การศึกษาโอโซนในบรรยากาศของประเทศไทยจากข้อมูลภาคพื้นดินและข้อมูลดาวเทียม

โดย

นางสาวกุลนิษฐ์ ชิวปรีชา

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาปรัชญาดุษฎีบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2558

ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

การศึกษาโอโซนในบรรยากาศของประเทศไทยจากข้อมูลภาคพื้นดินและข้อมูลดาวเทียม

โดย

นางสาวกุลนิษฐ์ ชิวปรีชา

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาปรัชญาดุษฎีบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2558

ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

AN INVESTIGATION OF ATMOSPHERIC OZONE IN THAILAND FROM GROUD- AND SATELLITE-BASED DATA

By

Miss Kulanist Chiwpreecha

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

Doctor of Philosophy Program in Physics

Department of Physics

Graduate School, Silpakorn University

Academic Year 2015

Copyright of Graduate School, Silpakorn University

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร อนุมัติให้วิทยานิพนธ์เรื่อง "การศึกษาโอโซนในบรรยากาศของประเทศไทยจากข้อมูลภาคพื้นดินและข้อมูลดาวเทียม" เสนอโดย นางสาวกุลนิษฐ์ ชิวปรีชา เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาปรัชญาดุษฎีบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์

……..
(รองศาสตราจารย์ ดร.ปานใจ ธารทัศนวงศ์)
คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย
วันที่..........เดือน....................พ.ศ...........

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

รองศาสตราจารย์ ดร.เสริม จันทร์ฉาย

คณะกรรมการตรวจสอบวิทยานิพนธ์

.... ประธานกรรมการ
(ศาสตราจารย์ ดร.วิรุฬห์ สายคณิต)
............/......................../..............

.... กรรมการ
(รองศาสตราจารย์ ดร. อำนาจ ชิดไธสง)
............/......................../..............

.... กรรมการ
(รองศาสตราจารย์ ดร.เสริม จันทร์ฉาย)
............/......................../..............

56306801 : MAJOR : PHYSICS

KEY WORD : ATMOSPHERIC OZONE, GROUND-BASED MEASUREMENT, SATELLITE DATA

KULANIST CHIWPREECHA : AN INVESTIGATION OF ATMOSPHERIC OZONE IN THAILAND FROM GROUD- AND SATELLITE-BASED DATA. THESIS ADVISOR : ASSOC. PROF. SERM JANJAI, Ph.D. 118 pp.

In this research work aims to investigate the atmospheric ozone in Thailand using ground-based and satellite-based approaches. The work is composed of three parts. In the first part, the total ozone column (TOC) at Nakhon Pathom (13.82°N, 100.04°E), Chiang Mai (18.78°N, 98.98°E) and Ubon Ratchathani (15.25°N, 104.87°E) was derived from solar ultraviolet radiation measured at these locations. In addition TOC data from the Dobson spectrophotometer in Bangkok (13.67°N, 100.62°E) and from Brewer spectrophotometer at Songkhla (7.20°N, 100.60°E) were acquired. The analysis of TOC data shows that TOC at these locations increases from January to April, then its level is relatively constant until September. Afterward, TOC decreases until December. In the second part, TOC data for the period of 30 years (1986-2015) were acquired from four satellites, namely Nimbus-7, Meteor-3, Earth Probe and Aura. The TOC data from these satellites were compared with those from the ground-based measurements and reasonable agreement was found. Afterward, the TOC data were used to generate maps of monthly average daily TOC and yearly average daily TOC. The maps reveal geographical variation of TOC over the country. In the last part, a case study of the ozone at the Thai Meteorological Department in Bangkok was conducted. In this case study, ozonesondes were launched to measure tropospheric and stratospheric ozone concentration. In addition, surface ozone concentration data and other related meteorological data were collected. The analysis of these data reveals the influence of various meteorological factors on the tropospheric ozone at the study site. Finally, the stratospheric ozone over this site was investigated using the data from ozonesondes. It is found that the maxima concentration of stratospheric ozone are located at the height of 25-28 km.

มหาวิทยาลัยศิลปากร

Department of Physics | Graduate School, Silpakorn University

Student's signature .... Academic Year 2015

Thesis Advisor's signature ....

56306801 : สาขาวิชาฟิสิกส์
คำสำคัญ : โอโซนในบรรยากาศ การวัดภาคพื้นดิน ข้อมูลดาวเทียม

กุลนิษฐ์ ชิวปรีชา : การศึกษาโอโซนในบรรยากาศของประเทศไทยจากข้อมูลภาคพื้นดินและข้อมูลดาวเทียม. อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ : รศ.ดร.เสริม จันทร์ฉาย. 118 หน้า.

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาโอโซนในบรรยากาศของประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลภาคพื้นดินและข้อมูลดาวเทียม งานวิจัยประกอบด้วย 3 ส่วน โดยในส่วนที่ 1 ผู้วิจัยได้ทำการหาปริมาณโอโซนรวม (total ozone column, TOC) จากข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวเลตจากดวงอาทิตย์ซึ่งวัดที่จังหวัดนครปฐม (13.82°N, 100.04°E) เชียงใหม่ (18.78°N, 98.98°E) และอุบลราชธานี (15.25°N, 104.87°E) นอกจากนี้ได้ทำการรวบรวมข้อมูลปริมาณโอโซนรวมจากเครื่องวัด Dobson spectrophotometer ที่กรุงเทพฯ (13.67°N, 100.62°E) และจากเครื่องวัด Brewer spectrophotometer ที่จังหวัดสงขลา (7.20°N, 100.60°E) จากการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมแสดงให้เห็นว่า ปริมาณโอโซนที่สถานที่วัดดังกล่าวเพิ่มขึ้นจากเดือนมกราคมจนถึงเดือนเมษายน จากนั้นจะมีระดับค่อนข้างคงที่จนถึงเดือนกันยายน หลังจากนั้นจะค่อยๆ ลดลงจนถึงเดือนธันวาคม สำหรับในส่วนที่ 2 ของงานวิจัย ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลปริมาณโอโซนในช่วงระยะเวลา 30 ปี (1986-2015) จากดาวเทียม 4 ดวง ได้แก่ ดาวเทียม Nimbus-7, Meteor-3, Earth Probe และ Aura ผู้วิจัยได้ทำการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมเหล่านี้กับข้อมูลที่ได้จากการวัดภาคพื้นดิน และพบว่าข้อมูลดังกล่าวสอดคล้องกันค่อนข้างดี หลังจากนั้นผู้วิจัยได้นำข้อมูลดาวเทียมมาจัดทำแผนที่ปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนและรายวันเฉลี่ยต่อปี แผนที่ดังกล่าวแสดงให้เห็นการเปลี่ยนแปลงตามเชิงภูมิศาสตร์ของปริมาณโอโซนในประเทศไทย ในส่วนสุดท้ายจะเป็นกรณีศึกษาโอโซนที่กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพฯ โดยผู้วิจัยได้ใช้ ozonesonde เพื่อทำการวัดความเข้มข้นโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์และชั้นสตราโตสเฟียร์ พร้อมทั้งได้รวบรวมข้อมูลความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวและข้อมูลอุตุนิยมวิทยาอื่นๆ ที่เกี่ยวข้อง จากผลการวิเคราะห์ข้อมูลเหล่านี้แสดงให้เห็นถึงอิทธิพลของตัวแปรต่างๆ ทางอุตุนิยมวิทยาที่มีผลต่อโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ สุดท้ายผู้วิจัยได้หาความเข้มข้นโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ ผลการวิเคราะห์ข้อมูลจาก ozonesonde พบว่าความเข้มข้นโอโซนสูงสุดในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์เหนือบริเวณกรุงเทพฯ อยู่ที่ความสูง 25-28 กิโลเมตร

ภาควิชาฟิสิกส์ บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ลายมือชื่อนักศึกษา.. ปีการศึกษา 2558

ลายมือชื่ออาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ ....

