5\text{Km}$ สำหรับ Rayleigh scattering และฝุ่นละออง)

จากการศึกษาพบว่าความหนาแน่นของฝุ่นละอองที่เมือง Manchester พบที่ระยะประมาณ 2Km (Ricketts 2009) อย่างไรก็ตามในการคำนวณ AOD โดยใช้ความหนาแน่นของฝุ่นละอองที่ระยะ 2Km และที่ 5km ค่าที่ได้มีความแตกต่างกันอยู่ที่ 0-0.71% (Kumharn 2010)

Air mass เป็นตัวแปรที่สำคัญที่มีผลต่อค่า AOD เพราะเมื่อ air mass เพิ่มขึ้น AOD จะมีค่าเพิ่มขึ้นตาม ดังนั้นในการศึกษานี้จึงใช้ค่า air mass น้อยกว่า 4 สำหรับบริเวณเส้นศูนย์สูตร (Slusser, Gibson et al. 1999)

3.5.3 Rayleigh Scattering

Rayleigh scattering ใช้อธิบายการกระเจิงแสงของโมเลกุลอากาศที่ขนาดเล็กกว่าความยาวคลื่นของแสงที่ตก Rayleigh scattering ของแต่ละความยาวคลื่นสามารถหาได้ตามสมการของ Bucholtz (1995)

$$\tau_{r,\lambda} = 0.008659 \lambda^{-(3.6772+0.389\lambda+0.09426/\lambda)} \quad (3.34)$$

เมื่อ λ คือ ความยาวคลื่น (μm)

3.5.4 Extra Terrestrial Coefficient (ETC)

ETC เป็นตัวแปรที่สำคัญอีกตัวแปรหนึ่งสำหรับการคำนวณ AOD วิธีที่ใช้ในการกำหนดค่านี้จะทำในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดยใช้วิธี Langley Plot Method (LPM) [Komhyr et al., 1989] ที่เมือง Mauna Loa ที่ฮาวาย เป็นสถานที่ทดสอบเพราะมีสภาพอากาศที่ดีเยี่ยม จากกฎของ Beer รังสีตรง (I) จะสัมพันธ์กับ ETC และ AOD (τ) ตามสมการข้างล่างนี้

$$\frac{I}{ETC} = e^{-m\tau} \quad (3.35)$$

เทลอการิทึมของสมการ (3.35) เราจะได้ว่า

$$\ln I - \ln ETC = m\tau \quad (3.36)$$

ถ้าสภาพบรรยากาศไม่มีการเปลี่ยนแปลงในระหว่างที่ทำการทดสอบ กราฟความสัมพันธ์ของ $\ln I$ กับ m จะเป็นเส้นตรง การคาดการณ์เชิงเส้นที่ $m = 0$ เราจะได้ค่า ETC เนื่องจากความจำกัดของสภาพอากาศที่ใช้ในการทดสอบจึงมีเครื่อง Brewer ไม่กี่เครื่องที่ได้ทำ LPM ตามวิธีข้างบนที่เมือง Mauna Loa ฮาวาย ดังนั้นการหาค่า ETC ของเครื่อง Brewer อื่นๆ ทั่วโลกจึงใช้วิธีการสอบเทียบกับเครื่องมาตรฐานที่มีการทำ LPM ที่เมือง Mauna Loa ฮาวาย

สำหรับที่กรุงเทพและสงขลา ETC ของแต่ละความยาวคลื่นได้จากการสอบเทียบกับเครื่อง Brewer#17 ดังแสดงในตารางที่ 3.1

ตารางที่ 3.1: ETC ของแต่ละความยาวคลื่นที่สงขลาและกรุงเทพมหานคร

สถานีวัด/ความยาวคลื่น (nm)	306.3	310.1	313.5	316.7	320
สงขลา	79994	78902	80413	79593	78415
กรุงเทพมหานคร	86070	85231	87188	86646	85770

3.5.5 สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (Ozone and Sulphur Dioxide Absorption Coefficients)

สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์เป็นสองตัวแปรสุดท้ายที่มีสำคัญต่อการคำนวณ AOD โดยสัมประสิทธิ์การดูดกลืนของโอโซนและซัลเฟอร์ไดออกไซด์สัมพันธ์กับค่า step number

ส่วนความสัมพันธ์ของ step number และความยาวคลื่นได้มาจาก dispersion test สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของไอโซนและซิลเฟอร์ไดออกไซด์ที่แต่ละความยาวคลื่นแสดงในตารางที่ 3.2-3.3

ตารางที่ 3.2: สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของไอโซนที่แต่ละความยาวคลื่นของสงขลาและกรุงเทพมหานคร

สถานีวัด/ความยาวคลื่น (nm)	306.3	310.1	313.5	316.7	320
สงขลา	1.7721	1.0044	0.6753	0.3751	0.2937
กรุงเทพมหานคร	1.7689	1.0029	0.6744	0.3752	0.2921

ตารางที่ 3.3: สัมประสิทธิ์การดูดกลืนของซิลเฟอร์ไดออกไซด์ที่แต่ละความยาวคลื่นของสงขลาและกรุงเทพมหานคร

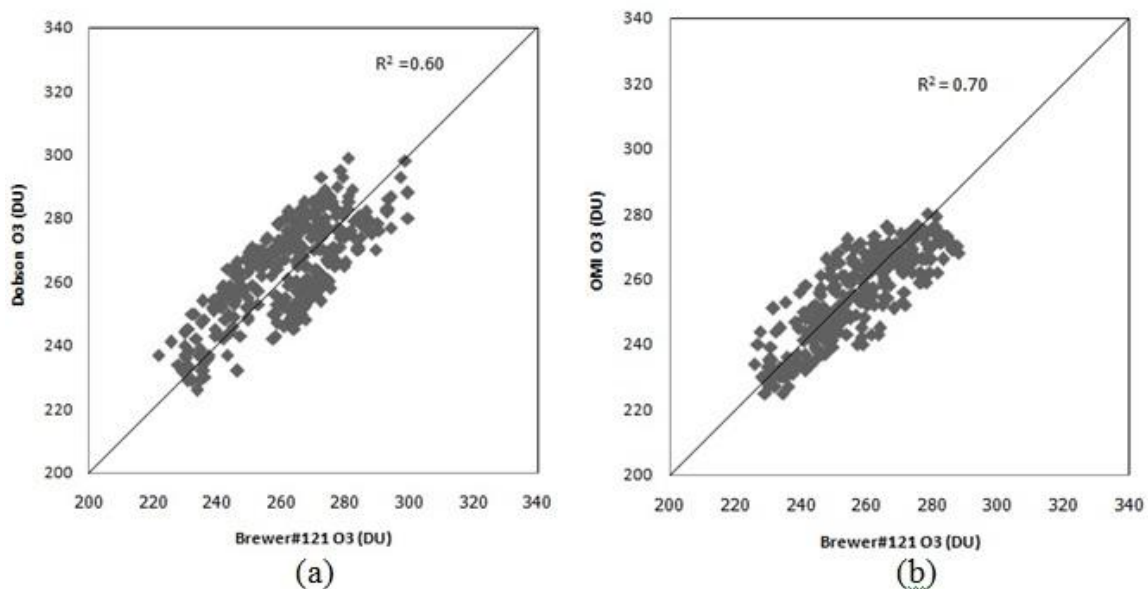
สถานีวัด/ความยาวคลื่น (nm)	306.3	310.1	313.5	316.7	320
สงขลา	6.8217	2.0277	1.7410	1.0031	0.5347
กรุงเทพมหานคร	6.8381	2.0870	1.7081	1.0015	0.5181

บทที่ 4

ผลการทดลอง

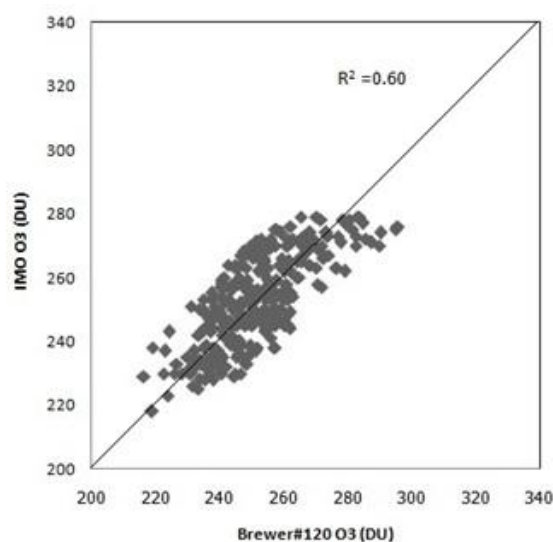
4.1 โอโซน

Brewer Spectrophotometer ถูกสร้างขึ้นมาเพื่อใช้ในการวัดค่าโอโซนในชั้นบรรยากาศแทนเครื่อง Dobson Spectrophotometer ที่ไม่มีการผลิตออกมาจำหน่ายแล้ว เครื่องมือทั้งสองได้ถูกติดตั้งที่กรมอุตุนิยมวิทยาเพื่อใช้ในการวัดโอโซนในชั้นบรรยากาศ ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้ใช้ Brewer Spectrophotometer เป็นเครื่องมือหลักในการศึกษา เนื่องจากว่า Brewer Spectrophotometer มีเครื่องขายมากกว่า 200 เครื่องทั่วโลก (McElroy, Savastiouk et al. 2005) เพื่อทดสอบมาตรฐานคุณภาพข้อมูลที่ได้จากเครื่อง Brewer ข้อมูลโอโซนที่วัดได้จากเครื่องมือนี้จะถูกนำมาเปรียบเทียบกับข้อมูลโอโซนที่วัดได้จาก Dobson Spectrophotometer และข้อมูลดาวเทียม OMI ดังรูปที่ 4.1 ส่วนที่สถานีวัดศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา (7.2°N, 100.60°E) ข้อมูลโอโซนที่ได้จะถูกเปรียบเทียบกับโอโซนได้จากข้อมูลดาวเทียม OMI ดังรูปที่ 4.2



รูปที่ 4.1 การเปรียบเทียบข้อมูลโอโซนที่ได้จาก Brewer Spectrophotometer#121 กับโอโซนได้จาก Dobson Spectrophotometer No.90 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร ตั้งแต่ปี 2006-2010 และข้อมูลโอโซนที่ได้จาก Brewer Spectrophotometer#121 กับข้อมูลโอโซนที่วัดได้จากข้อมูลดาวเทียม OMI ตั้งแต่ปี 2006-2010

จากรูปที่ 4.1 (a) พบว่าข้อมูลโอโซนตั้งแต่ปี 2006-2010 ที่ได้จาก Brewer Spectrophotometer#121 ต่างจากโอโซนที่ได้ Dobson Spectrophotometer ระหว่าง 0-20DU มีค่า $R^2=0.60$ ส่วนรูปที่ 4.1 (b) ข้อมูลโอโซนตั้งแต่ปี 2006-2010 ที่ได้จาก Brewer Spectrophotometer#121 กับโอโซนที่ได้จากข้อมูลดาวเทียม OMI มีค่า $R^2=0.70$



รูปที่ 4.2 การเปรียบเทียบโอโซนได้จาก Brewer Spectrophotometer#120 กับโอโซนได้จากข้อมูลดาวเทียม OMI ที่สถานวัดศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลาตั้งแต่ปี 2006-2010

จากรูปที่ 4.2 พบว่าโอโซนที่ได้จาก Brewer Spectrophotometer และโอโซนที่ได้ข้อมูลดาวเทียม OMI มีค่า $R^2=0.60$

จากการเปรียบเทียบข้อมูลโอโซนที่ได้จาก Brewer กับเครื่อง Dobson และ ข้อมูลดาวเทียม OMI พบว่ามีค่าสอดคล้องกัน ส่วนค่าเฉลี่ยรายวันของโอโซนตั้งแต่ปี 1997-2010 แสดงในตารางที่ 4.1-4.2 ส่วนผลของการเปลี่ยนแปลงของโอโซนรายวัน รายเดือน และรายปีแสดงดังรูปที่ 4.3-4.5

จากตารางที่ 4.1 ค่าเฉลี่ยรายเดือนของโอโซนได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#121 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา ตั้งแต่ปี 1997-2010 มีค่าอยู่ระหว่าง 221-282DU

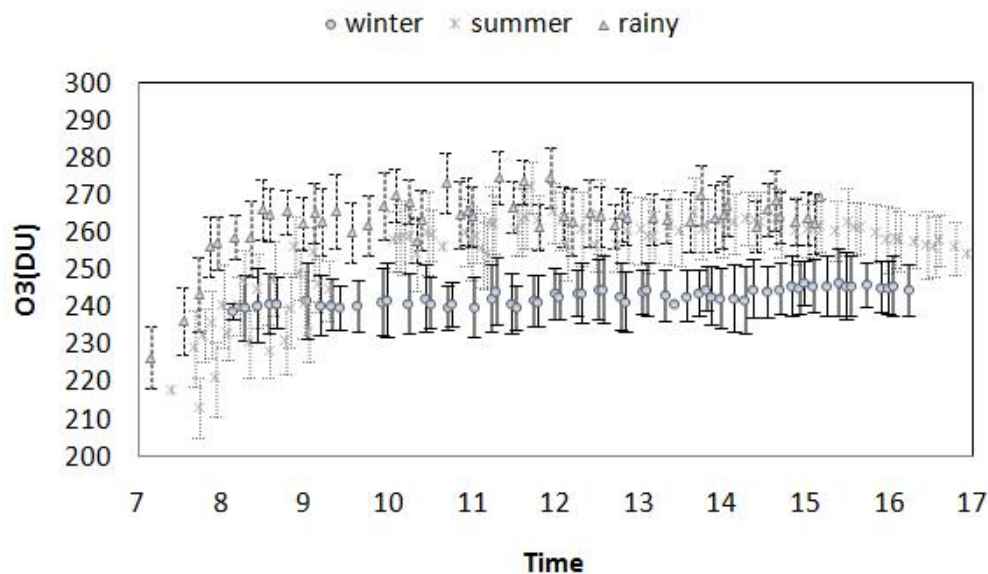
ตารางที่ 4.1 ค่าเฉลี่ยโอโซนได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#121 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา (Lat: 13.66N, Long: 100.61E, Elev. 53 m) ตั้งแต่ปี 1997-2010

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	241	239	260	266	252	270	270	261	256	255	261	253
2	244	240	264	266	265	267	275	265	251	258	259	249
3	250	246	254	272	268	268	277	262	254	261	253	248
4	238	239	268	271	269	270	275	271	254	266	258	260
5	239	254	263	267	268	273	266	267	253	258	254	257
6	244	240	262	272	263	274	270	261	247	257	260	252
7	246	247	263	267	278	273	270	262	258	258	251	252
8	246	243	260	268	262	278	266	262	262	257	253	253
9	244	249	263	261	275	270	265	252	263	255	255	245
10	242	249	263	262	266	274	268	254	260	261	250	249
11	241	240	264	268	268	274	264	262	259	256	254	236
12	244	240	262	268	267	282	263	258	265	252	260	240
13	241	243	259	265	269	264	269	252	263	256	252	249
14	245	242	260	268	268	267	268	256	262	257	262	246
15	263	262	260	271	269	265	265	252	221	252	250	243
16	244	255	262	274	270	275	270	256	262	258	246	244
17	247	245	260	273	268	272	265	259	262	261	243	246
18	249	266	257	276	260	277	276	259	262	259	243	247
19	250	254	261	280	268	268	267	257	263	256	246	252
20	245	258	259	272	263	271	264	264	258	261	253	242
21	244	259	249	277	271	267	265	262	258	259	252	245
22	248	256	257	276	270	271	263	259	254	263	252	248
23	242	255	259	279	271	268	262	257	256	259	239	256
24	243	259	258	274	272	270	262	261	258	264	247	250
25	243	260	263	276	273	273	252	254	259	253	244	251
26	246	255	262	281	270	269	261	256	261	258	257	241
27	243	254	258	271	280	263	259	264	261	266	241	255
28	242	261	257	274	273	266	261	262	250	263	248	254
29	243	279	256	271	270	269	261	259	258	260	246	255
30	242		264		272	263	260	260	253	264	245	251
31	240		262		276		256	252		258		247
Days	31	29	31	28	31	30	31	31	30	31	30	31
Avg	244	251	260	271	269	270	266	259	257	259	251	249
Min	238	239	249	261	252	263	252	252	221	252	239	236
Max	263	279	268	281	280	282	277	271	265	266	262	260

ตารางที่ 4.2 ค่าเฉลี่ยโอโซนได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#120 ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา (7.2 °N, 100.60 °E) ตั้งแต่ปี 1997-2010