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยในวิทยานิพนธ์นี้ เป็นส่วนหนึ่งของโครงการวิจัยเรื่อง การศึกษาโอโซนในประเทศไทย ซึ่งได้รับทุนสนับสนุนจากสถาบันวิจัยและพัฒนา มหาวิทยาลัยศิลปากร ผู้วิจัยจึงขอขอบพระคุณ สถาบันวิจัยและพัฒนา มหาวิทยาลัยศิลปากร ไว้ ณ ที่นี้เป็นอย่างสูง

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณรองศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย ซึ่งเป็นอาจารย์ที่ปรึกษาที่ให้คำแนะนำด้านวิชาการ พร้อมทั้งจัดหาทุนวิจัย เครื่องมือ อุปกรณ์ และข้อมูลที่จำเป็นสำหรับใช้ในการดำเนินงาน และขอขอบคุณ Dr. Manuel Nunez จาก University of Tasmania ประเทศออสเตรเลีย ที่ให้คำปรึกษาและแนวคิดในการวิเคราะห์ข้อมูล พร้อมทั้งขอขอบคุณรองศาสตราจารย์ ดร. ธนิต ผิวนิ่ม อาจารย์ประจำภาควิชาเคมี มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ช่วยให้คำแนะนำด้านการเตรียมสารเคมีสำหรับใช้ใน ozonesonde

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณกรมอุตุนิยมวิทยา ที่ให้ความอนุเคราะห์สถานที่สำหรับปล่อยบัลลูนเพื่อวัดโอโซนในบรรยากาศและให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่จำเป็นต้องใช้ในงานวิจัยนี้ พร้อมทั้งขอขอบคุณคุณเกรียงชัย โชตะนา ผู้อำนวยการสถานีกรุงเทพฯ ที่ช่วยเหลือและฝึกสอนการปล่อยบัลลูน และขอบคุณคุณสัมฤทธิ์ สุทธิประภา และคุณเกษรินตร์ ห่านประเสริฐ ที่ให้ความช่วยเหลือด้านข้อมูลทางบรรยากาศต่างๆ

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณกรมควบคุมมลพิษ ที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลมลพิษทางอากาศ

ในงานด้านการปล่อยบัลลูนเพื่อวัดโอโซนในบรรยากาศ ผู้วิจัยได้รับความช่วยเหลือจากอาจารย์ ดร. สมเจตน์ ภัทรพานิชชัย อาจารย์ ดร. สุมามาลย์ บรรเทิง คุณยุทธศักดิ์ บุญรอด และคุณประนมกร ชูศรี ซึ่งผู้วิจัยขอขอบคุณไว้ ณ ที่นี้ นอกจากนี้ผู้วิจัยขอขอบคุณอาจารย์ ดร. อิสระ มะศิริ ดร. เพ็ญพร นิ่มนวล และคุณนพมาศ ประทุมสูตร ที่ให้คำแนะนำด้านการเขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์ และขอขอบคุณอาจารย์ ดร. รุ่งรัตน์ วัดตาล ที่ช่วยประสานงานโครงการวิจัยนี้

ท้ายที่สุดนี้ คุณประโยชน์ที่เกิดจากวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ ผู้วิจัยขอมอบให้กับบิดา มารดา และบุคคลในครอบครัว รวมทั้งคณาจารย์ทุกท่าน เพื่อตอบแทนพระคุณที่ได้ช่วยให้ผู้วิจัยประสบความสำเร็จในการศึกษา

สารบัญ

หน้า

บทคัดย่อภาษาไทย .... ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ .... จ
กิตติกรรมประกาศ .... ฉ
สารบัญตาราง .... ฌ
สารบัญภาพ .... ญ
บทที่
1 บทนำ 1
ความสำคัญและความเป็นมาของปัญหา 1
วัตถุประสงค์ของการวิจัย 2
ขอบเขตของการวิจัย 2
2 หลักการทางวิชาการ 3
โอโซนในบรรยากาศ 3
กระบวนการที่เกี่ยวข้องกับโอโซนในบรรยากาศ 6
การลดลงของโอโซน 13
การเพิ่มขึ้นของรังสีอัลตราไวโอเลตที่สัมพันธ์กับการลดลงของชั้นโอโซน 26
งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง 28
3 วิธีวิจัยและผล 31
การศึกษาปริมาณโอโซนจากข้อมูลภาคพื้นดิน 31
สถานีนครปฐม 31
สถานีเชียงใหม่ 41
สถานีอุบลราชธานี 51
สถานีกรุงเทพฯ 53
สถานีสงขลา 58
การศึกษาปริมาณโอโซนจากข้อมูลดาวเทียม 62
ข้อมูลปริมาณโอโซนจากดาวเทียม 62
การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินและจากดาวเทียม 65
การศึกษาการกระจายตัวของปริมาณโอโซนและการจัดทำแผนที่ปริมาณโอโซนระยะยาวของประเทศไทย 72
การวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงปริมาณโอโซนของประเทศไทย 76

มหาวิทยาลัยศิลปากร

หน้า

บทที่

กรณีศึกษาโอโซนที่กรุงเทพฯ ... 77
โปรไฟล์ของโอโซน ... 77
กรณีศึกษาโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ ... 90
การแปรค่าตามฤดูกาลของโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ ... 90
การแปรค่าตามรอบวันของโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ ... 103
กรณีศึกษาโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ ... 104
การแปรค่าตามฤดูกาลของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ ... 104
การแปรค่าตามรอบวันของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ ... 106
4 สรุปผลการวิจัย ... 109
ข้อเสนอแนะ ... 110
รายการอ้างอิง ... 111
ภาคผนวก ... 116
ประวัติผู้วิจัย ... 118

มหาวิทยาลัยศิลปากร

สารบัญตาราง

ตารางที่ หน้า

2.1 แถบการดูดกลืนที่สำคัญที่เกี่ยวข้องกับกระบวนการทางเคมีเชิงแสง (photochemical) ในชั้นบรรยากาศ 5

3.1 ตัวอย่างข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่วัดด้วย Dobson spectrophotometer ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ในวันที่ 1-2 กุมภาพันธ์ 2005 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา 58

3.2 ตัวอย่างข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่วัดด้วย Brewer spectrophotometer ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลาในเดือนตุลาคม 2015 60

3.3 การประเมินอัตราการปล่อยมลพิษทางอากาศในพื้นที่เขตกรุงเทพฯ ปี 1997 78

3.4 ช่วงเวลาที่ทำการตรวจวัดโปรไฟล์ของโอโซนด้วย ozonesonde ระหว่างเดือนพฤษภาคม 2014 -เมษายน 2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา 79

3.5 ค่าสถิติรายเดือนของมลพิษทางอากาศในปี 2014 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ซึ่งวัดโดยกรมควบคุมมลพิษ โดยที่ค่าภายในวงเล็บอยู่ในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 5-95 97

3.6 การแจกแจงความถี่ข้อมูลทิศทางลมพื้นผิวรายวันที่เวลา 07.00 น. (A) และ 16.00 น. (B) ระหว่างปี 2014 ณ กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา โดยแบ่งเป็น 8 ทิศทาง ได้แก่ ลมเหนือ (north; N) ลมตะวันออกเฉียงเหนือ (northeast; NE) ลมตะวันออก (east; E) ลมตะวันออกเฉียงใต้ (southeast, SE) ลมใต้ (south; S) ลมตะวันตกเฉียงใต้ (southwest; SW) ลมตะวันตก (west; W) และลมตะวันตกเฉียงเหนือ (southwest; SW) ข้อมูลที่มีค่าเกิน 40% จะเขียนด้วยตัวหนา ..... 99 -100

3.7 ข้อมูลทิศทางลมรายวันที่ระดับความสูงต่ำกว่า 3,000 เมตร ตั้งแต่เดือนมกราคม 2014 -มีนาคม 2015 ซึ่งถูกวัดด้วย radiosonde ของกรมอุตุนิยมวิทยา บางนา โดยแบ่งทิศทางลมออกเป็น 2 กลุ่ม ได้แก่ ลมฝ่ายเหนือ (ลมตะวันออกเฉียงเหนือ ลมเหนือ และลมตะวันตกเฉียงเหนือ) และลมฝ่ายใต้ (ลมตะวันตกเฉียงใต้ ลมใต้ และลมตะวันออกเฉียงใต้) โดยที่ภายในวงเล็บเป็นค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน 102

3.8 ความเข้มข้นโอโซนสูงสุด (peak ozone concentration; ppbv) และปริมาณโอโซน (DU) ในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนล่าง (0-4 km) ของวันที่ 10 มีนาคม และ 7 เมษายน 2015 104

สารบัญภาพ

ภาพที่ หน้า

2.1 ความเข้มข้นโอโซนในบรรยากาศตามความสูงจากพื้นผิวโลก........ 3

2.2 การบอกปริมาณโอโซนในบรรยากาศ 4

2.3 สเปกตรัมการดูดกลืนรังสีอาทิตย์เนื่องจากโมเลกุลของออกซิเจนและโอโซน........ 5

2.4 แผนภูมิแสดงการสร้างและการสลายตัวของโอโซน 6

2.5 อัตราการแตกตัวของโมเลกุลออกซิเจนด้วยแสง (photodissociation rate of O_2) ในบรรยากาศ 7

2.6 การดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเลตในบรรยากาศตามระดับความสูง โดยเส้นโค้งสีดำแสดงค่าความเข้มรังสีอาทิตย์แต่ละความยาวคลื่นที่ถูกลดทอนลงไป 37% ของความเข้มรังสีด้านบนสุดของชั้นบรรยากาศ (top of the atmosphere; TOA) สำหรับรังสีที่มีความยาวคลื่นในพื้นที่สีเทาจะมีพลังงานเพียงพอที่จะสลายพันธะของโมเลกุลออกซิเจน........ 8

2.7 การไหลเวียนของมวลอากาศในชั้นบรรยากาศโลก........ 10

2.8 การแปรค่าของโอโซน (ในหน่วยของ DU) ตามฤดูกาลและละติจูด........ 10

2.9 การแปรค่าของปริมาณโอโซนรวมตามรอบปีและตามละติจูด ทางซ้ายมือเป็นการตรวจวัดด้วยเครื่องมือวัดภาคพื้นดินในปี 1964-1976 (บน) และ 1985-1997 (ล่าง) ส่วนขวามือเป็นการตรวจวัดด้วยดาวเทียมในปี 1970-1972 (บน) สำหรับด้านล่างเป็นการตรวจวัดด้วยดาวเทียม Nimbus-7 (1985-1993) และดาวเทียม Earth Probe (1996-1997) 12

2.10 การแปรค่าปริมาณโอโซนรวมตามละติจูดที่วัดได้จากดาวเทียม European ในช่วงเดือนมิถุนายน 1995-พฤษภาคม 2008 (ไม่มีข้อมูลช่วงเดือนเมษายน 2004) 13

2.11 ปฏิกิริยาที่ทำให้เกิดการสูญเสียโอโซนอย่างมากที่บริเวณขั้วโลก........ 16

2.12 ปฏิกิริยาที่ทำให้เกิดการทำลายโอโซนในวัฏจักร 1 ของวัฏจักรของ Cl........ 17

2.13 การแปรค่าความเข้มข้นของ reactive และ reservoir ตามรอบวันที่ได้จากการคำนวณด้วยแบบจำลองที่ละติจูด 47°N ที่ระดับความสูง 32 km สำหรับเดือน (a) มิถุนายน และ (b) กันยายน 19

2.14 แผนผังการพ่นสารประกอบซัลเฟตและก๊าซขึ้นไปยังชั้นสตราโตสเฟียร์จากการระเบิดของภูเขาไฟและการเปลี่ยนรูปของก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์กลายเป็นกรดซัลฟูริก 20

2.15 แอ่งสารของคลอรีนในเมฆสตราโตสเฟียร์บริเวณทวีปแอนตาร์กติกในช่วงปลายฤดูหนาวและต้นฤดูใบไม้ผลิ 21

2.16 ปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ที่วัดได้จากสถานี Mauna Loa ที่ฮาวาย (Hawii) ซึ่งทำการวัดด้วย Lidar (Light Detection and Ranging, 694 nm) ในช่วงเดือนธันวาคม 1974-1998 ที่ระดับความสูง 15.8-33.0 km โดยแกน x แทนวันที่เกิดการปะทุของภูเขาไฟ... 23

ภาพที่ หน้า

2.17 ค่าโอโซนรายปี (ในหน่วยของ DU) ที่เมืองออสโล (Oslo) ประเทศนอร์เวย์ (60°N) ตั้งแต่ปี 1978 -1997 ลูกศรในกราฟแสดงช่วงเวลาที่เกิดการระเบิดของภูเขาไฟเอลชิชอน (El Chichon) และพินาทูโบ (Pinatubo)........ 23