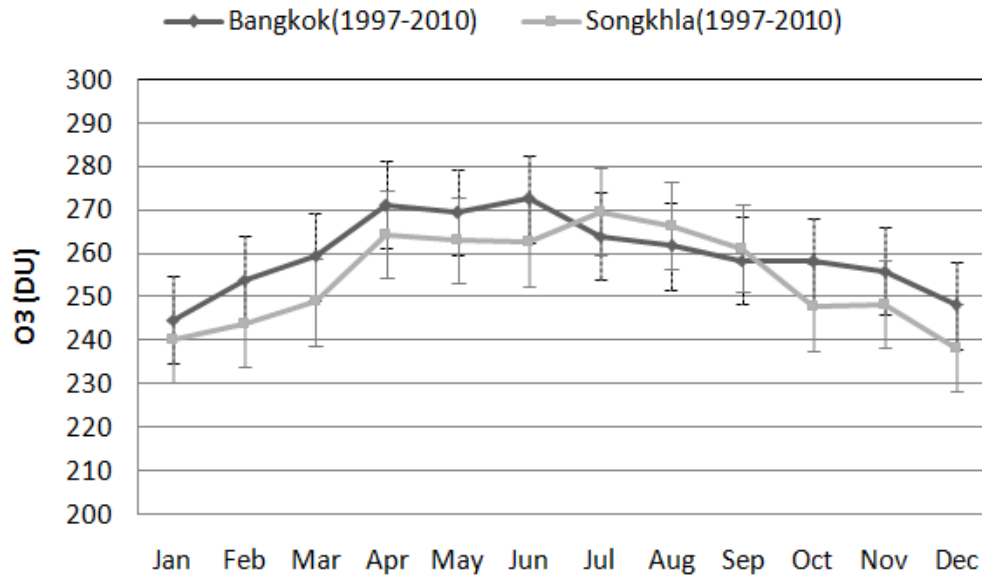
Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	246	244	243	255	268	267	264	261	273	260	276	233
2	240	246	257	255	267	261	263	268	270	257	258	245
3	230	255	238	256	264	265	260	261	272	262	250	239
4	246	249	235	256	266	272	270	258	271	250	248	236
5	244	240	242	256	273	258	261	259	261	269	255	259
6	245	250	237	263	269	272	263	259	272	268	243	248
7	230	239	249	257	262	274	265	265	262	255	244	227
8	232	243	251	265	267	267	258	274	250	253	250	242
9	249	251	253	271	263	256	269	276	265	253	255	244
10	252	238	240	277	274	268	265	263	264	255	257	243
11	233	240	248	278	261	268	260	265	270	258	248	235
12	249	241	239	258	267	274	263	266	261	252	249	240
13	243	239	242	262	266	261	272	265	262	247	259	244
14	241	237	256	259	266	263	261	267	255	262	243	245
15	239	239	247	263	263	269	265	267	263	260	247	242
16	252	234	248	265	269	266	268	267	263	259	248	240
17	245	244	257	268	259	262	264	272	256	253	251	240
18	249	254	247	262	260	273	264	266	255	257	251	236
19	253	242	239	267	265	268	277	258	255	260	241	239
20	232	241	250	268	263	260	275	267	250	247	249	234
21	232	249	248	267	268	265	272	264	255	265	248	252
22	244	238	242	265	261	266	262	263	256	242	240	241
23	246	244	254	263	262	263	269	278	260	260	260	251
24	243	248	242	260	261	264	258	275	258	256	237	243
25	246	232	249	263	270	260	268	257	251	258	251	240
26	226	245	249	266	257	262	260	267	250	244	240	246
27	235	242	257	264	264	256	262	259	254	258	241	243
28	233	236	255	266	261	260	261	257	256	260	244	234
29	233		260	266	266	260	266	263	255	255	236	246
30	233		250		266	265	264	260	260	252	244	238
31	246		253		266		261	261		258		227
Days	31	28	31	28	31	30	31	31	30	31	30	31
Avg	241	243	248	263	265	265	265	265	260	256	249	241
Min	226	232	235	255	257	256	258	257	250	242	236	227
Max	253	255	260	278	274	274	277	278	272	269	276	259

จากตารางที่ 4.2 ค่าเฉลี่ยรายเดือนของโอโซนได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#120 ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา ตั้งแต่ปี 1997-2010 มีค่าอยู่ระหว่าง 226-278DU



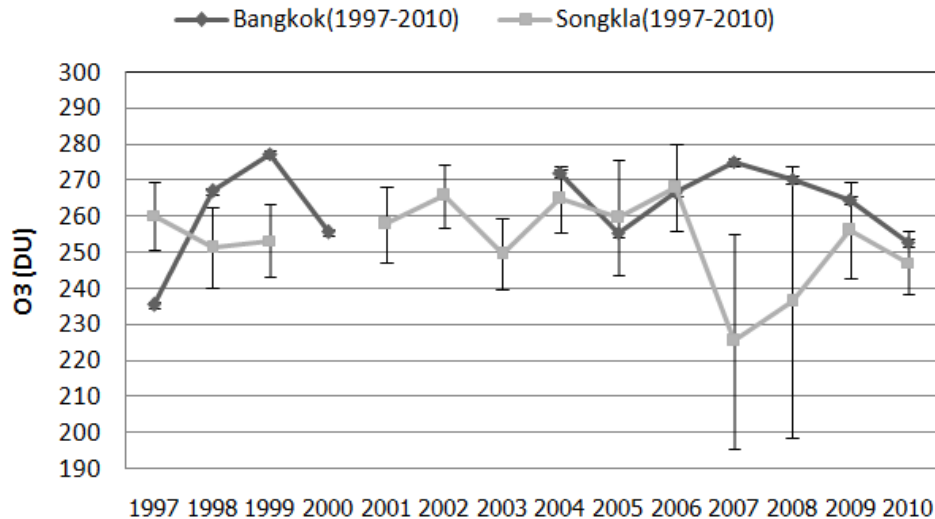
รูปที่ 4.3 การเปลี่ยนแปลงในรอบวันของโอโซนได้จากเครื่อง Brewer#121 ในช่วงฤดูร้อน ฤดูฝน และฤดูหนาว เป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลาในแต่ละวันของโอโซนตั้งแต่ ปี 1997-2010 โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของโอโซน

ประเทศไทยตั้งอยู่ในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ลักษณะภูมิอากาศแบบเขตร้อน ซึ่งสามารถแบ่งออกได้เป็น 3 ฤดูกาล ฤดูร้อน (มีนาคม-มิถุนายน) ฤดูฝน (กรกฎาคม-ตุลาคม) และฤดูหนาว (พฤศจิกายน-กุมภาพันธ์) ดังนั้นในรูปที่ 4.3 จึงได้ทำการเปรียบเทียบการเปลี่ยนแปลงของโอโซนในรอบวันของทั้งสามฤดูกาล พบว่าโอโซนมีค่าสูงในช่วงเวลากลางวัน และมีค่าต่ำในช่วงตอนเช้าและตอนเย็นในช่วงฤดูฝนและฤดูร้อน ส่วนในช่วงฤดูหนาวไม่มีการเปลี่ยนแปลง การเปลี่ยนแปลงของโอโซนในระหว่างวันอาจเป็นผลมาจากในช่วงตอนกลางวัน อุณหภูมิจะสูงประกอบกับความชื้นสัมพัทธ์มีค่าต่ำ และความเร็วลมอยู่ในระดับปานกลาง จากตัวแปรทั้งหมดที่กล่าวมาในข้างต้นจะนำไปสู่กระบวนการออกซิเดชันของก๊าซ (Sakazaki, Fujiwara et al. 2013)



รูปที่ 4.4 การเปลี่ยนแปลงในรอบเดือนของโอโซนได้จากเครื่อง Brewer#120 และ 121 ได้จากค่าเฉลี่ยรายวันของโอโซนตั้งแต่ ปี 1997-2010 โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน

จากรูปที่ 4.4 จะพบว่าค่าสูงของโอโซนจะพบในช่วงฤดูร้อนถึงฤดูฝน มีค่าสูงสุดในเดือนมิถุนายนมีค่าที่ 273 ± 5 DU ในกรุงเทพมหานคร และมีค่าที่ 270 ± 3 DU ในสงขลา ส่วนค่าต่ำสุดพบในช่วงฤดูหนาวในเดือนในเดือนมกราคม มีค่าที่ 245 ± 3 DU ที่กรุงเทพมหานคร ส่วนสงขลามีค่าต่ำสุดที่ 238 ± 4 DU ในเดือนธันวาคม การเพิ่มขึ้นของโอโซนในช่วงฤดูร้อนและฤดูฝนเป็นผลมาจากการมนุษย์มีการปลดปล่อยก๊าซโอโซนออกสู่บรรยากาศมากขึ้นและผลของความชื้นของแสงอาทิตย์มีค่าสูง (Lal, Naja et al. 2000; Ahammed, Reddy et al. 2006; Reddy, Kumar et al. 2010).

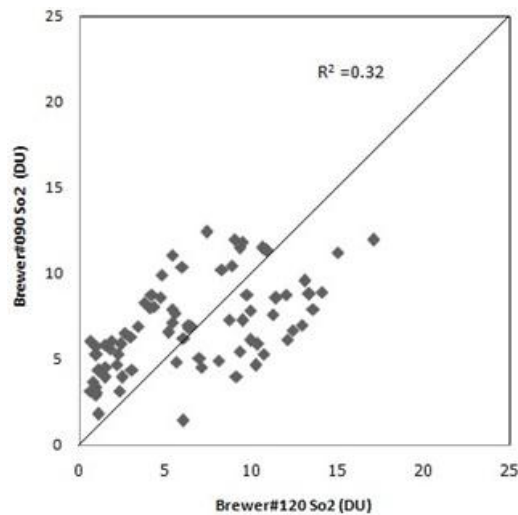


รูปที่ 4.5 การเปลี่ยนแปลงของโอโซนตั้งแต่ ปี 1997-2010 ได้จากเครื่อง Brewer#120 และ121 ได้จากค่าเฉลี่ยรายเดือนของโอโซน โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน

จากรูปที่ 4.5 พบว่าการเปลี่ยนแปลงรายปีของโอโซนที่กรมอุตุนิยมวิทยากรุงเทพมหานคร ตั้งแต่ปี 1997-2010 มีสูงสุดในปี 1999 ที่ 277 ± 4 DU ส่วนค่าต่ำสุดพบในปี 2010 ที่ 253 ± 4 DU ค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 265 ± 2 DU ส่วนที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา ตั้งแต่ปี 1997-2010 มีสูงสุดในปี 2006 ที่ 268 ± 3 DU ส่วนค่าต่ำสุดพบในปี 2007 ที่ 220 ± 3 DU ค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 253 ± 3 DU การเปลี่ยนแปลงรายปีของทั้งสองสถานนี้มีแนวโน้มลดลง

4.2 ซัลเฟอร์ไดออกไซด์

ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่ได้จาก Brewer มีหลักการคำนวณคล้ายกับการคำนวณโอโซน ข้อมูลซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จาก Brewer Spectrophotometer#121 ที่กรมอุตุนิยมวิทยากรุงเทพมหานครไม่ได้เปรียบเทียบกับข้อมูลดาวเทียม เนื่องจากว่าไม่มีการตรวจวัดซัลเฟอร์ไดออกไซด์ในแนวคอลัมน์จากเครื่องอื่นรวมถึงข้อมูลดาวเทียมด้วย ส่วนข้อมูลซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จาก Brewer Spectrophotometer#120 ที่สถานีวัดศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลาได้ทำการเปรียบเทียบกับข้อมูลซัลเฟอร์ไดออกไซด์ ได้จาก Brewer Spectrophotometer#090 ที่ Petaling Jaya (3.10°N , 101.65°E) ดูแลโดยอุตุนิยมวิทยามาลเลเซีย อยู่ห่างจากประเทศไทยประมาณ 500 กิโลเมตร



รูปที่ 4.6 การเปรียบเทียบซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จาก Brewer Spectrophotometer#120 กับซัลเฟอร์ไดออกไซด์ จาก Brewer Spectrophotometer#090 ตั้งแต่ปี 2003-2007 ที่ Petaling Jaya มาเลเซีย

จากรูปที่ 4.6 ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จาก Brewer Spectrophotometer#120 กับซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่ได้จาก Brewer Spectrophotometer#090 ตั้งแต่ปี 2003-2007 มีค่า $R^2=0.35$

จากการเปรียบเทียบข้อมูลซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่ได้จาก Brewer กับเครื่อง Dobson และ ข้อมูลดาวเทียม OMI พบว่ามีค่าสอดคล้องกัน ส่วนค่าเฉลี่ยรายวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ปี 1997-2010 แสดงในตารางที่ 4.3 ส่วนผลของการเปลี่ยนแปลงของซัลเฟอร์ไดออกไซด์รายวัน รายเดือน และรายปีแสดงดังรูปที่ 4.7-4.8

จากตารางที่ 4.3 ค่าเฉลี่ยรายเดือนของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#121 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา ตั้งแต่ปี 1997-2010 มีค่าอยู่ระหว่าง 0.6-15DU

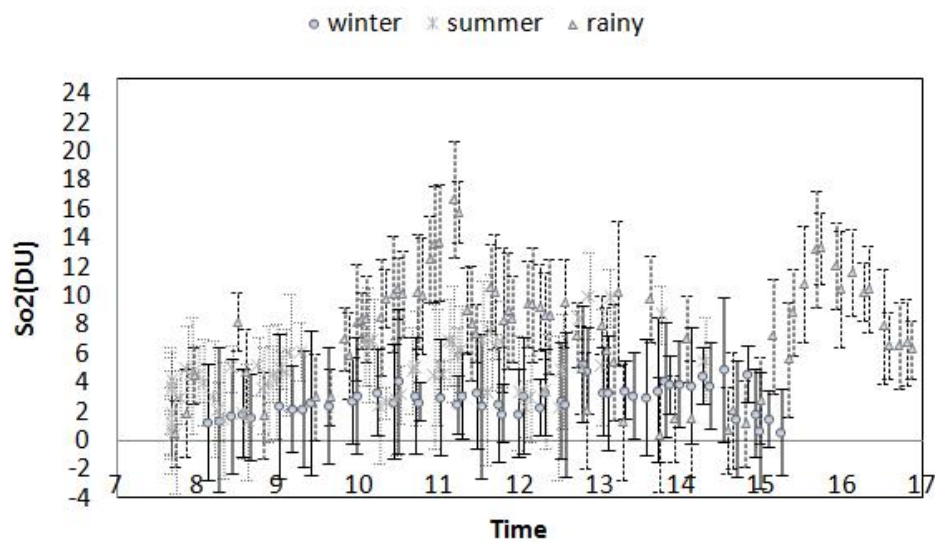
ตารางที่ 4.3 ค่าเฉลี่ยซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#120 ที่กรม
อุตุนิยมวิทยา (Lat: 13.66N, Long: 100.61E, Elev. 53 m) ตั้งแต่ปี 1997-2010

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	2.7	1.1	8.9	3.4	21.3	5.7	11.2	10.1	16.9	5.9	3.1	3.2
2	3.4	2.2	3.9	2.7	11.7	6.0	11.0	4.2	5.5	5.1	3.5	3.7
3	1.7	5.4	8.4	7.1	13.4	8.5	14.7	7.1	10.2	6.2	5.9	3.6
4	2.6	2.2	5.5	5.3	10.1	7.8	11.1	5.0	7.3	6.7	2.6	1.5
5	2.9	1.8	4.2	5.5	9.9	6.4	14.1	6.6	8.3	7.1	5.5	2.4
6	1.4	0.6	5.9	9.4	8.2	9.1	10.9	6.6	9.9	5.1	3.6	7.3
7	1.0	1.9	3.1	7.3	6.5	8.0	10.8	8.9	7.1	6.1	9.8	6.7
8	2.5	3.2	2.1	7.5	8.7	6.1	5.6	7.0	5.2	4.5	8.8	3.9
9	0.9	1.7	1.2	6.1	4.6	7.4	7.9	8.2	4.5	5.4	9.6	1.3
10	2.1	1.2	1.5	6.1	7.0	6.5	7.4	6.2	5.9	5.3	6.7	5.3
11	3.5	2.1	1.7	4.3	4.8	4.6	7.6	6.8	7.8	7.1	6.6	4.8
12	2.3	9.3	3.2	5.2	4.2	8.3	9.2	5.0	7.9	6.7	3.8	6.0
13	2.1	10.3	3.4	5.1	7.2	8.3	6.0	8.4	6.0	6.8	3.0	4.4
14	0.9	2.0	2.5	5.2	4.6	4.8	5.4	7.1	9.2	9.5	7.8	3.3
15	1.4	2.2	3.0	4.9	5.7	7.3	9.4	8.1	5.3	4.2	2.6	6.5
16	2.5	3.5	4.2	3.8	5.3	4.3	6.4	6.0	4.8	7.0	4.1	4.1
17	4.9	1.4	3.0	4.6	7.9	6.8	5.5	6.2	7.3	3.0	4.6	2.5
18	1.4	2.8	2.3	6.3	11.4	8.2	4.4	8.9	7.7	8.4	4.6	3.0
19	1.3	6.5	2.9	3.8	8.2	7.3	9.3	7.9	6.7	4.4	2.7	3.7
20	2.2	5.7	3.3	9.0	6.4	8.9	7.0	9.2	5.7	3.7	4.3	4.9
21	2.8	4.7	7.8	5.5	7.4	4.5	3.2	5.7	7.0	6.4	3.6	3.1
22	5.4	4.5	4.3	5.8	5.8	7.2	6.5	5.9	6.4	3.0	3.6	2.1
23	2.1	2.5	4.2	4.9	6.5	4.9	5.7	6.1	6.4	5.9	3.6	2.2
24	2.7	4.1	8.1	5.1	4.4	9.3	4.8	6.4	5.3	15.0	6.4	5.4
25	2.3	4.6	2.7	4.8	4.2	6.5	6.9	4.7	5.3	3.8	3.3	4.8
26	2.0	2.5	2.3	7.2	5.1	7.9	4.2	7.4	6.2	5.1	6.2	5.2
27	2.4	8.4	5.5	6.6	4.6	8.1	5.5	7.0	7.4	7.1	3.0	3.9
28	1.8	3.4	3.8	9.9	4.9	5.9	5.4	4.6	9.0	3.1	4.9	4.3
29	1.5		6.7	9.7	7.0	8.3	7.0	6.5	7.7	2.9	4.8	1.3
30	3.9		6.6		6.7	7.7	8.2	7.9	7.6	4.4	4.0	2.7
31	3.3		4.8		9.1		5.9	9.9		4.9		1.0
Days	31.0	28.0	31.0	28.0	31.0	30.0	31.0	31.0	30.0	31.0	30.0	31.0
Avg	2.4	3.6	4.2	5.9	7.5	7.0	7.7	7.0	7.2	5.8	4.9	3.8
Min	0.9	0.6	1.2	2.7	4.2	4.3	3.2	4.2	4.5	2.9	2.6	1.0
Max	5.4	10.3	8.9	9.9	11.4	9.3	14.7	10.1	10.2	15.0	9.8	7.3

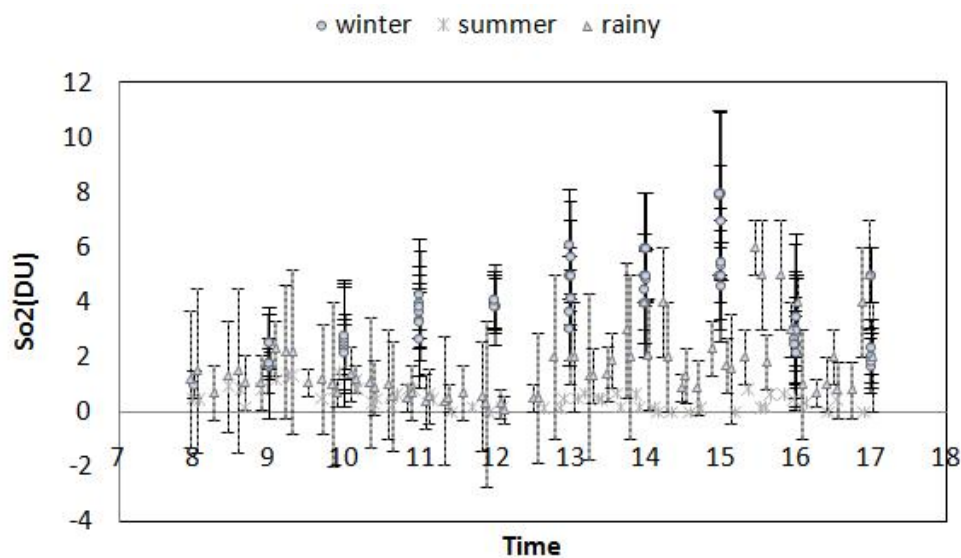
ตารางที่ 4.4 ค่าเฉลี่ยซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#120 ที่สถานีวัดศูนย์
อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา (7.2°N, 100.60°E) ตั้งแต่ปี 1997-2010.

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	10.1	10.7	7.4	3.8	4.0	8.2	10.5	7.2	7.2	6.1	12.1	8.5
2	16.5	8.1	10.0	6.6	4.7	12.3	10.6	9.6	9.7	7.1	10.6	12.3
3	14.9	5.5	12.5	4.4	6.0	8.1	10.6	18.8	10.0	5.2	15.6	9.1
4	9.4	9.4	10.8	3.7	4.6	9.6	8.3	12.6	6.6	11.1	11.4	9.3
5	10.7	11.4	10.9	5.2	6.6	9.9	9.7	11.5	10.6	11.0	13.0	21.1
6	10.8	5.2	10.4	6.5	5.2	7.7	9.8	14.1	5.8	8.0	12.4	14.6
7	12.0	11.5	5.7	6.1	4.8	6.5	11.3	11.0	10.4	10.3	10.6	13.2
8	11.6	10.9	5.0	5.8	5.6	8.4	9.1	10.3	9.9	17.3	11.8	4.9
9	6.7	6.6	3.0	10.4	5.9	9.6	10.2	5.4	6.8	10.9	10.7	11.3
10	6.1	14.5	12.1	5.0	9.6	7.0	6.5	8.7	7.9	13.2	8.0	12.6
11	10.3	17.4	12.1	6.0	8.9	5.8	10.5	9.7	12.0	10.7	9.2	7.6
12	8.3	15.5	12.4	5.6	6.2	7.9	11.1	8.0	10.3	9.8	13.9	14.4
13	5.1	12.7	9.4	5.4	5.6	14.3	19.2	11.1	9.5	4.6	9.7	12.0
14	12.4	12.4	6.5	4.1	5.4	9.1	12.4	13.0	8.4	12.3	11.2	10.3
15	10.0	8.3	10.4	4.6	8.4	7.4	7.6	13.9	6.1	17.4	16.6	16.4
16	4.8	10.0	10.2	4.1	9.9	8.6	11.6	9.0	6.2	10.3	12.4	12.7
17	7.7	8.9	6.9	6.3	10.5	9.9	8.0	6.0	8.1	7.7	6.4	11.5
18	7.5	6.1	6.4	7.4	9.8	8.0	6.8	8.5	5.9	14.1	11.8	18.0
19	7.3	9.8	12.7	5.7	8.0	6.4	10.9	5.9	10.1	8.5	12.6	18.1
20	8.6	10.5	5.5	4.6	5.4	8.8	7.9	2.8	9.1	9.2	11.0	11.5
21	10.2	11.5	11.4	4.0	7.7	10.0	7.8	9.0	9.1	7.7	18.6	16.4
22	5.1	13.1	10.8	5.5	6.3	9.7	12.0	10.5	7.5	10.8	12.1	9.7
23	12.2	11.2	9.7	5.9	8.2	10.9	11.3	9.1	6.3	6.4	11.0	7.6
24	6.4	9.1	11.0	5.6	8.7	9.0	10.2	6.6	9.6	10.9	15.4	14.3
25	9.8	13.5	9.9	5.3	6.1	10.4	10.4	6.5	9.8	6.1	11.7	9.6
26	10.3	6.7	8.7	5.2	7.1	9.3	5.9	9.5	10.0	5.4	9.2	13.7
27	6.5	12.5	9.6	5.5	6.6	8.8	6.4	13.7	7.6	5.9	11.4	15.1
28	6.6	12.7	9.4	4.5	7.4	7.6	12.4	9.6	7.0	12.2	12.8	8.1
29	10.9		4.0	6.3	5.5	15.9	16.5	11.4	6.9	9.1	11.0	12.4
30	8.5		5.9		9.7	9.5	8.0	9.1	8.9	11.3	7.6	11.6
31	3.1		4.9		7.1		11.2	12.0		16.8		15.1
Days	31.0	28.0	31.0	28.0	31.0	30.0	31.0	31.0	30.0	31.0	30.0	31.0
Avg	9.0	10.6	8.9	5.5	6.9	9.2	10.2	9.8	8.4	9.9	11.7	12.4
Min	3.1	5.2	3.0	3.7	4.0	5.8	5.9	2.8	5.8	4.6	6.4	4.9
Max	16.5	17.4	12.7	10.4	10.5	15.9	19.2	18.8	12.0	17.4	18.6	21.1

จากตารางที่ 4.4 ค่าเฉลี่ยรายวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง Brewer Spectrophotometer#121 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา ตั้งแต่ปี 1997-2010 มีค่าอยู่ระหว่าง 2.8-21.1.DU

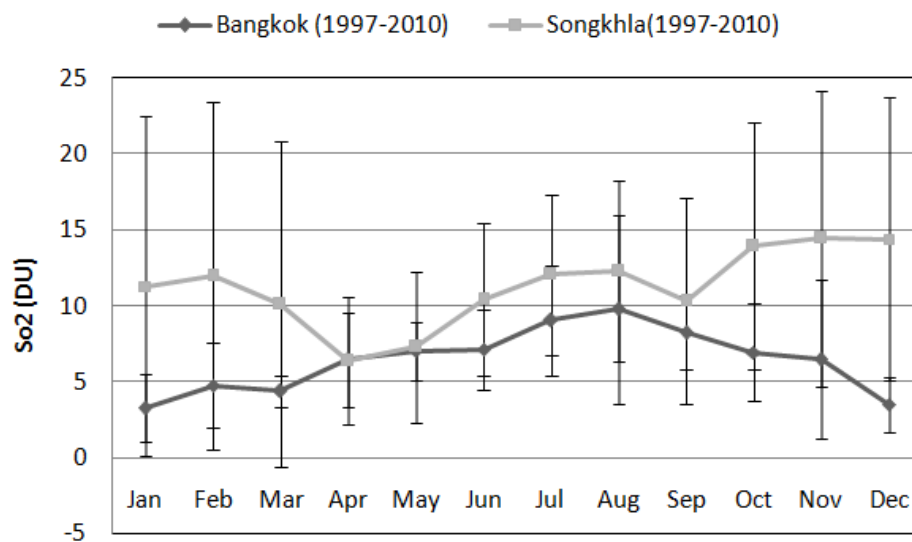


รูปที่ 4.7 การเปลี่ยนแปลงในรอบวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง Brewer#120 ในช่วงฤดูร้อน ฤดูฝน และฤดูหนาว เป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลาในแต่ละวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ ปี 1997-2010 โดยแถบค่าความ คาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของซัลเฟอร์ไดออกไซด์



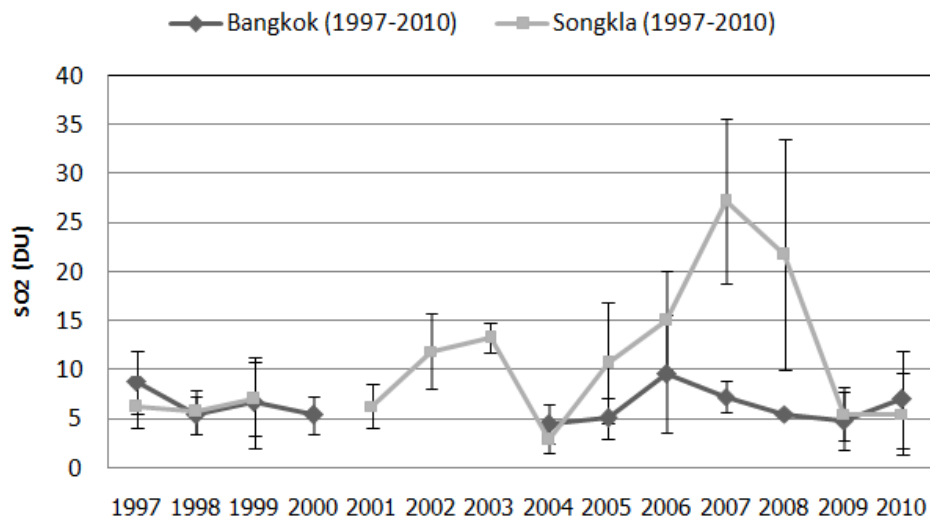
รูปที่ 4.8 การเปลี่ยนแปลงในรอบวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง Brewer#121 ในช่วงฤดูร้อน ฤดูฝน และฤดูหนาว เป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลาในแต่ละวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ ปี 1997-2010 โดยแถบค่าความ คาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของซัลเฟอร์ไดออกไซด์

จากรูปที่ 4.8 พบว่า การเปลี่ยนแปลงของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ในรอบวันของทั้งสามฤดูกาลมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่แน่นอน



รูปที่ 4. 9 การเปลี่ยนแปลงในรอบเดือนของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ได้จากเครื่อง Brewer#120 และ 121 ได้จากค่าเฉลี่ยรายวันของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ ปี 1997-2010 โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของซัลเฟอร์ไดออกไซด์

จากรูปที่ 4.9 พบว่าซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่สถานีวัดกรุงเทพมหานครมีค่าสูงในช่วงเดือนเมษายนถึงเดือนตุลาคม มีค่าสูงสุดในเดือนสิงหาคม ที่ 9.8 ± 2.2 DU sulphur conversion เพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น นอกจากนี้ยังพบว่า การเพิ่มขึ้นของซัลเฟอร์ไดออกไซด์เป็นผลมาจากการเพิ่มขึ้นของโอโซนและความชื้นสัมพัทธ์ (Meagher, Bailey et al. 1983; Luria, Boatman et al. 1992; Saral and Erturk 2003) ส่วนที่สงขลาซัลเฟอร์ไดออกไซด์มีค่าสูงในเดือนช่วงฤดูหนาว ซึ่งจะมีสอดคล้องกับผลที่ได้จาก ARSDR (1998) ซึ่งพบว่าซัลเฟอร์ไดออกไซด์ มีค่าสูงในช่วงฤดูหนาว

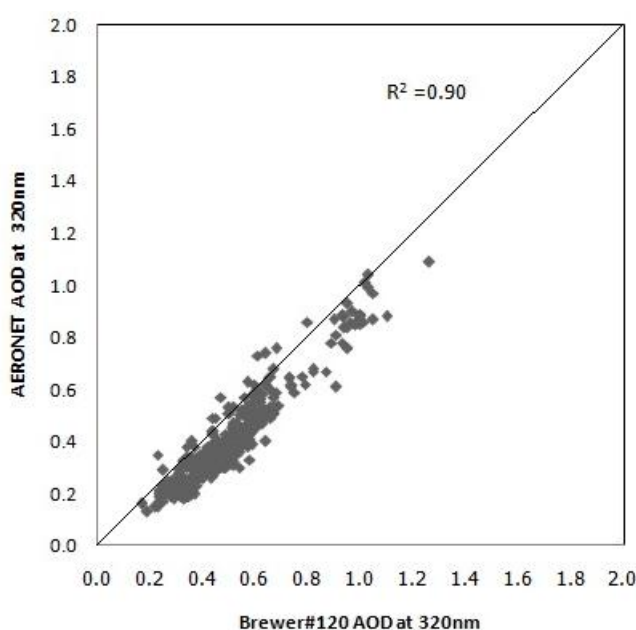


รูปที่ 4.10 การเปลี่ยนแปลงของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ตั้งแต่ ปี 1997-2010 ได้จากเครื่อง Brewer#120 และ 121 ได้จากค่าเฉลี่ยรายเดือนของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ โดยแถบค่าความคาดเคลื่อนเป็นส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของซัลเฟอร์ไดออกไซด์

จากรูปที่ 4.10 พบว่าการเปลี่ยนแปลงรายปีของซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร ตั้งแต่ปี 1997-2010 มีสูงสุดในปี 2006 ที่ $9.6 \pm 1 \text{ DU}$ ส่วนค่าต่ำสุดพบในปี 2004 ที่ $4.5 \pm 0.6 \text{ DU}$ ส่วนที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา ตั้งแต่ปี 1997-2011 มีสูงสุดในปี 2007 ที่ $27 \pm 3 \text{ DU}$ ส่วนค่าต่ำสุดพบในปี 2004 ที่ $2.9 \pm 0.6 \text{ DU}$ การเปลี่ยนแปลงรายปีของทั้งสองสถานนี้มีแนวโน้มลดลงเนื่องจากการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจก นอกจากนี้ยังพบว่าซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่สถานีสงขลา มีค่าสูงกว่าค่าที่ได้จากกรุงเทพมหานครเนื่องจากได้รับอิทธิพลจากการถูกรังทางภาคใต้ซึ่งแหล่งที่สำคัญในการปล่อยก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ออกสู่บรรยากาศ นอกจากนี้ยังได้รับอิทธิพลจากการระเบิดและการประทุกของภูเขาไฟที่อินโดนีเซียและฟิลิปปินส์ ส่วนค่าสูงสุดในปี 2007 ที่สงขลาเนื่องจากได้รับอิทธิพลจากการปะทุอย่างรุนแรงของภูเขาไฟเคลุด บนเกาะชวา ประเทศอินโดนีเซียซึ่งอยู่ออกไปห่างจากจากาทาร์ไปทางทิศตะวันออกเฉียงประมาณ 620Km ซึ่งเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกเฉียงจังหวัดสงขลาสูงกว่าทุกๆ ปี

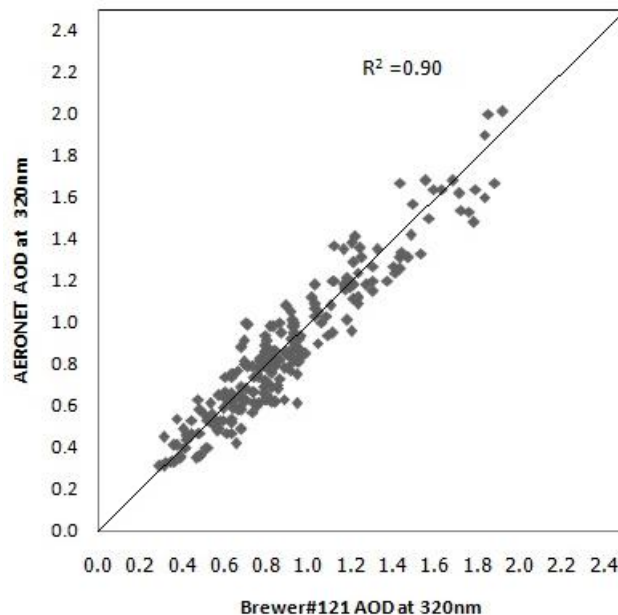
4.3 การเปรียบเทียบข้อมูล AOD

ในการเปรียบเทียบข้อมูล AOD ที่ได้จาก Brewer กับข้อมูล AOD ที่ความยาวคลื่น 320nm จากการ interpolation ที่ความยาวคลื่น 1020, 870, 675, 500, 440, 380, and 340nm ที่ได้จากเครื่อง Sun photometer ของ AERONET โดยใช้ข้อมูลที่เครื่องมือวัดติดตั้งอยู่ในสถานที่ใกล้เคียงกัน ในช่วง วันและเวลาเดียวกัน ที่สถานีวัดกรุงเทพมหานคร เครื่อง Brewer ติดตั้งที่กรมอุตุนิยมวิทยาบางนา (13.7°N, 100.6°E) ตั้งแต่ปี 1997 ถึงปัจจุบัน ส่วน Sun photometer ติดตั้งอยู่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย (13.7°N, 100.5°E) ในระหว่างปี 2003-2004 หลังจากนั้นเครื่องมือได้ถูกย้ายไปติดตั้งที่ศรีสำโรง จังหวัดสุโขทัย ดังนั้นข้อมูลที่จะใช้ในการเปรียบเทียบครั้งนี้ จึงเป็นข้อมูลที่อยู่ในช่วง วัน เวลา และปีเดียวกัน โดยจะใช้ข้อมูลในปี 2004 ส่วนข้อมูลปี 2003 ไม่ได้ใช้เพราะว่า Brewer เครื่องเกิดการชำรุด ข้อมูล AOD ที่ความยาวคลื่น 320nm ที่ใช้จะอยู่ภายใต้เงื่อนไข ท้องฟ้าปราศจากเมฆและค่า air mass น้อยกว่า 4 ดังรูปที่ 4.11 แสดงความสัมพันธ์เชิงเส้นระหว่าง AOD ที่ได้จาก Brewer กับข้อมูล AOD ที่ได้จากเครื่อง Sun photometer ที่ความยาวคลื่น 320nm ที่กรมอุตุนิยมวิทยาบางนา กับที่สถานีวัดจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ 0.90