2.18 แผนผังปฏิกิริยาทางเคมีที่ทำให้เกิดรูรั่วโอโซน........ 24

2.19 แผนผังของปฏิกิริยาที่สำคัญที่เกี่ยวข้องกับชั้นโอโซนในบรรยากาศตอนกลาง ซึ่งเกิดจากการชนกัน และ photolysis เส้นทึบจะแสดงปฏิกิริยาที่เกิดจากการชนกัน เส้นคู่สีเทาจะแสดงปฏิกิริยา ที่เกิดจาก photolysis (ในที่นี้จะไม่แสดงปฏิกิริยาของออกซิเจนบริสุทธิ์)........ 25

2.20 (รูปทางซ้ายมือ) การแปรค่าความเข้มรังสี UVB ที่พื้นผิวตามปริมาณโอโซนที่แตกต่างกัน (เที่ยงวัน ของวันที่ 21 มิถุนายน ที่ละติจูด 49°N) และสเปกตรัมการตอบสนองของรังสี UVที่มีผลต่อพืช สเปกตรัมการตอบสนองที่มีผลต่อดีเอ็นเอของมนุษย์ และสเปกตรัมการตอบสนองที่มีผลต่อการ เจริญเติบโตของพืช (รูปขวามือ)........ 26

2.21 (ด้านล่าง) กราฟการเปลี่ยนแปลงค่าสัดส่วน UV (UVB/UVA) ที่ได้จากการวัดด้วย radiometer ที่สถานี Punta Arenas ประเทศชิลี (53°S) ระหว่างปี 2003-2004 ด้านบนเป็นแผนที่ปริมาณ โอโซนที่ได้จากการวัดโดยดาวเทียม EP/TOMS ในช่วงฤดูใบไม้ผลิ เครื่องหมายบวกในแผนที่ ปริมาณโอโซนแทนตำแหน่งของสถานี Punta Arenas........ 27

3.1 ส่วนประกอบของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต รุ่น DMc150 ผลิตโดยบริษัท Bentham Instrument ซึ่งติดตั้งไว้บนดาดฟ้าชั้น 10 อาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82°N, 100.04°E)........ 32

3.2 แผนภูมิแสดงการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต รุ่น DMc150........ 33

3.3 การสอบเทียบเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต........ 34

3.4 หน้าจอแสดงผลของโปรแกรม BenWin+ สำหรับควบคุมการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสี อัลตราไวโอเลต........ 34

3.5 ตัวอย่างค่า sensitivity ที่แต่ละความยาวคลื่น ซึ่งคำนวณได้จากการสอบเทียบเครื่องวัดสเปกตรัม รังสีอัลตราไวโอเลตในเดือนมีนาคม 2015........ 35

3.6 เครื่องซันโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer) รุ่น CE-318 ผลิตโดยบริษัท Cimel ซึ่งติดตั้งไว้บนดาดฟ้า ชั้น 10 อาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82°N, 100.04°E)........ 37

ภาพที่ หน้า

3.7 (a) เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า รุ่น PSV-100 ผลิตโดยบริษัท Prede ซึ่งติดตั้งบนดาดฟ้าชั้น 10 อาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82°N, 100.04°E) และ (b) ภาพถ่ายท้องฟ้ากรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆในวันที่ 11 กรกฎาคม 2015 เวลา 09.30 น. 38

3.8 ไดอะแกรมของ look up table ที่ได้จากโปรแกรม UVSPEC สำหรับคำนวณหาปริมาณโอโซนจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต 39

3.9 กระบวนการหาปริมาณโอโซนรวมจากการเปรียบเทียบค่า N จาก look up table กับค่า N ที่ได้จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต 40

3.10 ปริมาณโอโซนรวมที่คำนวณได้จากข้อมูลการวัดจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตระหว่างปี 2010-2015 เฉพาะกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆ ณ สถานีนครปฐม.......... 40

3.11 เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเลตแบบหลายช่องสัญญาณ รุ่น GUV-2511 ผลิตโดยบริษัท Biospherical Instrument GUV-2511 ซึ่งติดตั้งที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ (18.78°N, 98.98°E).......... 41

3.12 ส่วนประกอบของเครื่องวัด GUV-2511 โดย controller interface จะต่อเข้ากับเครื่องคอมพิวเตอร์ซึ่งติดตั้งโปรแกรมควบคุมการทำงานของเครื่องมือ 42

3.13 ลักษณะภายในของเครื่องวัด GUV-2511.......... 42

3.14 การตรวจวัดระดับน้ำของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีเชียงใหม่เมื่อวันที่ 12 พฤษภาคม 2015.... 43

3.15 การเช็ดทำความสะอาดหัววัดรังสีของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีเชียงใหม่เมื่อวันที่ 12 พฤษภาคม 2015 43

3.16 การตรวจสอบการทำงานของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีเชียงใหม่เมื่อวันที่ 9 กันยายน 2015... 44

3.17 ตัวอย่างการแปรค่าตามเวลาในรอบวันของความเข้มรังสี UV (E_d) ซึ่งทำการวัดด้วยเครื่องวัด GUV-2511 โดยแสดงผลผ่านหน้าจอคอมพิวเตอร์ที่สถานีเชียงใหม่.......... 45

3.18 ตัวอย่างใบรายงานผลการสอบเทียบ (certificate) ของเครื่องวัด GUV-2511 serial number: 25111207134 ที่ส่งไปสอบเทียบยังต่างประเทศ.......... 46

3.19 การเปิดไฟล์ .MDB ที่ต้องการใช้งานด้วยโปรแกรม Logger 47

3.20 เปิดไฟล์ตระกูล .MBD จากเครื่องวัด GUV-2511 ที่ผ่านการเปิดไฟล์ด้วยโปรแกรม Logger.......... 47

3.21 ตัวอย่างข้อมูลที่ได้จากการเลือก Table ที่เป็น CalibratedData.......... 48

3.22 ไดอะแกรมของ look up table ที่ได้จากโปรแกรม UVSPEC สำหรับคำนวณหาปริมาณโอโซนรวมจากเครื่องวัด GUV-2511.......... 49