รูปที่ 4.11 กราฟกระจายของข้อมูล AOD ที่วัดได้จาก AERONET ที่ความยาวคลื่น 320nm ที่สถานีวัดจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย กรุงเทพมหานคร (13.7°N, 100.5°E) และ ข้อมูล AOD จาก Brewer#121 ที่ความยาวคลื่น 320nm กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร (13.6°N, 100.6°E) ในปี 2004

ส่วนรูปที่ 4.12 มีความสัมพันธ์ทางบวกอย่างมีนัยสำคัญระหว่าง AOD ที่ได้จาก Brewer กับข้อมูล AOD ที่ได้จากเครื่อง Sun photometer ที่ความยาวคลื่น 320nm ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา (7.2°N, 100.60°E) ซึ่งเป็นเครื่องมือของมหาวิทยาลัยศิลปากรอยู่ภายใต้เครือข่าย AERONET มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ 0.90



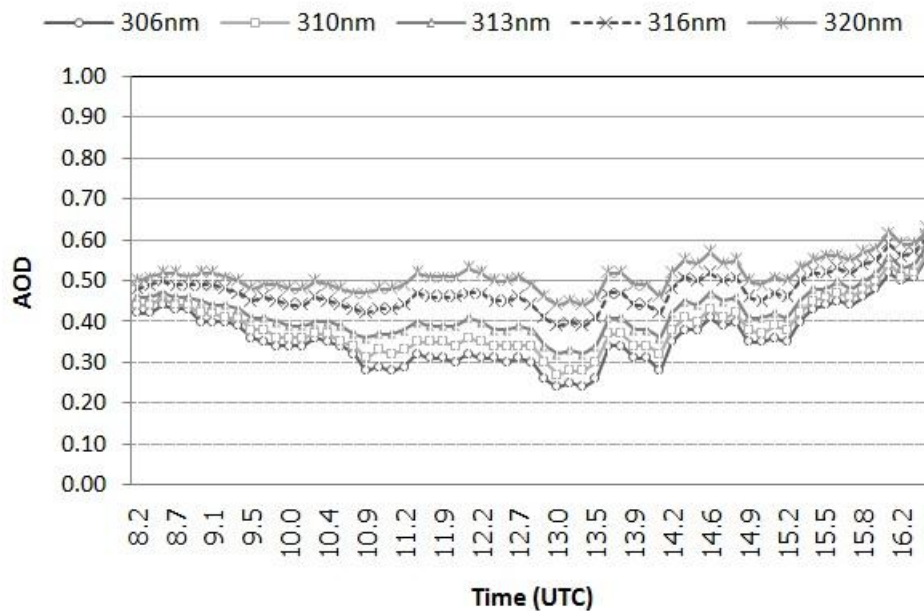
รูปที่ 4.12 กราฟกระจายของข้อมูล AOD ที่วัดได้จากเครื่องมือของมหาวิทยาลัยศิลปากรอยู่ภายใต้เครือข่าย AERONET ที่ความยาวคลื่น 320nm และ ข้อมูล AOD จาก Brewer#121 ที่ความยาวคลื่น 320nm ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัด (7.2°N, 100.6°E) ในปี 2010

4.4 การเปลี่ยนแปลง AOD รายวัน

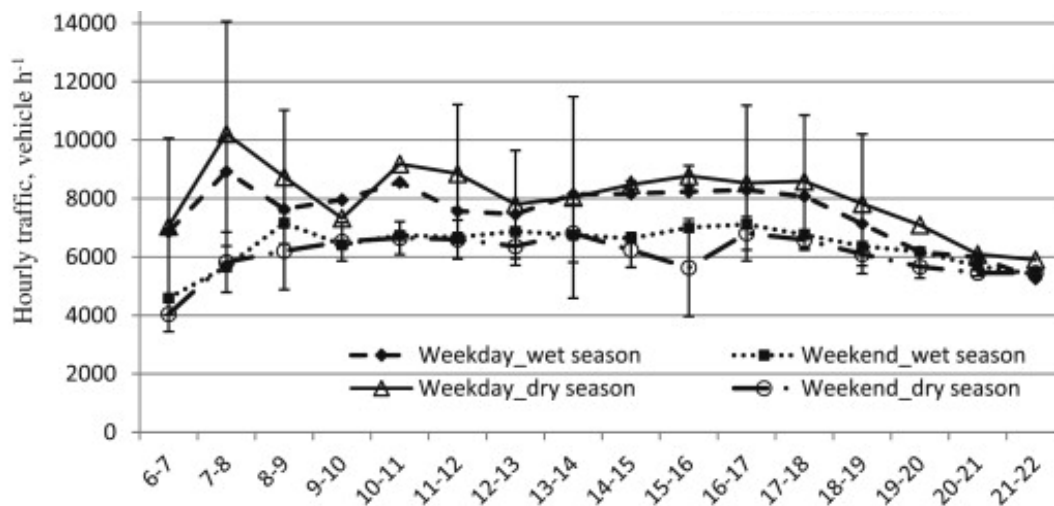
โดยทั่วไป AOD ในช่วงความยาวคลื่นยาวมีค่าลดลงอย่างรวดเร็วในขณะที่ความยาวคลื่นเพิ่มขึ้น ซึ่งรวมไปถึงในรังสียูวีด้วย แต่ในงานวิจัยบางครั้งพบว่า AOD เพิ่มขึ้นเมื่อช่วงความยาวคลื่นเพิ่มขึ้นในช่วงรังสียูวี ดังรูปที่ 4.13 (Cachorro, Gonzalez et al. 1989; Marengo, Santacesaria et al. 1997; Jacovides, Steven et al. 2000; Kirchhoff, Silva et al. 2002; Arola and Koskela 2004; Silva and Kirchhoff 2004) เนื่องมาจาก AOD ในช่วงความยาวคลื่นสั้นอาจจะมีค่าคลาดเคลื่อนค่อนข้างสูงเพราะความยาวคลื่นสั้นมีสัญญาณต่ำ (Arola and Koskela 2004; Silva and Kirchhoff 2005)

การเปลี่ยนแปลงในรอบวันของ AOD ที่ความยาวคลื่น 306, 310, 313, 316, and 320nm ที่ได้จากเครื่อง Brewer ที่กรมอุตุนิยมวิทยาบางนา พบว่ามีค่าสูงสุดในตอนเช้าและตอนบ่าย (รูปที่ 4.13) ผลที่ได้นี้

อาจจะเกิดจากการปล่อยละอองจากการขนส่ง และการคมนาคมในช่วงเช้าและบ่ายของชั่วโมงเร่งด่วน ผลการทดลองที่ได้ยังสอดคล้องงานวิจัยของ Leong and Laortanakul (2003) พบว่าช่วงที่การคมนาคมหนาแน่นในกรุงเทพมหานครอยู่ในช่วงเช้าและช่วงบ่าย ดังรูปที่ 4.14

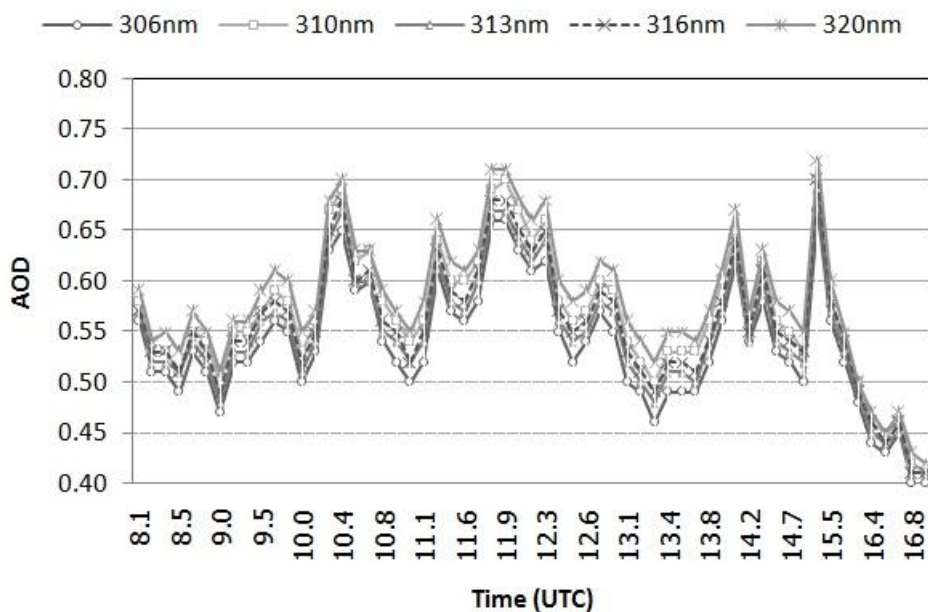


รูปที่ 4.13 AODs เป็นฟังก์ชันของความยาวคลื่นภายใต้เงื่อนไข air mass น้อยกว่า 4 ในเขตกรุงเทพมหานคร



รูปที่ 4.14: ค่าเฉลี่ยของชั่วโมงการใช้รถบนท้องถนนในช่วงวันปกติและวันหยุดในช่วงฤดูฝนและฤดูร้อนในกรุงเทพมหานคร(Leong and Laortanakul 2003).

ส่วนในรูปที่ 4.15 เป็นค่า AOD ที่ได้จากศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา ภายใต้เงื่อนไขท้องฟ้าปราศจากเมฆและ air mass น้อยกว่า 4 พบว่า AOD มีค่าเพิ่มขึ้นเมื่อความยาวคลื่นเพิ่มขึ้น ค่าสูงสุดพบในช่วงตอนบ่าย ซึ่งมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงต่างจากกรมอุตุนิยมวิทยาบางนาเพราะว่าในตอนบ่ายอากาศร้อน ความชื้นสัมพัทธ์มีค่าต่ำ และอัตราเร็วลมมีค่าในระดับปานกลาง จากปัจจัยเหล่านี้ส่งผลให้ฝุ่นละอองลอยขึ้นไปในสะสมอยู่ในบรรยากาศในช่วงตอนบ่าย นอกจากนี้ยังพบว่าศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลาเป็นเขตปลอดอุตสาหกรรมเมื่อเปรียบเทียบกับกรุงเทพมหานคร จึงส่งผลให้ AOD มีค่าต่ำกว่ากรุงเทพมหานคร

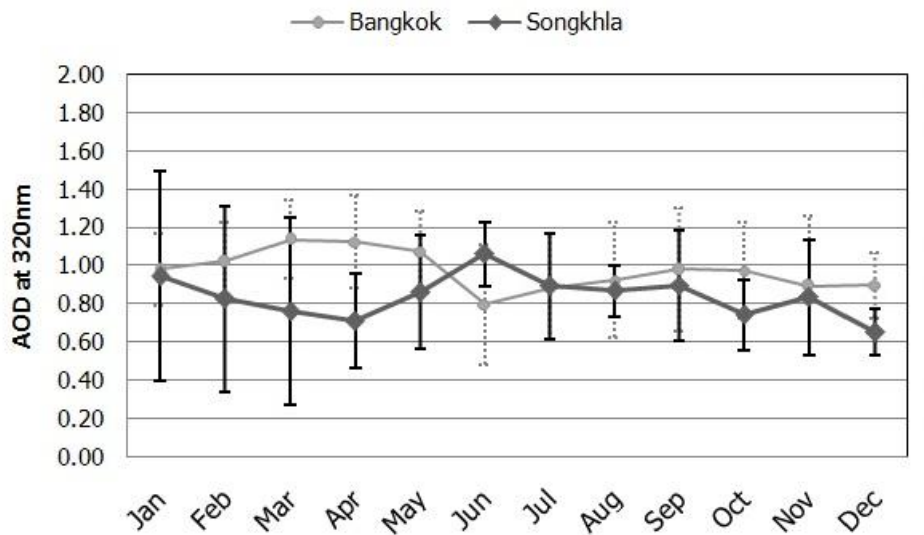


รูปที่ 4.15: AODs เป็นฟังก์ชันของความยาวคลื่นภายใต้เงื่อนไขท้องฟ้าปราศจากเมฆและ air mass น้อยกว่า 4 ในจังหวัดสงขลา

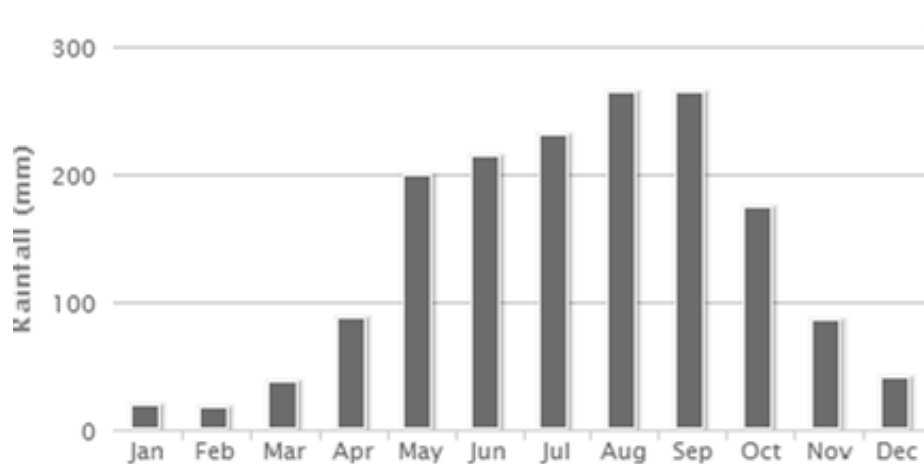
4.5 การเปลี่ยนแปลง AOD รายเดือน

จากการเปลี่ยนแปลงรายวันของ AOD พบว่ามีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงเหมือนกัน โดย AOD ที่ความยาวคลื่น 320 nm มีค่ามากที่สุด ดังนั้นการเปลี่ยนแปลงรายเดือนจึงเลือกแสดงการเปลี่ยนแปลงของ AOD ที่ความยาวคลื่น 320nm จากรูปที่ 4.16 พบว่า AOD มีค่าสูงในช่วงฤดูร้อน และมีค่าสูงสุดในเดือนในเดือนพฤษภาคม ส่วนเดือนมิถุนายนเป็นเดือนที่มีค่า AOD ต่ำที่สุด ค่า AOD มีค่าสูงในช่วงฤดูร้อนเนื่องจากการเพิ่มขึ้นของการพาความร้อนทำให้เกิดการยกตัวของฝุ่นละอองจากการจราจรบนท้องถนนลอยขึ้นสู่ชั้นบรรยากาศ รวมถึงความกดอากาศสูงปกคลุมในช่วงนี้ สภาพอากาศแห้งและแสงแดดปริมาณที่มาก ซึ่งส่งผลให้ฝุ่นละอองอยู่ในบรรยากาศได้เป็นเวลานานเพราะไม่มีการชะล้างของฝน การศึกษานี้ตรงกับการศึกษาของ Janjai (2003) ซึ่งใช้เครื่อง Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer ในการหาค่า AOD ในจังหวัดนครปฐม (ห่างจา

กรุงเทพมหานครประมาณ 50 กิโลเมตร) พบว่า AOD มีค่าสูงในช่วงฤดูร้อน นอกจากนี้ยังพบว่าปริมาณน้ำฝนในกรุงเทพมีค่าค่อนข้างสูงในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม (ดังรูปที่ 4.17) น้ำฝนชะล้างฝุ่นละอองออกจากบรรยากาศทำให้ค่า AOD มีค่าต่ำ (Bridhikitti 2012)

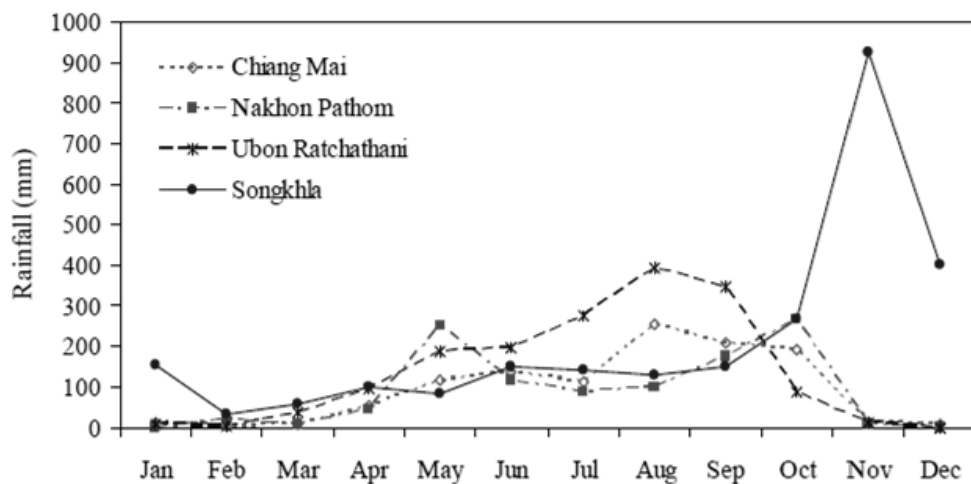


รูปที่ 4.16 การเปลี่ยนแปลงรายเดือนเฉลี่ยของ AOD ที่ 320nm ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ และ air mass น้อยกว่า 4 ในเขตกรุงเทพมหานครและสงขลา ในระหว่างปี 1997-2011 แถบความคลาดเคลื่อนคือส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน



รูปที่ 4.17ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนของกรุงเทพมหานคร ตั้งแต่ ปี 1990 ถึง 2009(World Bank Group 2013)

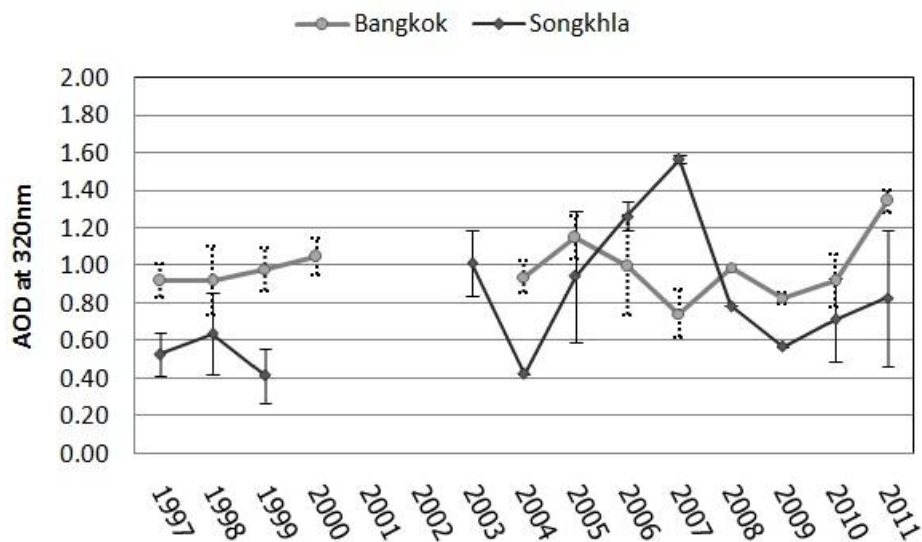
ส่วนในจังหวัดสงขลาพบว่ารูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่ไม่แน่นอน ถึงอย่างไรก็ตาม พบว่า AOD มีค่าสูงในเดือนมิถุนายน ซึ่งตรงกันกับการศึกษาของ Kumharn et al. (2012) ได้ทำการศึกษา AOD ในประเทศมาเลเซีย ซึ่งมีสภาพภูมิอากาศคล้ายกับทางภาคใต้ของประเทศ พบว่า AOD มีค่าสูงในเดือนมิถุนายน นอกจากนี้ ค่า AOD สูงที่พบในเดือนมิถุนายนเป็นช่วงที่ปริมาณของฝนน้อยเมื่อเทียบกับช่วงเดือนตุลาคมไปถึงเดือนกันยายน ดังรูปที่ 4.18



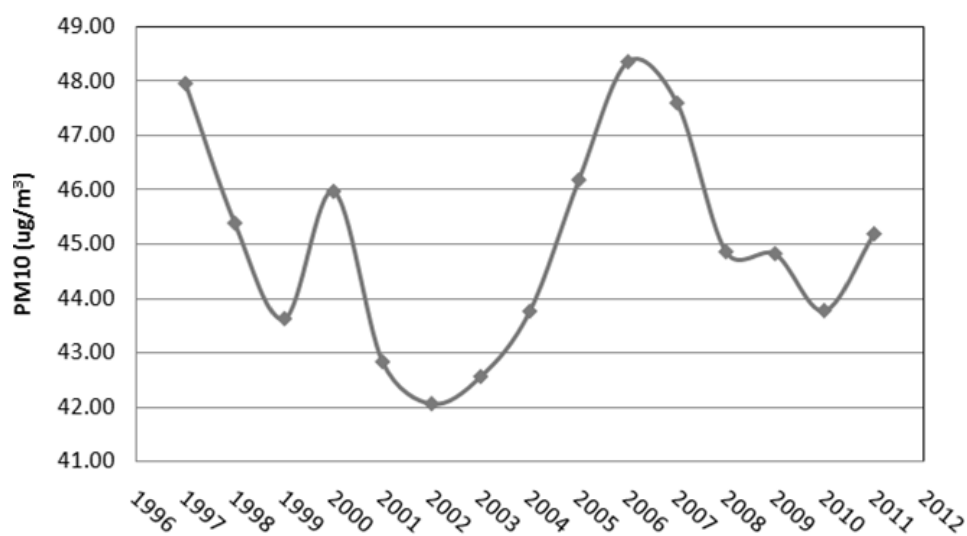
รูปที่ 4.18 ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนของสงขลา(Serm Janjai, Manuel Nunez et al. 2012)

4.6 การเปลี่ยนแปลง AOD รายปี

การเปลี่ยนแปลงรายปีของ AOD จากปี 1997-2011 ดังรูปที่ 4.19 ปีที่แสดงค่าสูงสุดคือ 2000, 2005 และ 2011 มีค่าสูงสุดที่ 1.34 ± 0.02 การศึกษานี้ได้สอดคล้องกับการศึกษาของอนุภาค PM₁₀ ของ World Bank Group ซึ่งได้ทำการศึกษาจากปี 1997-2011 ดังแสดงในรูปที่ 4.20 (World Bank Group 2013) พบว่า PM₁₀ มีค่าสูงในปี 2000, 2005 และปี 2011 ซึ่งสอดคล้องกับการศึกษานี้



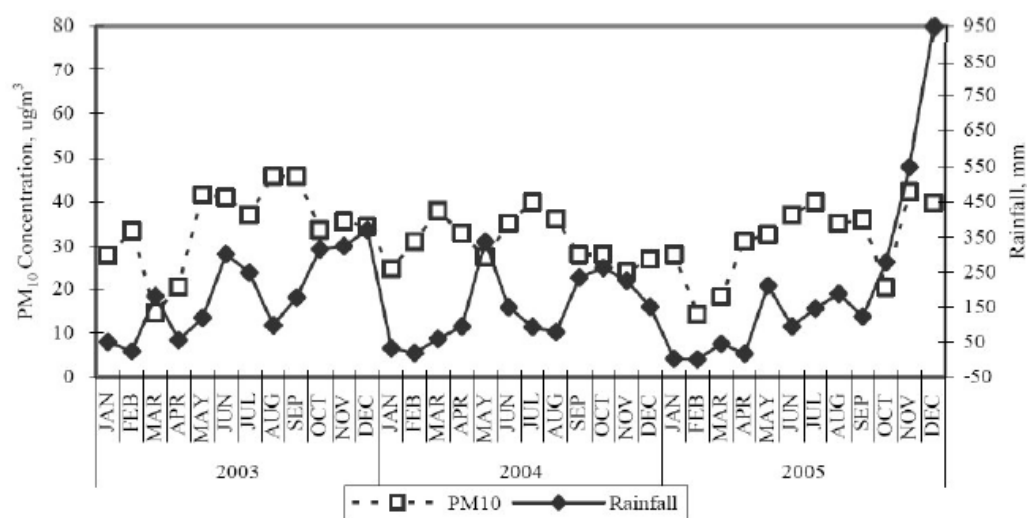
รูปที่ 4.19 การเปลี่ยนแปลงรายปีเฉลี่ยของ AOD ที่ 320nm ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ และ air mass น้อยกว่า 4 ในเขตกรุงเทพมหานครและสงขลา ในระหว่างปี 1997-2011 แถบความคลาดเคลื่อนคือส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน



รูปที่ 4.20: Annual Average of PM10 in Bangkok during 1997-2011(World Bank Group 2013).

ส่วนที่จังหวัดสงขลา พบว่า AOD มีการเปลี่ยนแปลงขึ้นๆ ลงๆ ตั้งแต่ 1997-2011 มีค่าสูงสุดในปี 2007 ซึ่งเป็นผลมาจากการระเบิดของภูเขาไฟ Kelut ในปี 2007 ซึ่งมีการปลดปล่อยเขม่าควันเป็นจำนวนมาก และค่า AOD ที่สูงขึ้นในปี 2007 ยังเป็นผลมาจากไฟป่าที่เกิดขึ้นในเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย (Overpeck and Cole 2007; Jeffery, Gertisser et al. 2013) ผลที่ได้จากงานวิจัยนี้ยังมีผลตรงกับงานวิจัยของ Leong และ

Laortanakul (2003) ซึ่งพบว่าการเปลี่ยนแปลงของ PM_{10} มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่ไม่แน่นอน ดังรูปที่ 4.21



รูปที่ 4. 21 ค่าเฉลี่ยรายเดือนของ PM_{10} และปริมาณน้ำฝนในช่วงปี 2003 ถึง 2005 ที่สงขลา (Leong and Laortanakul 2003).

4.7 ค่าเฉลี่ย AOD ที่ความยาวคลื่น 320 ทั้ง 8 แห่งในประเทศไทย

ข้อมูล AOD ที่ความยาวคลื่น 320nm ได้มาจากการ Extrapolation ที่ความยาวคลื่น 1020, 870, 675, 500, 440, 380, and 340nm จากข้อมูล AERONET ที่สถานีต่างๆ แสดงดังในตาราง

ตารางที่ 4.5 ความยาวคลื่นมีการวัดและปีที่และติดตั้งเครื่องมือของแต่ละสถานี

Station		2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Chiang Mai 18.78 °N, 98.98 °E	340				✓	✓	✓				✓	✓
	380				✓	✓	✓				✓	✓
	440				✓	✓	✓				✓	✓
	500				✓	✓	✓				✓	✓
	675				✓	✓	✓				✓	✓
	870						✓				✓	✓
	1020				✓	✓	✓				✓	✓
Chulalongkorn Bangkok 13.40 °N, 100.37 °E	340	✓	✓									
	380	✓	✓									
	440	✓	✓									
	500	✓	✓									
	675	✓	✓									
	870	✓	✓									
	1020	✓	✓									
	340	✓										

Hua Hin Prachuab Khiri Khan 12.63°N, 99.95 °E	380	✓										
	440	✓										
	500	✓										
	675	✓										
	870	✓										
	1020	✓										
Mukdahan 16.49°N, 104.56 °E	340	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			
	380	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			
	440	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			
	500	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			
	675	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			
	870	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			
	1020	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			
Om Koi Chiang Mai 17.47°N, 98.25 °E	340	✓										
	380	✓										
	440	✓										
	500	✓										
	675	✓										
	870	✓										
	1020	✓										
Phi mai Nakhon Ratchasima 15.10 °N,102.33 °E	340	✓	✓	✓	✓	✓	✓					
	380	✓	✓	✓	✓	✓	✓					
	440	✓	✓	✓	✓	✓	✓					
	500	✓	✓	✓	✓	✓	✓					
	675	✓	✓	✓	✓	✓	✓					
	870	✓	✓	✓	✓	✓	✓					
	1020	✓	✓	✓	✓	✓	✓					
Silpakorn Nakhon Pathom 13.82 °N,100.04 °E	340						✓	✓	✓	✓	✓	✓
	380						✓	✓	✓	✓	✓	✓
	440				✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	500				✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	675				✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	870				✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	1020				✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Ubonratchathani 15.25 °N,104.87 °E	340							✓	✓	✓	✓	
	380							✓	✓	✓	✓	
	440							✓	✓	✓	✓	
	500							✓	✓	✓	✓	
	675							✓	✓	✓	✓	
	870									✓	✓	
	1020							✓	✓	✓	✓	
	1640										✓	

ตารางที่ 4.6 AOD ที่ 320nm สถานีวัดอุตุนิยมวิทยาเชียงใหม่ (18.78 °N, 98.98 °E)

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	0.42	0.91	1.56	1.11	0.84	0.37			0.23	0.72	0.78	0.32
2	0.59	0.79	1.48	3.05	0.83	0.61	0.23		0.29		0.56	0.51
3	0.46	0.55	1.46	1.95	0.73				0.28	0.14	0.40	0.37
4	0.60	0.48	1.74	2.16	0.70	0.83			0.20	0.19	0.43	0.42
5	0.54	0.43	1.56	1.45	0.87	0.69				0.27	0.25	0.38
6	0.50	0.39	1.98	1.43	0.99	0.83				0.17	0.27	0.45
7	0.62	0.48	2.25	1.37	0.75	0.64	0.21			0.31	0.34	0.53
8	0.61	0.61	1.84	1.68	0.82					0.19	0.52	0.64
9	0.50	0.97	1.77	1.66	0.80	0.22	0.13				0.31	0.55
10	0.52	1.21	2.07	1.63	0.87	0.21	0.21			0.45	0.36	0.48
11	0.52	0.85	1.76	1.66	0.78	0.21	0.20		0.17	0.46	0.31	0.53
12	0.37	0.76	1.81	1.53	0.73					0.61	0.43	0.63
13	0.62	1.24	1.40	2.15	0.56			0.13	0.17	0.55	0.44	0.62
14	0.66	1.35	1.60	1.23	0.67					0.60	0.39	0.59
15	0.49	1.41	1.52	1.09	0.71					0.48	0.34	0.55
16	0.66	1.10	1.54	1.47	0.57			0.14	0.21	0.43	0.41	0.56
17	0.70	1.09	1.30	1.47	0.74				0.20	0.50	0.29	0.48
18	0.62	1.41	2.63	1.85	0.67				0.27	0.64	0.32	0.56
19	0.39	0.54	2.67	2.03	1.06				0.11	0.45	0.46	0.67
20	0.45	1.18	2.55	1.74	0.92			0.26	0.30	0.66	0.25	0.59
21	0.54	1.32	1.61	2.04	0.63				0.34	0.47	0.27	0.40
22	0.42	1.29	1.79	1.32	0.60	0.17		0.22	0.27	0.41	0.44	0.43
23	0.59	1.04	2.76	0.96	0.56	0.18			0.53	0.36	0.38	0.68
24	0.45	0.91	2.58	0.98	0.73			0.24	0.24	0.45	0.33	0.45
25	0.67	1.16	2.17	0.97	0.78	0.18		0.30		0.41	0.31	0.45
26	0.50	1.15	2.08	0.90	0.43		0.11	0.19		0.51	0.28	0.49
27	0.53	1.60	1.66	0.97	0.46		0.15		0.39	0.58	0.28	0.42
28	0.49	1.24	1.49	1.08	0.38			0.21	0.40	0.54	0.42	0.43
29	0.63	1.31	1.81	1.63	0.21			0.19	0.43	0.50	0.38	0.26
30	0.57		2.47		0.41	0.20		0.16	0.69	0.53	0.34	0.39
31	1.03		2.98		0.52					0.62		
Days	31.00	29.00	31.00	29.00	31.00	13.00	7.00	10.00	19.00	29.00	30.00	30.00
Avg	0.56	0.99	1.93	1.54	0.69	0.41	0.18	0.20	0.30	0.45	0.37	0.49
Min	0.37	0.39	1.30	0.90	0.21	0.17	0.11	0.13	0.11	0.14	0.25	0.26
Max	1.03	1.60	2.98	3.05	1.06	0.83	0.23	0.30	0.69	0.72	0.78	0.68

จากตารางที่ 4.6 พบว่า AOD มีค่าเปลี่ยนแปลงระหว่าง 0.11-3.05 มีค่าสูงสุดในเดือนเมษายนที่ 3.05 และมีค่าต่ำสุดในเดือนกรกฎาคมและเดือนกันยายนที่ 0.11

ตารางที่ 4.7 AOD ที่ 320nm สถานีวัดอมก๋อย จังหวัดเชียงใหม่ (17.47°N, 98.25 °E)

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1			0.37	0.49	0.35							
2			0.28	0.73	0.42							
3			0.36	1.29	0.41							
4			0.47	1.84	0.34							
5			0.24	1.50	0.33							
6			0.26	0.59	0.36							
7			0.20	0.85								
8			0.23	1.55								
9			0.24	0.85								
10			0.20	1.25								
11			0.27	0.45								
12				0.67	0.11							
13				1.60	0.15							
14			0.31	2.11	0.17							
15			0.49	1.26	0.23							
16		0.14	0.38	0.74	0.04							
17		0.22	0.26									
18		0.16	0.20									
19		0.17	0.26									
20		0.22	0.18		0.41							
21		0.20	0.56		0.44							
22		0.39	0.41		0.36							
23		0.19	0.49		0.33							
24			1.04		0.36							
25			0.50		0.35							
26			0.53									
27				1.10								
28		0.15		0.92								
29		0.11		0.60								
30			0.15									
31			0.43									
Days	0.00	10.00	26.00	19.00	17.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Avg		0.20	0.36	1.07	0.30							
Min	0.00	0.11	0.15	0.45	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Max	0.00	0.39	1.04	2.11	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