ภาพที่ หน้า

3.23 กระบวนการหาปริมาณโอโซนรวมจากการเปรียบเทียบค่า N จาก look up table กับค่า N ที่ได้จากเครื่องวัด GUV-2511 50
3.24 ปริมาณโอโซนรวมที่คำนวณได้จากเครื่องวัด GUV-2511 เฉพาะกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆในปี 2006-2010 ณ สถานีเชียงใหม่ 51
3.25 เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเลตแบบหลายช่องสัญญาณ รุ่น GUV-2511 ซึ่งติดตั้งที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี (15.25°N, 104.87°E)........ 52
3.26 การตรวจสอบการทำงานของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีอุบลราชธานี เมื่อวันที่ 30 เมษายน 2015 52
3.27 ปริมาณโอโซนรวมที่คำนวณได้จากเครื่องวัด GUV-2511 เฉพาะกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆที่สถานีอุบลราชธานี ระหว่างปี 2009-2010 53
3.28 Dobson Spectrophotometer ของกรมอุตุนิยมวิทยา ซึ่งติดตั้งที่สำนักงานใหญ่ของกรมอุตุนิยม-วิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E) โดยเริ่มดำเนินการตรวจวัดตั้งแต่ปี 1979-ปัจจุบัน 54
3.29 ระบบทัศนศาสตร์ของ Dobson spectrophotometer 55
3.30 ปริมาณโอโซนรวมรายวันที่วัดด้วย Dobson spectrophotometer ระหว่างปี 1986-2015 ณ กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E) 58
3.31 (a) Brewer spectrophotometer รุ่น MKIV ซึ่งถูกติดตั้งไว้ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.20°N, 100.60°E) ซึ่งเริ่มทำการวัดตั้งแต่ปี 1997-ปัจจุบัน และ (b) แผนภูมิการทำงานของ Brewer spectrophotometer 60
3.32 ปริมาณโอโซนรวมที่วัดด้วย Brewer spectrophotometer ระหว่างปี 1997-2015 ณ ศูนย์อุตุ-นิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.20°N, 100.60°E) 61
3.33 ดาวเทียมแบบ Polar-orbiting weather satellite ขององค์การ NASA ที่ทำการตรวจวัดปริมาณโอโซนรวมรายวันตั้งแต่ปี 1970–ปัจจุบัน 63
3.34 มุมมองการวัดของหัววัด OMI 64
3.35 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวม (TOC) ที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ระหว่างปี 2010-2015 ที่สถานีนครปฐม 65
3.36 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต ระหว่างปี 2010–2015 ที่สถานีนครปฐม 66
3.37 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆ ระหว่างปี 2006-2010 ที่สถานีเชียงใหม่ 67

ภาพที่		หน้า

3.38 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ระหว่างปี 2006-2010 ที่สถานีเชียงใหม่ 67

3.39 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่หาได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆ ระหว่างปี 2009-2010 ที่สถานีอุบลราชธานี 68

3.40 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ระหว่างปี 2009-2010 ที่สถานีอุบลราชธานี 68

3.41 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากการวัดด้วยหัววัดTOMS/OMI และ Dobson spectrophotometer (1986-2015) ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา 69

3.42 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากการวัดด้วยหัววัด TOMS/OMI และ Dobson spectrophotometer ระหว่างปี 1986-2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา 70

3.43 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากการวัดด้วยหัววัด TOMS/OMI และ Brewer spectrophotometer ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา ระหว่างปี 1997-2015 71

3.44 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากการวัดด้วยหัววัด TOMS/OMI กับข้อมูลวัดภาคพื้นดินที่วัดด้วย Brewer spectrophotometer ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา ระหว่างปี 1997-2015 71

3.45 แผนที่ปริมาณโอโซนรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว (1986-2015) บริเวณประเทศ 73-74

3.46 แผนที่ปริมาณโอโซนรายวันเฉลี่ยต่อปีระยะยาว (1986-2015) บริเวณของประเทศไทย 75

3.47 แผนที่แนวโน้มปริมาณโอโซนรวมระยะยาวของประเทศไทย (1986-2015) 76

3.48 เซ็นเซอร์สำหรับวัดปริมาณโอโซน 80

3.49 อุปกรณ์ที่ใช้ในการวัดโปรไฟล์ของโอโซน 82

3.50 วิธีการหาค่ากระแสไฟฟ้าของปั๊มของ ozonesonde 82

3.51 การหาค่า background current ที่ได้จากการทดสอบ ozonesonde ด้วยเครื่อง ozonesonde test unit 83

3.52 วิธีการหาค่าเวลาที่ฟองอากาศใช้ในการไหลผ่านหลอดขนาด 100 มิลลิลิตร 83

3.53 การทดสอบการทำงานของ ozonesonde ที่เชื่อมต่อกับ radiosonde และเครื่องรับ-ส่งสัญญาณ 84

3.54 การอัดก๊าซฮีเลียมเข้าไปในบัลลูนขนาด 1,600 กรัม ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา 85

3.55 ซอฟแวร์ที่ใช้ในการประมวลผลซึ่งเชื่อมต่อกับเครื่องคอมพิวเตอร์ผ่านทางโมเด็ม 85

3.56 โปรไฟล์ของโอโซนขาขึ้น-ลงที่วัดได้ด้วย ozonesonde เมื่อวันที่ 21 พฤษภาคม 2014 เวลา 09.00 น. ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E) 86

ภาพที่ หน้า

3.57 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากการวัดด้วย Dobson spectrophotometer ดาวเทียม Aura/OMI และ ozonesonde ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ระหว่างปี 2014-2015 87

3.58 โปรไฟล์ของโอโซนที่ได้จากวัดด้วย ozonesonde ระหว่างเดือนพฤษภาคม 2014-เมษายน 2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E)........ 89

3.59 การแปรค่าตามฤดูกาลของโปรไฟล์โอโซน ความเร็วลม และความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศ ในชั้นโทรโพสเฟียร์ระหว่างฤดูฝน (a, c, e) และฤดูแล้ง (b, d, f) ตามลำดับ ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ณ เวลา 09.00 น. (ไม่มีข้อมูลพื้นฐานทางอุตุนิยมวิทยาในเดือนกรกฎาคม 2014 และเมษายน 2015 เนื่องจาก radiosonde เกิดความเสียหายระหว่างตรวจวัด และไม่ได้ทำการตรวจวัดที่เวลาดังกล่าว ตามลำดับ)........ 90-91

3.60 ข้อมูลความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวรายวัน ซึ่งวัดด้วยเครื่องวัด ozone analyzer ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ระหว่างวันที่ 1 มกราคม 2014-30 เมษายน 2015........ 92

3.61 การเปรียบเทียบข้อมูลความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวที่วัดด้วย ozonesonde และเครื่องวัด ozone analyzer แบบ Ultraviolet (UV) absorption photometry ระหว่างเดือนพฤษภาคม 2014 -เมษายน 2015 (ที่วันและเวลาเดียวกัน) ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา 92

3.62 ความเข้มข้นโอโซนที่ระดับความสูงต่ำกว่า 3,000 เมตร ซึ่งวัดด้วย ozonesonde ตั้งแต่เดือนพฤษภาคม 2014-เมษายน 2014 ในช่วง (a) ฤดูฝน ตั้งแต่เดือนพฤษภาคม-ตุลาคม 2014 และ (b) ฤดูแล้ง ตั้งแต่เดือนพฤศจิกายน 2014-เมษายน 2015 วงกลมทึบสีแดงแสดงระดับความเข้มข้นโอโซนสูงสุดในท้องถิ่น (local maximum ozone concentration)........ 94

3.63 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างจำนวน hot spot ต่อเดือนที่ได้จากการวัดในบริเวณประเทศไทย พม่า ลาว และกัมพูชากับความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่วัดได้ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา 95

3.64 การเคลื่อนที่ของมวลอากาศที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ย้อนหลังไป 10 วัน (HYSPLIT Back trajectory) ก่อนหน้าวันที่ 25 พฤศจิกายน 2014 ณ เวลา 07.00 น. ที่ระดับความสูง 1,000 เมตรโดยที่แกนตั้งจะแทนตำแหน่งของละติจูด แกนนอนแสดงตำแหน่งของลองจิจูด ส่วนดาวแทนตำแหน่งของสถานีที่ทำการตรวจวัดในงานนี้........ 96

3.65 ข้อมูลเฉลี่ยรายชั่วโมงสำหรับ (a) ความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวและความเข้มข้นที่พื้นผิว ระหว่างเดือนธันวาคม 2014-มกราคม 2015 (ตัวแทนในช่วงฤดูแล้ง) (b) ความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวและความเข้มข้นที่พื้นผิวระหว่างเดือนกรกฎาคม-สิงหาคม 2014 (ตัวแทนในช่วงฤดูฝน) และ (c) ความเข้มรังสีอาทิตย์ระหว่างเดือนธันวาคม 2014-มกราคม 2015 และเดือนกรกฎาคม-สิงหาคม 2014 98

ภาพที่ หน้า

3.66 ไดอะแกรมแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มข้นโอโซนและทิศทางลมที่พื้นผิว ซึ่งทำการวัดที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา โดยแบ่งเป็น (a) ฤดูแล้ง (พฤศจิกายน 2014 - เมษายน 2015) และ (b) ฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม 2014) โดยแถบสีจะแทนค่าความเข้มข้นโอโซนในหน่วย ppbv ส่วนรัศมีของวงกลมจะแทนค่าความเข้มข้นโอโซนในรูปของเปอร์เซ็นต์ และแบ่งวงกลมออกเป็น 8 ส่วน แทนทิศทางลมทั้ง 8 ทิศ ได้แก่ ลมเหนือ ลมตะวันออกเฉียงเหนือ ลมตะวันออก ลมตะวันออกเฉียงใต้ ลมใต้ ลมตะวันตกเฉียงใต้ ลมตะวันตก และลมตะวันตกเฉียงเหนือ 101

3.67 การแปรค่าตามรอบวันของโปรไฟล์โอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ของวันที่ (a) 10 มีนาคม และ (b) 7 เมษายน 2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา.. 103

3.68 การแปรค่าตามฤดูกาลของโปรไฟล์โอโซนและความเร็วลมในชั้นสตราโตสเฟียร์ระหว่าง (a) ฤดูฝน และ (b) ฤดูแล้ง ซึ่งทำการตรวจวัดที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ณ เวลา 09.00 น. (ไม่มีข้อมูลโอโซนในเดือนเมษายน 2015 เนื่องจากไม่ได้ทำการตรวจวัดที่เวลาดังกล่าว และไม่มีข้อมูลลมในเดือนกรกฎาคม เพราะเซ็นเซอร์เสีย).. 105

3.69 การแปรค่าตามรอบวันของโปรไฟล์ของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ของวันที่ (a) 10 มีนาคม และ (b) 7 เมษายน 2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา 107

มหาวิทยาลัยศิลปากร

บทที่ 1
บทนำ

1.1 ความสำคัญและความเป็นมาของปัญหา

โอโซนเป็นองค์ประกอบที่สำคัญของบรรยากาศโลก ทั้งนี้เพราะเป็นก๊าซที่ช่วยดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเลต (ultraviolet; UV) จากดวงอาทิตย์ให้มีปริมาณที่พอเหมาะกับการดำรงชีวิตของสิ่งมีชีวิตบนโลก โดยทั่วไปปริมาณของก๊าซโอโซนในบรรยากาศจะเปลี่ยนแปลงตามความสูงจากพื้นผิวโลก โดยมีความหนาแน่นสูงสุดที่ความสูงประมาณ 20-30 กิโลเมตรจากพื้นผิวโลก หรือเรียกบรรยากาศที่ความสูงนี้ว่าชั้นโอโซน (ozone layer) ซึ่งอยู่ในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ (stratosphere) นอกจากนี้ยังมีก๊าซโอโซนจำนวนเล็กน้อยในชั้นโทรโพสเฟียร์ (troposphere) ซึ่งเป็นบรรยากาศจากพื้นผิวโลกถึงความสูงประมาณ 10 กิโลเมตร ก๊าซโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์จะทำหน้าที่ป้องกันไม่ให้รังสีอัลตราไวโอเลตบี (UVB) หรือรังสีที่ความยาวคลื่นในช่วง 280-320 นาโนเมตร ซึ่งเป็นรังสีที่มีอันตรายผ่านเข้ามาถึงพื้นโลกมากเกินไป จากผลการศึกษาขององค์การสิ่งแวดล้อมโลก (United Nations Environment Programme; UNEP) ของสหประชาชาติ พบว่าความเข้มรังสี UVB ที่ผ่านชั้นโอโซนลงมาที่พื้นผิวโลกก่อให้เกิดอันตรายต่อระบบชีวภาพ โดยสิ่งมีชีวิตขนาดเล็กจะได้รับผลกระทบรุนแรงกว่าสิ่งมีชีวิตที่แข็งแรงกว่า เช่น มนุษย์ อีกทั้งยังทำให้การเจริญเติบโตและสังเคราะห์แสงของพืชบางชนิดลดประสิทธิภาพลง ทำให้การเคลื่อนไหวและการสืบพันธุ์ของแพลงก์ตอนพืชบกพร่อง โดยส่งผลให้เกิดการหยุดชะงักในบางโซ่อาหาร จากการที่แพลงก์ตอนพืชลดจำนวนลงทำให้การดูดกลืนก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) ของแพลงก์ตอนพืชลดลงตามไปด้วยจึงทำให้เกิดปฏิกิริยาเรือนกระจก (greenhouse effect) รุนแรงขึ้น สำหรับมนุษย์นั้นรังสี UV จะส่งผลต่อระบบภูมิคุ้มกัน รวมทั้งเพิ่มความรุนแรงของโรคติดต่อและเพิ่มความเสี่ยงของการเปลี่ยนแปลงในทางที่เป็นอันตราย นอกจากมีผลทำให้ผิวหนังเสื่อมสภาพอย่างรวดเร็วแล้ว ผลกระทบที่รุนแรงที่สุดคือ โรคมะเร็ง โดยจะเพิ่มความเสี่ยงของการเกิดโรคเนื้องอก มะเร็งผิวหนัง มะเร็งที่ริมฝีปาก เป็นต้น นอกจากนี้รังสี UV ยังอาจส่งผลกระทบต่อดวงตา โดยเพิ่มความเสี่ยงของการเกิดต้อกระจกอีกด้วย