จากตารางที่ 4.7 พบว่า AOD มีค่าเปลี่ยนแปลงระหว่าง 0.20-1.07 มีค่าสูงสุดในเดือนเมษายนที่ 1.07 และมีค่าต่ำสุดในเดือนกุมภาพันธ์ที่ 0.22

ตารางที่ 4.8 AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย กรุงเทพมหานคร (13.40 °N,100.37 °E)

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1			1.12	0.48	0.37						0.54	0.80
2			0.88	0.50	0.30		0.19	0.60	0.26		0.55	
3			1.58	0.79	0.42		0.69			0.35	0.67	
4			1.68	0.37	9.56		0.69				0.89	
5		0.31	1.75	0.75	0.57				0.79	0.45	0.94	
6			1.34	0.74	0.82					0.66	1.04	
7				0.68			0.29	0.26		1.52	0.77	
8			1.16	0.89			0.39	0.21		0.14	0.67	
9		0.43	1.34	0.80			0.26			0.26	0.44	
10		0.70	1.09	0.77						0.47		
11		1.06		0.95					0.61		0.28	
12		0.85	2.31	0.95				0.32				
13		1.08	1.79	0.80				0.38				
14		0.99	1.73	0.92			0.34	0.41	0.59	0.22		
15		0.94	1.20	0.82			0.24	0.34	0.59	0.20		
16		1.02	0.69	0.90			0.26			0.43		
17		1.31	0.66	0.62			0.28	0.37		0.93		
18		1.62	0.81	1.26			0.23			1.35		
19		1.17	0.90	1.10			0.39			0.84	1.27	
20		0.91	0.80	0.84			0.29			0.76		
21		0.67	0.84	0.82		0.52	0.74		0.57	0.86	0.40	
22		0.59	0.54	1.08		0.51		0.21	0.32			
23		0.89	0.90	1.79		0.35	0.16	0.31	0.34			
24		0.48	0.79	0.89		0.36		0.29	0.60			
25		0.35	1.04	0.61		0.24		0.31		0.88	0.42	
26		0.60	0.84	0.36		0.44	0.34		0.49	0.85	0.37	
27		0.40	0.73	0.73			0.57	0.27	0.56	0.71	0.71	
28		0.40	0.39	0.93				0.17		0.30	0.64	
29		0.56	0.61	0.63		0.41	0.56			0.60		
30			0.58			0.36	0.40			0.38	0.65	
31			0.75				0.14	0.94		0.50		
Days		22.00	29.00	29.00	6.00	8.00	20.00	15.00	11.00	22.00	17.00	1.00
Avg		0.79	1.06	0.82	2.01	0.40	0.37	0.36	0.52	0.62	0.66	0.80
Min		0.31	0.39	0.36	0.30	0.24	0.14	0.17	0.26	0.14	0.28	0.80
Max		1.62	2.31	1.79	9.56	0.52	0.74	0.94	0.79	1.52	1.27	0.80

จากตารางที่ 4.8 พบว่า AOD มีค่าเปลี่ยนแปลงระหว่าง 0.14-2.31 มีค่าสูงสุดในเดือนมีนาคมที่ 2.31
และมีค่าต่ำสุดในเดือนกรกฎาคมที่ 0.14

ตารางที่ 4.9 AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดมหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82 °N,100.04 °E)

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	0.76	1.22	1.04	1.29	0.30	0.33			0.28	0.75	0.65	0.80
2	0.56	1.19	1.13	1.06	0.72			0.34	0.13	0.78	0.31	0.64
3	0.55	1.49	0.89	0.86	0.60	0.61	0.25	0.31	0.20	0.20	0.62	0.53
4	0.73	1.21	1.09	0.80	0.54		0.21	0.15	0.12	0.42	0.60	0.55
5	0.70	1.31	1.22	0.87	0.71		0.18	0.19	0.24	0.67	0.62	0.68
6	0.87	1.16	1.38	0.94	0.53	0.17	0.29		0.32	0.95	0.66	0.68
7	0.52	1.13	1.18	0.80	0.46	0.23	0.19		0.44	1.45	0.53	0.70
8	0.72	0.96	1.09	0.95	0.46	0.20	0.17		0.19	0.27	0.52	0.60
9	0.75	1.13	1.39	0.71	0.41	0.17	0.11		0.26	0.75	0.69	0.72
10	0.61	1.18	1.31	0.82	0.37	0.13	0.13	0.22	0.39	0.44	0.52	0.64
11	0.71	1.02	1.23	0.60		0.13	0.17		0.26	0.80	0.63	0.67
12	0.68	1.17	1.18	0.55	0.39	0.12	0.27	0.18	0.17	1.01	0.87	0.89
13	0.82	1.07	1.12	0.65	0.19	0.31	0.28			0.85	0.60	0.70
14	1.06	1.14	1.47	0.53	0.30	0.29	0.24	0.11	0.26	1.08	0.53	0.58
15	1.08	1.15	1.21	0.36	0.41			0.20	0.20	0.85	0.47	0.68
16	0.88	1.17	1.16	0.33	0.38			0.10		0.77	0.45	0.84
17	0.77	0.97	1.20	0.61	0.37	0.16		0.14	0.15	0.38	0.47	0.74
18	0.74	0.99	1.02	0.67	0.24	0.17	0.17		0.20	0.40	0.45	0.61
19	0.96	1.05	0.84	0.72	0.40	0.10		0.26	0.18	0.58	0.50	0.69
20	1.25	0.96	0.85	0.76	0.35			0.13	0.16	0.70	0.61	0.80
21	1.08	1.38	0.97	0.75	0.37	0.38	0.24	0.12		0.59	0.52	0.76
22	1.41	0.90		0.71	0.45	0.33		0.12	0.15	0.25	0.44	0.73
23	1.40	0.69		0.76	0.32	0.17	0.25	0.19	0.15	0.33	0.46	0.57
24	1.15	0.86	0.99	0.64	0.36	0.16		0.48		0.26	0.68	0.73
25	1.15	0.93	0.73	0.57	0.30	1.70	0.14	0.22		0.86	0.65	0.69
26	1.02	1.19	1.08	0.54	0.25		0.14	0.26	0.34	0.45	0.55	0.74
27	1.11	1.28	1.15	0.53	0.30	0.32	0.17		0.59	0.62	0.50	0.77
28	1.13	1.10	1.19	0.45	0.23			0.18	0.29	0.49	0.80	0.56
29		1.00	1.05	0.43	0.33		0.26	0.27	0.67	0.62	0.82	0.47
30	1.23		1.09	0.57	0.21			0.22	0.84	0.61	0.60	0.67
31	1.00		1.16		0.25			0.22		0.32		0.42
Days	30.00	29.00	29.00	30.00	30.00	20.00	19.00	22.00	25.00	31.00	30.00	31.00
Avg	0.91	1.10	1.12	0.69	0.38	0.31	0.20	0.21	0.29	0.63	0.58	0.67
Min	0.52	0.69	0.73	0.33	0.19	0.10	0.11	0.10	0.12	0.20	0.31	0.42
Max	1.41	1.49	1.47	1.29	0.72	1.70	0.29	0.48	0.84	1.45	0.87	0.89

จากตารางที่ 4.9 พบว่า AOD มีค่าเปลี่ยนแปลงระหว่าง 0.10-1.70 มีค่าสูงสุดในเดือนมิถุนายนที่ 1.70
และมีค่าต่ำสุดในเดือนมิถุนายนและเดือนกรกฎาคมที่ 0.10

ตารางที่ 4.10 AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดหัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ (12.63°N, 99.95 °E)

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1			0.81	0.16	0.37							
2			0.96	0.15	0.23							
3			0.60	0.19	0.33							
4			0.33	0.20	0.43							
5			0.63	0.36	0.43							
6			0.42	0.79	0.45							
7			0.55	0.83								
8			0.51	1.06								
9			0.94	1.25								
10			0.70	0.77								
11				0.55								
12			0.77	0.79								
13				0.79	0.46							
14			0.67	0.76	0.42							
15			0.78	0.83	0.36							
16			0.64	0.64								
17			0.69	0.53								
18			0.65	0.65								
19			0.80	0.53	0.50							
20			0.73	0.61								
21		0.49		0.58	0.49							
22		0.46	0.73	0.73	0.37							
23		0.63	0.98	0.86	0.46							
24		0.62	0.63	0.78								
25		0.71		0.41								
26		0.67	0.46	0.30								
27		0.67	0.47	0.45								
28		0.92	0.61	0.62								
29		0.82	0.45	0.58								
30			0.53	0.50								
31			0.28									
Days		9.00	27.00	30.00	13.00							
Avg		0.67	0.64	0.61	0.41							
Min		0.46	0.28	0.15	0.23							
Max		0.92	0.98	1.25	0.50							

จากตารางที่ 4.10 พบว่า AOD มีค่าเปลี่ยนแปลงระหว่าง 0.15-1.25 มีค่าสูงสุดในเดือนเมษายนที่ 1.25 และมีค่าต่ำสุดในเดือนเมษายนที่ 0.15

ตารางที่ 4. 11 AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดพิมาย จังหวัดนครราชสีมา (15.10°N, 102.33°E)

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	0.33	0.61	0.75	0.49	0.67	0.19	0.34		0.24		1.00	0.15
2	0.21	0.99	0.83	0.63	0.61	0.63	0.31		0.20		0.47	
3	0.26	1.04	1.23	0.80	0.68	0.64	0.27		0.21	0.39	0.55	0.37
4	0.36	0.74	1.25	0.87	0.51	0.27	0.31	0.67	0.32		0.75	0.33
5	0.32	0.77	1.24	0.98	0.45	0.28	0.21		0.47		0.71	0.39
6	0.34	0.86	1.28	1.11	0.55	0.42			0.34		0.55	0.36
7	0.23	0.91	1.19	0.94	0.42	0.16	0.20		0.39		0.43	0.25
8	0.33	0.71	1.13	0.93	0.32	0.25	0.19	0.09			0.28	0.15
9	0.35	0.69	0.92	1.11	0.29	0.34	0.18	0.13		0.34	0.22	0.23
10	0.45	0.66	1.03	0.89	0.45	0.37	0.14	0.17	0.34	0.42	0.30	0.35
11	0.44	0.62	1.12	0.82	0.39	0.36	0.11		0.44		0.37	0.36
12	0.43	0.85	1.57	0.92	0.33	0.22	0.11		0.77		0.47	0.50
13	0.59	0.86	1.65	0.78	0.30	0.33	0.20	0.26	0.66	0.62	0.71	0.40
14	0.54	0.86	3.79	0.82	0.57	0.43	0.17	0.37	0.24	0.53	0.52	0.40
15	0.67	0.91	1.26	0.73	0.54	0.53	0.36			0.56	0.35	0.68
16	0.64	1.11	1.30	0.58	0.52	0.33	0.34			0.48	0.23	0.77
17	0.46	1.16	1.37	0.79	0.16	0.45	0.27	0.20		0.59	0.27	0.74
18	0.33	1.01	1.21	0.79	0.26	0.20	0.40			0.51	0.31	0.64
19	0.42	0.92	1.30	0.69	0.34	0.26	0.36	0.26		0.55	0.34	0.55
20	0.70	1.01	1.34	0.86	0.22	0.25	0.33			0.50	0.53	0.53
21	0.78	1.00	1.16	0.76	0.30	0.39				0.58	0.59	0.58
22	0.98	0.94	1.03	0.70	0.32	0.27	0.17	0.30	1.50	0.31	0.70	0.59
23	0.93	0.95	0.99	1.02	0.31	0.24		0.23		0.35	0.51	0.59
24	0.75	0.96	1.07	0.55	0.37	0.25	0.31			0.32	0.50	0.65
25	0.56	1.21	1.03	0.61	0.52	0.24	0.41			0.35	0.85	0.45
26	0.75	1.32	1.07	0.66	0.42	0.27	0.24			0.46	0.52	0.48
27	0.51	1.40	1.19	0.50	0.51	0.16	0.45			0.52	0.54	0.45
28	0.74	1.09	0.93	0.52	0.48		0.30			0.57	0.45	0.34
29	0.74	0.89	0.71	0.50		0.23	0.49			0.59	0.46	0.43
30	0.65		0.62	0.62	0.25	0.32	0.30			0.63	0.31	0.38
31	0.66		0.53				0.15	0.23		0.88		
Days	31.00	29.00	31.00	30.00	29.00	29.00	28.00	11.00	13.00	22.00	30.00	29.00
Avg	0.53	0.93	1.19	0.76	0.41	0.32	0.27	0.26	0.47	0.50	0.49	0.45
Min	0.21	0.61	0.53	0.49	0.16	0.16	0.11	0.09	0.20	0.31	0.22	0.15
Max	0.98	1.40	3.79	1.11	0.68	0.64	0.49	0.67	1.50	0.88	1.00	0.77

จากตารางที่ 4.11 พบว่า AOD มีค่าเปลี่ยนแปลงระหว่าง 0.09-3.79 มีค่าสูงสุดในเดือนมีนาคมที่ 3.79
และมีค่าต่ำสุดในเดือนสิงหาคมที่ 0.09

ตารางที่ 4.12 AOD ที่ 320nm ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี
(15.25°N,104.87°E)

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	0.49	0.82	1.19	1.10	0.69	0.56	0.08			1.08	0.26	0.32
2	0.47	0.25	1.15	1.44	0.75		0.18			1.04	0.28	0.36
3	0.47	1.03	0.96	1.11	0.60		0.20	0.49		1.13	0.28	0.33
4	0.49	0.84	1.02	1.55	0.70	0.75	0.17				0.28	0.31
5	0.44	0.67	1.08	1.55	0.60						0.19	0.32
6	0.34	0.94	1.44	1.34	0.61	0.27	0.34				0.17	0.28
7	0.42	1.17	1.67	1.50	0.89		0.43				0.18	0.36
8	0.11	1.39	1.75	1.46	0.54				0.18	0.95	0.24	0.43
9	0.26	1.10	1.28	1.12	0.55	0.10				0.48	0.32	0.45
10	0.19	1.29	1.36	0.96	0.50	0.29	0.16	0.05	0.15	0.59	0.35	0.49
11	0.33	1.29	1.49	0.85	0.72			0.26	0.23	0.96	0.32	0.42
12	0.48	1.72	1.63	1.18	0.84	0.03				0.79	0.32	0.37
13	0.41	1.65	1.15	1.15	0.58	0.16	0.11			0.89	0.31	0.27
14	0.29	1.43	1.63	1.16	0.77	0.18	0.16			0.75	0.38	0.23
15	0.36	1.35	1.49	0.92	0.52		0.19		0.20	0.51	0.13	0.22
16	0.45	1.16	1.23	0.67	0.50		0.19			0.67	0.24	0.24
17	0.26	1.16	1.07	0.65	0.97	0.18			0.22		0.21	0.25
18	0.40	1.33	0.98	0.76	0.24	0.19			0.26	0.60	0.16	0.17
19	0.29	1.34	1.13	1.01	0.39	0.46	0.17	0.19	0.20	0.84	0.34	0.18
20	0.20	1.68	1.87	0.91	0.53	0.54	0.16			0.72	0.26	0.24
21	0.24	1.11	1.97	0.87	0.68		0.30	0.22		0.57	0.17	0.20
22	0.43	1.17	1.82	1.07	0.45				0.27	0.68	0.22	0.34
23	0.59	1.43	1.08	0.89				0.44		0.40	0.42	0.29
24	0.36	1.04	1.78	0.76	0.37			0.14	0.31	0.31	0.40	0.35
25	0.21	1.18	1.37	0.96			0.37	0.27	0.32	0.47	0.23	0.35
26	0.14	1.10	1.33	1.08	0.66		0.47			0.16	0.20	0.41
27	0.35	0.91	1.88	0.75	0.66		0.34	0.20	0.19	0.25	0.17	0.51
28	0.36	0.94	1.61	0.78	1.33				0.41	0.14	0.13	0.52
29	0.37	1.10	1.78	0.81	0.29				0.53	0.55	0.16	0.37
30	0.53		1.59	0.74	0.58				0.57	0.34	0.21	0.47
31	0.65		1.33		0.52					0.26		
Days	31.00	29.00	31.00	30.00	29.00	12.00	17.00	9.00	14.00	26.00	30.00	30.00
Avg	0.37	1.16	1.42	1.04	0.62	0.31	0.24	0.25	0.29	0.62	0.25	0.33
Min	0.11	0.25	0.96	0.65	0.24	0.03	0.08	0.05	0.15	0.14	0.13	0.17
Max	0.65	1.72	1.97	1.55	1.33	0.75	0.47	0.49	0.57	1.13	0.42	0.52

จากตารางที่ 4.12 พบว่า AOD มีค่าเปลี่ยนแปลงระหว่าง 0.03-1.97 มีค่าสูงสุดในเดือนมีนาคมที่ 1.97
และมีค่าต่ำสุดในเดือนมิถุนายนที่ 0.03

ตารางที่ 4.13 AOD ที่ 320nm ที่สถานีวัดมุกดาหาร (16.49°N, 104.56°E)

Date	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	0.19	0.78	1.12	0.90	0.72	0.35	0.29	0.24	0.49	0.46	0.67	0.42
2	0.24	1.40	1.15	0.78	0.70	0.40	0.21	0.19	0.41	0.18	0.46	0.44
3	0.30	0.91	1.31	0.81	0.61	0.31	0.21	0.16	0.28	0.66	0.41	0.43
4	0.32	0.73	1.28	1.02	0.54	0.32	0.25		0.34	0.48	0.39	0.52
5	0.28	0.79	1.22	0.92	0.56	0.27	0.28	0.20	0.30	0.90	0.39	0.44
6	0.29	0.64	1.16	1.34	0.61	0.31	0.48	0.23	0.31	0.46	0.39	0.42
7	0.27	0.77	1.04	1.03	0.64	0.31	0.33		0.28	0.50	0.36	0.48
8	0.41	0.69	1.15	0.94	0.61	0.34	0.30		0.29	0.64	0.29	0.36
9	0.42	0.61	1.38	1.04	0.52	0.33	0.25		0.45	0.66	0.35	0.49
10	0.41	0.74	1.37	1.07	0.42	0.36	0.27		0.48	0.66	0.35	0.35
11	0.30	0.50	1.54	1.22	0.43	0.31	0.26		0.73	0.34	0.34	0.44
12	0.42	0.78	1.45	0.96	0.26	0.59	0.23	0.33	0.59	0.48	0.38	0.48
13	0.63	1.13	1.69	1.06	0.38	0.42	0.32	0.26	0.67	0.37	0.26	0.57
14	0.55	1.02	1.47	0.98	0.39	0.55	0.29	0.11	1.04	0.45	0.24	0.55
15	0.42	1.03	1.50	0.82	0.38	0.59	0.26	0.19	1.70	0.45	0.34	0.67
16	0.71	1.24	1.60	0.72	0.46	0.60	0.43	0.16	0.17	0.44	0.30	0.67
17	0.66	1.06	1.33	0.78	0.51	0.13	0.48	0.41	0.15	0.59	0.29	0.55
18	0.52	1.16	1.42	0.92	0.28	0.22	0.60	0.19	0.53	0.71	0.31	0.71
19	0.67	0.93	1.34	1.04	0.34	0.31	0.30		0.64	0.65	0.45	0.47
20	0.67	0.90	1.22	1.09	0.26	0.26	0.16	0.28	0.72	0.66	0.45	0.49
21	0.75	1.15	1.25	1.14	0.32	0.31	0.17	0.26	1.27	0.40	0.56	0.48
22	0.77	1.11	1.20	1.15	0.43	0.27	0.20	0.26	0.96	0.46	0.85	0.49
23	0.67	1.11	1.11	0.95	0.42	0.34	0.25	0.35	0.83	0.42	0.64	0.46
24	0.64	1.21	1.20	0.89	0.40	0.31	0.22	0.24		0.42	0.55	0.37
25	0.86	1.21	1.01	0.84	0.50	0.34	0.29	0.26		0.49	0.62	0.33
26	0.70	1.26	1.19	0.64	0.50	0.32	0.34	0.31	0.46	0.76	0.58	0.62
27	0.67	1.46	1.38	0.71	0.36	0.39	0.36	0.31	0.52	0.59	0.60	0.36
28	0.74	1.24	1.33	0.72	0.28	0.22	0.41	0.25	0.20	0.48	0.41	0.45
29	0.79	1.14	1.10	0.47		0.22	0.23	0.20	1.06	0.62	0.40	0.38
30	0.96		1.12	0.64	0.34	0.29		0.30		0.57	0.44	0.22
31	0.85		0.71		0.42		0.19	0.39		0.69		0.25
Days	31.00	29.00	31.00	30.00	30.00	30.00	30.00	24.00	27.00	31.00	30.00	31.00
Avg	0.55	0.99	1.27	0.92	0.45	0.34	0.29	0.25	0.59	0.54	0.44	0.46
Min	0.19	0.50	0.71	0.47	0.26	0.13	0.16	0.11	0.15	0.18	0.24	0.22
Max	0.96	1.46	1.69	1.34	0.72	0.60	0.60	0.41	1.70	0.90	0.85	0.71

จากตารางที่ 4.13 พบว่า AOD มีค่าเปลี่ยนแปลงระหว่าง 0.11-1.69 มีค่าสูงสุดในเดือนมีนาคมที่ 1.69
และมีค่าต่ำสุดในเดือนสิงหาคมที่ 0.11

บทที่ 5

สรุปและอภิปรายผล

ผลกระทบจากฝุ่นละอองเป็นตัวแปรสำคัญที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ระบบนิเวศวิทยา และสุขภาพของมนุษย์ เนื่องจากฝุ่นละอองมีผลกระทบทั้งทางตรงและทางอ้อม ผลกระทบทางตรงคือการดูดกลืนและการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านเข้าและกลับออกไปสู่ชั้นบรรยากาศ ส่วนผลกระทบทางอ้อมคือเป็นแกนกลางในการก่อตัวของเมฆ และเปลี่ยนแปลง Microphysics ของเมฆ การเข้าใจคุณสมบัติทางแสงของฝุ่นละอองจะทำให้เรามีความเข้าใจเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงของชั้นบรรยากาศของโลกเรามากยิ่งขึ้น ยกตัวอย่างเช่น การเพิ่มขึ้นของปริมาณหยดน้ำเป็นผลมาจากการเพิ่มขึ้นของปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศ ส่งผลให้เกิดการสะท้อนในเมฆมากขึ้นและยังทำให้เมฆอยู่ในบรรยากาศได้ยาวนานขึ้น ฝุ่นละอองที่มีอนุภาคขนาดใหญ่จะส่งผลต่อประสิทธิภาพการก่อตัวของเมฆ ข้อมูล AOD ในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ตในภาคพื้นดินของมีจำนวนจำกัด ส่วนใหญ่จะมีการวัด AOD ในช่วงความยาวคลื่นที่สายตามนุษย์มองเห็น ส่วนข้อมูลดาวเทียมเป็นข้อมูลมีความไม่แน่นอนค่อนข้างสูง ข้อมูลจากสถานีวัดภาคพื้นดินโดยส่วนใหญ่จึงถูกใช้ในการสอบเทียบข้อมูลที่ได้จากดาวเทียม ดังนั้นความเข้าใจเกี่ยวกับบรรยากาศของฝุ่นละอองในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ตเป็นสิ่งที่มีความสำคัญและมีประโยชน์ต่อการพยากรณ์สภาพภูมิอากาศในอนาคต

Brewer spectrophotometer ถูกออกแบบมาเพื่อหาค่าโอโซนในบรรยากาศ จากการวัดรังสีตรงโดยใช้หลักการความแตกต่างของการดูดกลืนและการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ในแต่ละความยาวคลื่น นอกจากนี้ยังมีซิลเฟอร์ไดออกไซด์และไนโตรเจนไดออกไซด์ที่สามารถหาได้จากเครื่องมือนี้ โดยใช้หลักการคำนวณคล้ายๆ กับการหาค่าโอโซน ถึงแม้ว่า Brewer ถูกใช้อย่างแพร่หลายในการวัดโอโซนแต่ในงานวิจัยเกี่ยวกับ AOD ในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ตยังมีจำนวนจำกัด

ในงานวิจัยนี้ โอโซน ซิลเฟอร์ไดออกไซด์ และ AOD ตั้งแต่ 1997 ถึง 2011 ได้จากเครื่อง Brewer ที่ติดตั้งที่กรุงเทพมหานครและสงขลา การคำนวณจะอยู่ภายใต้เงื่อนไขวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆและค่า air mass น้อยกว่า 4 โอโซนได้จากสองสถานีมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงคล้ายกัน คือมีค่าสูงในช่วงฤดูร้อนถึงฤดูฝนเมื่อเปรียบเทียบกับช่วงฤดูหนาว ในกรุงเทพมหานครมีค่าสูงสุดในเดือนมิถุนายน มีค่าที่ 273 ± 5 DU ที่สงขลามีค่าสูงสุดในเดือนมิถุนายนเช่นกัน มีค่าที่ 270 ± 3 DU ส่วนค่าต่ำสุดพบในช่วงฤดูหนาว ที่กรุงเทพมหานครมีค่าต่ำสุดที่ 245 ± 3 DU ในเดือนมกราคม ส่วนสงขลามีค่าต่ำสุดที่ 238 ± 4 DU ในเดือนธันวาคม การเพิ่มขึ้นของโอโซนในช่วงฤดูร้อนและฤดูฝนเป็นผลมาจากการมนุษย์มีการปลดปล่อยก๊าซโอโซนออกสู่บรรยากาศมากขึ้นและผลของความเข้มของแสงอาทิตย์มีค่าสูง (Lal, Naja et al. 2000; Ahammed, Reddy

et al. 2006; Reddy, Kumar et al. 2010) ส่วนการเปลี่ยนแปลงรายปีของโอโซนที่กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร มีสูงสุดในปี 1999 ที่ $277 \pm 4 \text{ DU}$ ส่วนค่าต่ำสุดพบในปี 2010 ที่ $253 \pm 4 \text{ DU}$ ค่าเฉลี่ยอยู่ที่ $265 \pm 2 \text{ DU}$ ส่วนที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออกจังหวัดสงขลา มีสูงสุดในปี 2006 ที่ $268 \pm 3 \text{ DU}$ ส่วนค่าต่ำสุดพบในปี 2007 ที่ $220 \pm 3 \text{ DU}$ ค่าเฉลี่ยอยู่ที่ $253 \pm 3 \text{ DU}$ การเปลี่ยนแปลงรายปีของทั้งสองสถานีมีแนวโน้มลดลง ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ที่สถานีวัดกรุงเทพมหานครมีค่าสูงในช่วงเดือนเมษายนถึงเดือนตุลาคม มีค่าสูงสุดในเดือนสิงหาคม ที่ $9.8 \pm 2.2 \text{ DU}$ เนื่องจากเกิดการเปลี่ยนแปลงของซัลเฟอร์เพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น นอกจากนี้ยังพบว่าการเพิ่มขึ้นของซัลเฟอร์ไดออกไซด์เป็นผลมาจากการเพิ่มขึ้นของโอโซนและความชื้นสัมพัทธ์ (Meagher, Bailey et al. 1983; Luria, Boatman et al. 1992; Saral and Erturk 2003) ส่วนที่สงขลาซัลเฟอร์ไดออกไซด์มีค่าสูงในเดือนช่วงฤดูหนาว มีสูงสุดในปี 2006 ที่ $9.6 \pm 1 \text{ DU}$ การเปลี่ยนแปลงรายปีของทั้งสองสถานีมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น

การเปลี่ยนแปลงในรอบวันของ AOD ที่ความยาวคลื่น 306, 310, 313, 316 และ 320nm ที่กรมอุตุนิยมวิทยาบางนา พบว่ามีค่าสูงสุดในตอนเช้าและตอนบ่าย เป็นผลมาจากการปล่อยฝุ่นละอองที่มากจากการขนส่ง และการคมนาคมในช่วงเช้าและบ่ายของชั่วโมงเร่งด่วน ซึ่งตรงกันข้ามกับค่าที่ได้จากสงขลาซึ่งมีค่าสูงในช่วงบ่ายและค่าต่ำในช่วงเช้าและเย็น ส่วนการเปลี่ยนรายเดือนที่กรมอุตุนิยมวิทยาบางนา พบว่า AOD มีค่าสูงในช่วงฤดูร้อนมีค่าต่ำในช่วงฤดูฝน ส่วนที่สงขลา AOD ไม่มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงรายเดือนที่แน่นอน

ในงานวิจัยชิ้นนี้ยังได้หาค่า AOD ในช่วงรังสีอัลตราไวโอเล็ตเพิ่มอีก 8 แห่ง โดยใช้หลักการ Extrapolation AOD ที่ได้จาก AERONET ที่ความยาวคลื่น 1020, 870, 675, 500, 440, 380, และ 340nm เพื่อประมาณการ AOD ที่ความยาวคลื่น 320nm พบว่าเกือบทุกสถานีโดยส่วนใหญ่มีค่า AOD สูงในช่วงฤดูร้อนและมีค่าต่ำในช่วงฤดูฝน

ข้อเสนอแนะ

เพื่อให้ค่า AOD มีความถูกต้องแม่นยำมากยิ่งขึ้น ในการวิจัยครั้งต่อไปควรจะมีการสอบเทียบค่ารังสีตรงที่ได้จากเครื่อง Brewer กับเครื่องวัดสเปกตรัมความเข้มรังสีตรงอื่นๆ เนื่องจากเครื่องนี้คำนวณโอโซน และซัลเฟอร์ไดออกไซด์ จากอัตราส่วนของรังสีตรงซึ่งไม่มีผลต่อการคำนวณ

บรรณานุกรม

AERONET (2009).

Ahammed, Y. N., R. R. Reddy, et al. (2006). "Seasonal variation of the surface ozone and its precursor gases during 2001-2003, measured at Anantapur (14.62N), a semi-arid site in India." Atmospheric Research 80(2003): 151-164.

Allan, J. D. (2004). An Aerosol Mass Spectrometer: Instrument Development, Data Analysis Techniques and Quantitative Atmospheric Particulate. Department of Physics. Manchester, The University of Manchester Institute of Science and Technology (UMIST).

Andreae, M. O., C. D. Jones, et al. (2005). "Strong present-day aerosol cooling implies a hot future." Nature 435(7046): 1187-1190.

Angstrom, A. (1929). "On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation and on Dust in the Air." Geografiska Annaler 11: 156-166.

Anna, M. S., B. Giuseppe, et al. (2003). Temperature dependence of Brewer UV measurements at Rome station, SPIE.

Arola, A. and T. Koskela (2004). "On the sources of bias in aerosol optical depth retrieval in the UV range." J. Geophys. Res. 109.

ATSDR (1998). Toxicological profile for sulfur dioxide. Atlanta, Department of Health and Human Services, Public Health Service.

Bais, A. F. (1997). "Absolute spectral measurements of direct solar ultraviolet irradiance with a Brewer spectrophotometer." Appl. Opt. 36(21): 5199-5204.

Bais, A. F., C. S. Zerefos, et al. (1996). "Solar UVB Measurements with the Double- and Single-monochromator Brewer Ozone Spectrophotometers." Geophys. Res. Lett. 23.

Brasseur, G. and C. Granier (1992). "Mount Pinatubo aerosols, chlorofluorocarbons, and ozone depletion." Science 257(5074): 1239-1242.

Bridhikitti, A. (2012). "Connections of ENSO/IOD and aerosols with Thai rainfall anomalies and associated implications for local rainfall forecasts." International Journal of Climatology 33(13): 2836-2845.

Bucholtz, A. (1995). "Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere." Applied Optics 34(15): 2765-2773.

- Cachorro, V. E., J. L. Casanova, et al. (1987). "The influence of ångström parameters on calculated direct solar spectral irradiances at high turbidity." Solar Energy 39(5): 399-407.
- Cachorro, V. E. and A. M. De Frutos (1995). "A revised study of the validity of the general junge relationship at solar wavelengths: Application to vertical atmospheric aerosol layer studies." Atmospheric Research 39(1-3): 113-126.
- Cachorro, V. E., A. M. De Frutos, et al. (1993). "Analysis of the relationships between junge size distribution and Angstrom turbidity parameters from spectral measurements of atmospheric aerosol extinction." Atmospheric Environment - Part A General Topics 27 A(10): 1585-1591.
- Cachorro, V. E., M. J. Gonzalez, et al. (1989). "Fitting Angstrom's formula to spectrally resolved aerosol optical thickness." Atmospheric Environment 23(1): 265-270.
- Cachorro, V. E., R. Vergaz, et al. (2001). "A quantitative comparison of Å turbidity parameter retrieved in different spectral ranges based on spectroradiometer solar radiation measurements." Atmospheric Environment 35(30): 5117-5124.
- Carvalho, F. and D. Henriques (2000). "Use of Brewer ozone spectrophotometer for aerosol optical depth measurements on ultraviolet region." Advances in Space Research 25(5): 997-1006.
- Cheymol, A. and H. De Backer (2003). "Retrieval of the aerosol optical depth in the UV-B at Uccle from Brewer ozone measurements over a long time period 1984-2002." Journal of Geophysical Research D: Atmospheres 108(24).
- Cheymol, A., H. De Backer, et al. (2006). "Comparison and validation of the aerosol optical depth obtained with the Langley plot method in the UV-B from Brewer Ozone Spectrophotometer measurements." J. Geophys. Res. 111(D16): D16202.
- Cheymol, A., L. Gonzalez Sotelino, et al. (2008). "Intercomparison of aerosol optical depth from Brewer ozone spectrophotometers and CIMEL sunphotometers measurements." Atmos. Chem. Phys. Discuss. 8(3): 11997-12022.
- Chin, M., R. A. Kahn, et al. (2009). Atmospheric Aerosol Properties and Climate Impacts.
- Clarke, A. D., K. J. Noone, et al. (1987). "Aerosol light absorption measurement techniques: Analysis and intercomparisons." Atmospheric Environment - Part A General Topics 21(6): 1455-1465.
- Colbeck, I. (2008). Environmental chemistry of aerosol. United Kingdom, Blackwell Publishing.