ในปี 1974 Rowland และ Molina ได้ตีพิมพ์ผลงานในวารสาร Nature ซึ่งกล่าวว่าสารคลอโรฟลูออโรคาร์บอน (chlorofluorocarbon; CFC) ที่ใช้ในตู้เย็น เครื่องปรับ อากาศ และสเปรย์ต่างๆ ซึ่งถูกปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศปีละจำนวนมากจะลอยขึ้นไปทำลายชั้นโอโซน ทำให้รังสี UV ที่พื้นผิวโลกมีปริมาณสูงขึ้นและส่งผลทำให้มนุษย์มีโอกาสเป็นโรคมะเร็งผิวหนังมากขึ้น ผลงานของ Rowland และ Molina ได้รับการต่อต้านจากอุตสาหกรรมที่ใช้สาร CFC จนกระทั่ง Farman และคณะ (1985) ได้ทำการสำรวจโอโซนในบริเวณขั้วโลกใต้พบว่า โอโซนเหนืออ่าวฮัลเลย์ (Halley) ในทวีปแอนตาร์กติกมีปริมาณลดลงถึง 40% ภายในระยะเวลาเพียง 10 ปี จากการศึกษาขององค์การบริหารการบินและอวกาศแห่งชาติ (National Aeronautics and Space Administration; NASA) ประเทศสหรัฐอเมริกา ได้ยืนยันการลดลงของโอโซน

ของโอโซนที่ทวีปแอนตาร์กติกเช่นเดียวกัน ต่อมามีการพบว่าการลดลงของโอโซนมิได้มีเฉพาะในบริเวณขั้วโลกใต้เท่านั้น แต่พบที่บริเวณขั้วโลกเหนือและบริเวณอื่นๆ ของโลกด้วย การค้นพบดังกล่าวเป็นการยืนยันทฤษฎีของ Rowland และ Molina ทำให้ทั่วโลกตื่นตัวเรื่องภัยอันตรายที่จะมาถึง ดังนั้นในปี 1987 องค์การ UNEP จึงได้จัดประชุมนานาชาติเรื่องการทำลายชั้นบรรยากาศโอโซนของสาร CFC ที่เมือง Montreal ประเทศแคนาดา และที่ประชุมได้จัดทำข้อตกลงที่เรียกว่า Montreal Protocol เพื่อให้ประเทศสมาชิกหยุดการใช้สาร CFC และสารอื่นๆ เช่น สารฮาร์ลอน (halon) เมธิลโบรไมด์ (methyl bromide) และเมธิลคลอโรฟอร์ม (methyl chloroform) ซึ่งเป็นสารที่ทำลายชั้นโอโซน โดยประเทศไทยได้ร่วมลงนามใน Montreal Protocol ด้วย ถึงแม้ว่าจะมีข้อตกลงดังกล่าวและมีการลดการใช้สาร CFC แล้วก็ตาม แต่การใช้สารที่ทำลายบรรยากาศในภาคเกษตรและอุตสาหกรรมในหลายประเทศยังคงมีอยู่ นอกจากนี้สาร CFC ที่ถูกปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศในอดีตยังคงส่งผลต่อการทำลายชั้นโอโซนต่อไปอีกหลายสิบปี

สำหรับกรณีประเทศไทยซึ่งตั้งอยู่บริเวณศูนย์สูตรที่บรรยากาศมีปริมาณโอโซนต่ำกว่าบริเวณเขตละติจูดสูง จึงได้รับรังสี UV ค่อนข้างสูงเมื่อเทียบกับเขตอื่นๆ ของโลก การลดลงของปริมาณโอโซนในบริเวณนี้จะมีผลต่อการเพิ่มขึ้นของปริมาณรังสี UV ที่พื้นผิวโลก ซึ่งมีผลกระทบเชิงลบต่อสุขภาพของประชาชนและระบบนิเวศน์ทั้งหมด อย่างไรก็ตามข้อมูลปริมาณโอโซนสำหรับประเทศไทยยังมีน้อยมา ผู้วิจัยจึงเสนอที่จะศึกษาปริมาณโอโซน การเปลี่ยนแปลง และลักษณะการกระจายตัวของโอโซนในบรรยากาศเหนือประเทศไทยเพื่อดูลักษณะการเปลี่ยนแปลงเฉพาะถิ่น รวมทั้งวิเคราะห์อิทธิพลต่างๆ ที่ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงโอโซนในบรรยากาศของประเทศไทย ซึ่งข้อมูลและผลการศึกษาดังกล่าวเป็นองค์ความรู้ที่สำคัญของประเทศไทย สามารถใช้เป็นข้อมูลอ้างอิงที่สำคัญต่อการออกมาตรการต่างๆ สำหรับป้องกันหรือเตรียมพร้อมรับผลกระทบในระยะยาวของการลดลงของโอโซน นอกจากนี้องค์ความรู้ที่ได้จะเป็นประโยชน์ต่อการวิจัยด้านบรรยากาศและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศด้วย

1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์โดยรวม เพื่อศึกษาสภาวะโอโซนในบรรยากาศเหนือประเทศไทย โดยมีวัตถุประสงค์เฉพาะดังนี้

1) เพื่อศึกษาปริมาณโอโซนจากข้อมูลภาคพื้นดิน

2) เพื่อศึกษาปริมาณโอโซนจากข้อมูลดาวเทียม

3) เพื่อวิเคราะห์ปริมาณโอโซนสำหรับกรณีศึกษาที่กรุงเทพฯ

1.3 ขอบเขตของการวิจัย

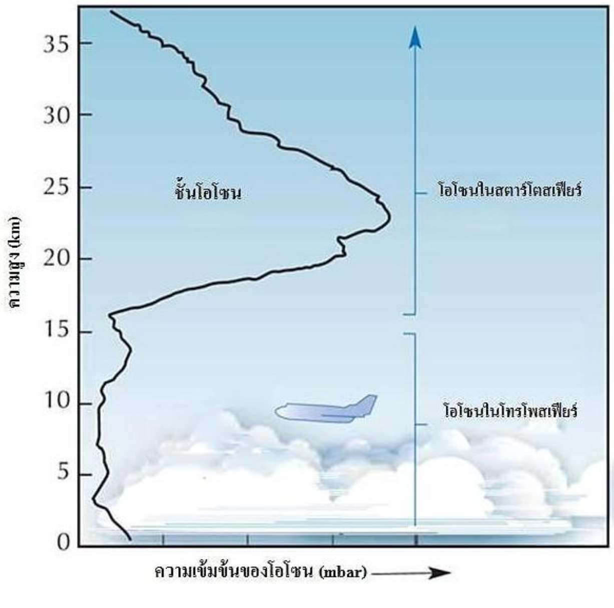
งานวิจัยนี้จะจำกัดขอบเขตการศึกษาอยู่ที่การศึกษาปริมาณโอโซนรวม (total ozone column) ทั่วประเทศไทย และการศึกษาโอโซนในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์และสตราโตสเฟียร์ที่กรุงเทพฯ