- Cuomo, V., F. Esposito, et al. (1993). "Determining Angstrom's turbidity coefficients: An analysis with a wide-range grating spectrometer." Aerosol Science and Technology 18(1): 59-69.
- Eck, T. F., B. N. Holben, et al. (2003). Aerosol Optical Properties in Southeast Asia from AERONET Observations.
- Eck, T. F., B. N. Holben, et al. (1999). "Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols." Journal of Geophysical Research 104(D24): 31333-31349.
- Fairall, C. W., K. L. Davidson, et al. (1983). "An analysis of the surface produces of sea-salt aerosol." Tellus 38B: 31-39.
- Fioletov, V. E., J. B. Kerr, et al. (2002). Comparison of Brewer UV irradiance measurements with TOMS satellite retrievals. Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering.
- Gautam, R., N. Christina Hsu, et al. (2012). "Characterization of aerosols over the Indochina peninsula from satellite-surface observations during biomass burning pre-monsoon season." Atmospheric Environment(0).
- Gröbner, J. (2003). "Improved entrance optic for global irradiance measurements with a Brewer spectrophotometer." Applied Optics 42(18): 3516-3521.
- Gröbner, J. and J. B. Kerr (2001). "Ground-based determination of the spectral ultraviolet extraterrestrial solar irradiance: Providing a link between space-based and ground-based solar UV measurements." Journal of Geophysical Research D: Atmospheres 106(D7): 7211-7217.
- Gröbner, J. and C. Meleti (2004). "Aerosol optical depth in the UVB and visible wavelength range from Brewer spectrophotometer direct irradiance measurements: 1991-2002." Journal of Geophysical Research D: Atmospheres 109(9).
- Gröbner, J., R. Vergaz, et al. (2001). "Intercomparison of aerosol optical depth measurements in the UVB using brewer spectrophotometers and a Li-Cor spectrophotometer." Geophysical Research Letters 28(9): 1691-1694.
- Gueymard, C. and H. D. Kambezidis (1997). "Illuminance turbidity parameters and atmospheric extinction in the visible spectrum." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 123(539): 679-697.

- Gueymard, C. A. (1998). "Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach." Journal of Applied Meteorology 37(4): 414-435.
- Halothore, R. N., E. P. Shettle, et al. (2008). "Role of aerosol absorption in satellite sensor calibration." IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters 5(2): 157-161.
- Hoppel, W. A., J. W. Fitzgerald, et al. (1990). "Aerosol size distributions and optical properties found in the marine boundary layer over the Atlantic Ocean." Journal of Geophysical Research: Atmospheres 95(D4): 3659-3686.
- IPCC (2007). Climate Change 2007, Geneva.
- Iqbal, M. (1983). An introduction to solar radiation. London, Academic press.
- Jacovides, C. P., M. D. Steven, et al. (2000). "Spectral solar irradiance and some optical properties for various polluted atmospheres." Solar Energy 69(3): 215-227.
- Jaihom, P. (2010). Wavelength dependence of aerosol optical depth in 2003 at Sri Samrong District of Sukhothai Province in Thailand. Bangkok, Srinakharinwirot. Master of Education Degree in Physics.
- Janjai, S., W. Kumharn, et al. (2003). "Determination of Angstrom's turbidity coefficient over Thailand." Renewable Energy 28(11): 1685-1700.
- Janjai, S., S. Suntaropas, et al. (2009). "Investigation of aerosol optical properties in Bangkok and suburbs." Theoretical and Applied Climatology 96(3): 221-233.
- Jantarach, T., I. Masiri, et al. (2012). "Comparison of MODIS aerosol optical depth retrievals with ground-based measurements in the tropics." Procedia Engineering 32(0): 392-398.
- Jeffery, A. J., R. Gertisser, et al. (2013). "The pre-eruptive magma plumbing system of the 2007-2008 dome-forming eruption of Kelut volcano, East Java, Indonesia." Contributions to Mineralogy and Petrology 166(1): 275-308.
- Johnston, J. E., J. B. Kerr, et al. (2000). "Aberration Correction in the Brewer Spectrophotometer." Radiat Prot Dosimetry 91(1-3): 133-138.
- Junge, C. E. (1963). Air Chemistry and Radioactivity. New York, Academic Press.
- Kambezidis, H. D., A. D. Adamopoulos, et al. (2001). "Determination of Ångström and Schüepp's parameters from groundbased spectral measurements of beam irradiance in the ultraviolet and visible spectrum in Athens, Greece." Pure and Applied Geophysics 158(4): 821-838.
- Kambezidis, H. D. and D. G. Kaskaoutis (2008). "Aerosol climatology over four AERONET sites: An overview." Atmospheric Environment 42(8): 1892-1906.

- Kaskaoutis, D. G. and H. D. Kambezidis (2006). "Investigation into the wavelength dependence of the aerosol optical depth in the Athens area." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 132(620): 2217-2234.
- Kaskaoutis, D. G. and H. D. Kambezidis (2008). "Comparison of the Ångström parameters retrieval in different spectral ranges with the use of different techniques." Meteorology and Atmospheric Physics 99(3-4): 233-246.
- Kaskaoutis, D. G., H. D. Kambezidis, et al. (2006). "On the characterization of aerosols using the Ångström exponent in the Athens area." Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 68(18): 2147-2163.
- Kaskaoutis, D. G., H. D. Kambezidis, et al. (2007). "Aerosol climatology: Dependence of the Angstrom exponent on wavelength over four AERONET sites." Atmospheric Chemistry and Physics Discussions 7(3): 7347-7397.
- Kaufman, Y. J. and I. Koren (2006). "Smoke and Pollution Aerosol Effect on Cloud Cover." Science 313(5787): 655-658.
- Kazadzis, S., A. Bais, et al. (2005). "Direct spectral measurements with a Brewer spectroradiometer: Absolute calibration and aerosol optical depth retrieval." Applied Optics 44(9): 1681-1690.
- Kiehl, J. T. and H. Rodhe (1995). "Modeling geographical and seasonal forcing due to aerosols." Aerosol Forcing of Climate: 281-296.
- Kimlin, M. G., J. R. Slusser, et al. (2005). "Techniques used for monitoring the performance of Brewer Mk IV spectrophotometers in the US EPA / UGA UV monitoring network." Applied Optics 44(4).
- KIPP&ZONEN. (2009). "Brewer MkIII Spectrophotometer Operators manual."
- Kirchhoff, V. W. J. H., A. A. Silva, et al. (2002). "Wavelength dependence of aerosol optical thickness in the UV-B band." Geophysical Research Letters 29(12): 1620, doi:10.1029/2001GL014141.
- Krotkov, N. A., P. K. Bhartia, et al. (1998). "Satellite estimation of spectral surface UV irradiance in the presence of tropospheric aerosols 1. Cloud-free case." Journal of Geophysical Research D: Atmospheres 103(D8): 8779-8793.
- Kumharn, W. (2010). Assessing the Role of Brewer Spectrophotometer in Determining Aerosol Optical Properties in the UK and Tropics. School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences. Manchester, The University of Manchester: 226.

- Kumharn, W., J. S. Rimmer, et al. (2012). "Aerosol Optical Depth and the Global Brewer Network: a Study Using UK and Malaysia Based Brewer Spectrophotometers." Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 29: 857-866.
- Lal, S., M. Naja, et al. (2000). "Seasonal variations in surface ozone and its precursors over an urban site in India." Atmospheric Environment 34(17): 2713-2724.
- LASP (2009). Solar Influences The University of Colorado at Boulder's Upper Air Laboratory
- Leong, S. and P. Laortanakul (2003). "Monitoring and Assessment of Daily Exposure of Roadside Workers to Traffic Noise Levels in an Asian City: A Case Study of Bangkok Streets." Environmental Monitoring and Assessment 85(1): 69-85.
- Li, C., S.-C. Tsay, et al. (2012). "Characteristics and composition of atmospheric aerosols in Phimai, central Thailand during BASE-ASIA." Atmospheric Environment(0).
- Linke, F. (1922). "Transmissionskoeffizient und trübungsfactor." Beitraege zur physik der atmosphere 10: 91.
- Luria, M., J. F. Boatman, et al. (1992). "Atmospheric sulfur dioxide at Mauna Loa, Hawaii." Journal of Geophysical Research: Atmospheres 97(D5): 6011-6022.
- Marenco, F., A. Di Sarra, et al. (2002). "Methodology for determining aerosol optical depth from Brewer 300-320-nm ozone measurements." Applied Optics 41(9): 1805-1814.
- Marenco, F., V. Santacesaria, et al. (1997). "Optical properties of tropospheric aerosols determined by lidar and spectrophotometric measurements (Photochemical Activity and Solar Ultraviolet Radiation Campaign)." Applied Optics 36(27): 6875-6886.
- Martínez-Lozano, J. A., R. Pedrós, et al. (2002). "A multi-instrument approach for characterizing the atmospheric aerosol optical thickness during the STAAARTE/DAISEX-99 campaign." Geophysical Research Letters 29(4).
- Masiri, I., S. Janjai, et al. (2011). "An Algorithm for the Retrieval of Aerosol Optical Depth from Geostationary Satellite Data in Thailand." Journal of the Institute of Engineering 8(3): 32-41.
- McCartney, E. J. (1978). Optical of the atmosphere. New York, Wiley.
- McElroy, C. T., V. Savastiouk, et al. (2005). Calibrating the Brewer spectrophotometers with the traveling standard Brewer #017. Toronto, International Ozone Services Inc: 2.
- Meagher, J. F., E. M. Bailey, et al. (1983). "The seasonal variation of the atmospheric SO₂ to SO₄²⁻ conversion rate." Journal of Geophysical Research: Oceans 88(C2): 1525-1527.

- Meleti, C. and F. Cappellani (2000). "Measurements of aerosol optical depth at Ispra: Analysis of the correlation with UV-B, UV-A, and total solar irradiance." Journal of Geophysical Research D: Atmospheres 105(D4): 4971-4978.
- Mori, I., M. Nishikawa, et al. (2002). "Estimation of the concentration and chemical composition of kosa aerosols at their origin." Atmospheric Environment 36(29): 4569-4575.
- Murdoch, J. B. (1985). Illumination Engineering: From Edison's Lamp to the laser. New York, Macmillan Publishing Company.
- Overpeck, J. T. and J. E. Cole (2007). "Climate change: Lessons from a distant monsoon." Nature 445(7125): 270-271.
- Paltridge, G. W. and C. M. R. Platt (1976). Radiative process in meteorology and climatology. Amsterdam, Elsevier.
- Patterson, E. M., C. S. Kiang, et al. (1980). "Global Measurements of Aerosols in Remote Continental and Marine Regions: Concentrations, Size Distributions, and Optical Properties." J. Geophys. Res. 85.
- Pedrés, R., M. P. Utrillas, et al. (1999). "Values of broad band turbidity coefficients in a Mediterranean coastal site." Solar Energy 66(1): 11-20.
- Pilewskie, P. (2007). "Climate change: Aerosols heat up." Nature 448(7153): 541-542.
- Pilinis, C., S. N. Pandis, et al. (1995). "Sensitivity of direct climate forcing by atmospheric aerosols to aerosol size and composition." J. Geophys. Res. 100.
- Porter, J. N., M. Miller, et al. (2001). "Ship-based sun photometer measurements using microtops sun photometers." Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 18(5): 765-774.
- Ralph, E. W. (1947) "The award of the Bruce gold medal to Dr. Bernard Lyot " **Volume**, 53 DOI:
- Reddy, B. S. K., K. R. Kumar, et al. (2010). "Observational studies on the variations in surface ozone concentration at Anantapur in southern India." Atmospheric Research 98(1): 125-139.
- Reist, P. C. (1993). Aerosol science and technology. New York :, McGraw-Hill.
- Ricketts, H. M. A. (2009). A lidar system to measurement aerosol and ozone profiles in the atmosphere boundary layer and free troposphere School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences. Manchester, The University of Manchester.

- Sakazaki, T., M. Fujiwara, et al. (2013). "Diurnal ozone variations in the stratosphere revealed in observations from the Superconducting Submillimeter-Wave Limb-Emission Sounder (SMILES) on board the International Space Station (ISS)." Journal of Geophysical Research: Atmospheres 118(7): 2991-3006.
- Saral, A. and F. Erturk (2003). "Prediction of Ground Level SO₂ Concentration using Artificial Neural Networks." Water, Air and Soil Pollution: Focus 3(5-6): 307-316.
- Satheesh, S. K. and K. Krishna Moorthy (2005). "Radiative effects of natural aerosols: A review." Atmospheric Environment 39(11): 2089-2110.
- Satheesh, S. K. and V. Ramanathan (2000). "Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface." Nature 405(6782): 60-63.
- Sato, M., J. E. Hansen, et al. (1993). "Stratospheric Aerosol Optical Depths, 1850-1990." J. Geophys. Res. 98.
- Savastiouk, S. (2006). Improvements to the Direct-Sun Ozone Observations Taken with the Brewer Spectrophotometer. Physics and Astronomy. Toronto, Ontario, York University.
- Savastiouk, V. and C. McElroy (2005). "Brewer Spectrophotometer Total Ozone Measurements Made during the 1998 Middle Atmosphere Nitrogen Trend Assessment (MANTRA) Campaign." ATMOSPHERE-OCEAN 43(4): 315-324.
- Schmid, B., C. Matzler, et al. (1997). "Retrieval of optical depth and particle size distribution of tropospheric and stratospheric aerosols by means of Sun photometry." Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on 35(1): 172-182.
- Schüepp, W. (1949). "Die Bestimmung der Komponenten der atmosphärischen Trübung aus Aktinometermessungen." Theoretical and Applied Climatology 1(3): 257-346.
- Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis (1998). Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. New York, J. Wiley.
- Sellitto, P., A. d. Sarra, et al. (2006). "An improved algorithm for the determination of aerosol optical depth in the ultraviolet spectral range from Brewer spectrophotometer observations." Journal of Optics A: Pure and Applied Optics 10: 849.
- Serm Janjai, Manuel Nunez, et al. (2012). "Aerosol Optical Properties at Four Sites in Thailand." Atmospheric and Climate Sciences 2: 441-453.
- Silva, A. A. and V. W. J. H. Kirchhoff (2004). "Aerosol optical thickness from Brewer spectrophotometers and an investigation into the stray-light effect." Applied Optics 43(12): 2484-2489.

- Silva, A. A. and V. W. J. H. Kirchhoff (2005). "UVB direct sun measurements from Brewer spectrophotometer to determine the aerosol optical thickness at several sites." Energy 30(9): 1643-1647.
- Slusser, J., J. Gibson, et al. (1999). "Langley method of calibrating UV filter radiometers." J. Geophys. Res. 105.
- Smirnov, A., B. N. Holben, et al. (2002). "Diurnal variability of aerosol optical depth observed at AERONET (Aerosol Robotic Network) sites." Geophysical Research Letters 29(23): 30-1.
- Smith, M. H., P. M. Park, et al. (1993). "Marine aerosol concentrations and estimated fluxes over the sea." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 119(512): 809-824.
- Sokolik, I. N. and O. B. Toon (1996). "Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols." Nature 381(6584): 681-683.
- Sudjai, T. (2009). Aerosol Optical Properties Over Amphoe Phimai, Changwat Nakhon Ratchasima, North Eastern Thailand. Department of Geology. Bangkok, Chulalongkorn University. **Master:** 118.
- T.F. Eck 1, B. N. H., J. Boonjawat², A. Snidvongs², and J. S. S. H.V. Le 3, T. Kaewkonga², R. Mongkolnarin², J.S. Reid 4, O. Dubovik¹, and A. Smirnov (2003). Aerosol Optical Properties in Southeast Asia From AERONET Observations. Bangkok.
- Tomasi, C., E. Caroli, et al. (1983). "Study of the relationship between Angstrom's wavelength exponent and Junge particle size distribution exponent." Journal of Climate & Applied Meteorology 22(10): 1707-1716.
- Unsworth, M. H. and H. A. McCartney (1973). "Effects of atmospheric aerosols on solar radiation." Atmospheric Environment 7(12): 1173-1185.
- Unsworth, M. H. and J. L. Monteith (1972). "Aerosol and solar radiation in Britain." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 98(418): 778-797.
- Van de Hulst, H. C. (1957). Light Scattering by Small Particles. New York:, Wiley.
- Volz, F. E. (1974). "Economical multispectral sun photometer for measurements of aerosol extinction from 0.44 nm to 1.6 nm and precipitable water." Applied Optics 13(8): 1732-1733.

- Wardle, I. D., T. C. McElroy, et al. (1998). Laboratory tests on the double Brewer spectrophotometer Atmospheric Ozone, Proc. XVIII Quad Ozone Symp. L'Aquila, Italy: 997-1000.
- Warneck, P. (1988). Chemistry of the natural atmosphere. Orlando, Academic Press.
- Weatherhead, E., D. Theisen, et al. "Temperature dependence of the Brewer ultraviolet data." J. Geophys. Res. 106.
- White, W. H. and P. T. Roberts (1977). "On the nature and origins of visibility-reducing aerosols in the los angeles air basin." Atmospheric Environment (1967) 11(9): 803-812.
- Woolf, D. K., P. A. Bowyer, et al. (1987). "Discriminating between the film drops and jet drops produced by a simulated whitecap." Journal of Geophysical Research: Oceans 92(C5): 5142-5150.
- World Bank Group (2013). Climate Change Knowledge Portal
- เมธพร ภัทรจิระประภา (2551). อิทธิพลโดยตรงของละอองลอยต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ในสภาวะโปร่ง บริเวณสถานีตรวจวัดการแผ่รังสีในชั้นบรรยากาศ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย. ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย. กรุงเทพฯ, จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย. วท.ม.
- ภูวกฤต ใจหอม (2003). ความลึกเชิงแสงของละอองลอยที่ขึ้นกับความยาวคลื่นในปี 2546 ณ อำเภอศรีสำโรง จังหวัดสุโขทัย. บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ. กรุงเทพฯ, มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ. กศ.ม.