บทที่ 2
หลักการทางวิชาการ

2.1 โอโซนในบรรยากาศ

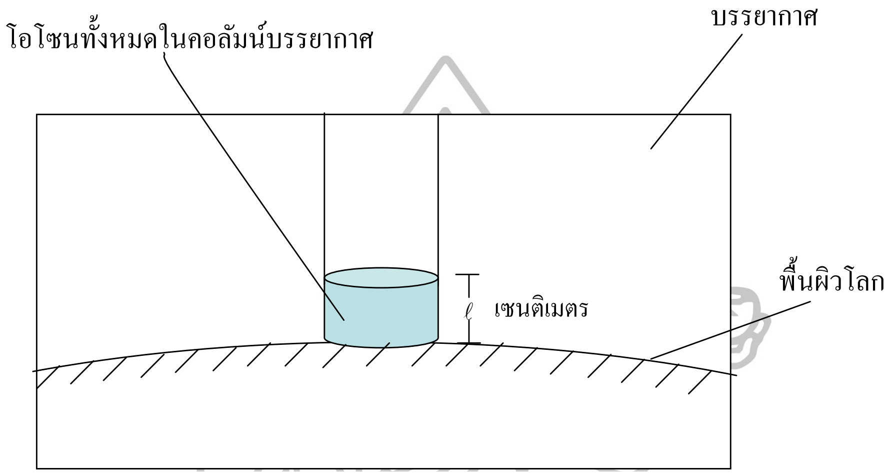
โอโซนประกอบด้วยอะตอมของออกซิเจน 3 อะตอม มีสูตรโมเลกุลเป็น O_3 ถูกค้นพบเมื่อปี1839 โดยนักเคมีชาวเยอรมันชื่อ Christian Friedrich Schönbein ในขณะตรวจวัดการคายประจุไฟฟ้า เขาตั้งชื่อสารที่ค้นพบนี้ว่า “OZONE” ซึ่งมาจากภาษากรีกว่า OZIEN แปลว่า “ดมกลิ่น” โอโซนเป็นก๊าซที่มีสีฟ้าเขียว ถ้ามีความเข้มข้นสูง มีโครงสร้างไม่เสถียร สามารถทำปฏิกิริยาออกซิเดชัน (oxidation) กับสารอินทรีย์และสารอนินทรีย์ได้เกือบทุกชนิดทั้งในน้ำและในอากาศ

โดยทั่วไป โอโซนจะกระจายตัวอย่างหนาแน่นที่ระดับความสูงประมาณ 10 km จนถึงระดับความสูง 40 km จากพื้นผิวโลก ซึ่งส่วนมากประมาณร้อยละ 90 ของโอโซนทั้งหมดจะอยู่ในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ และมีค่ามากที่สุดที่ระดับความสูง 20-30 km เรียกช่วงความสูงนี้ว่า “ชั้นโอโซน (ozone layer)” ส่วนโอโซนอีกร้อยละ 10 อยู่ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ โดยปริมาณโอโซนในชั้นนี้ขึ้นอยู่กับกิจกรรมของมนุษย์เป็นหลัก โอโซนที่พื้นผิวถือว่าเป็นก๊าซพิษ เนื่องจากก่อให้เกิดการระคายเคืองต่อระบบทางเดินหายใจ นอกจากนี้โอโซนที่พื้นผิวยังเป็นก๊าซเรือนกระจกอีกด้วย (รูปที่ 2.1)



รูปที่ 2.1 ความเข้มข้นโอโซนในบรรยากาศตามความสูงจากพื้นผิวโลก
(ดัดแปลงจาก http://www.scienceinschool.org/2010/issue17/ozone)

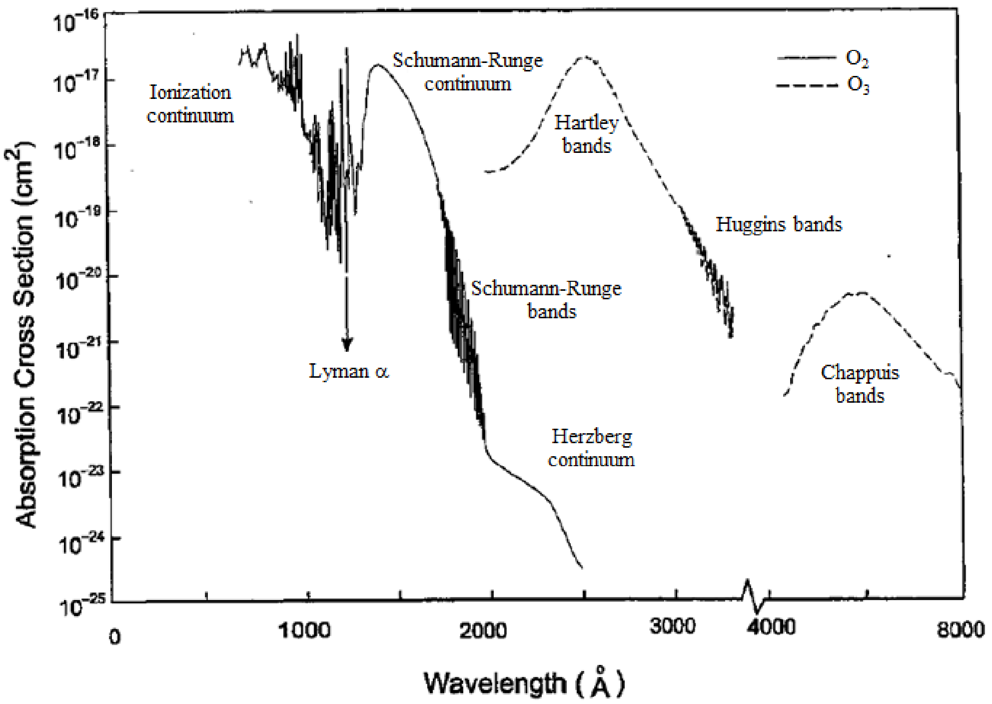
ในการวัดปริมาณโอโซนในบรรยากาศ สามารถบอกได้หลายค่าดังสรุปไว้ในตารางที่ 2.1 แต่โดยทั่วไปจะรายงานเป็นค่าความหนาของโอโซนตลอดทั้งคอลัมน์บรรยากาศ ดังแสดงในรูปที่ 2.2 โดยสมมติว่า นำโอโซนตลอดทั้งคอลัมน์บรรยากาศมาบีบอัดลงบนพื้นที่หนึ่งหน่วย ที่อุณหภูมิและความดันมาตรฐาน (Standard temperature and pressure (STP); ที่อุณหภูมิ 0°C ความดันบรรยากาศ 1 atm) แล้ววัดความหนาเป็นหน่วยเซนติเมตร หรือหน่วยด็อบสัน (Dobson Unit; DU) โดย 1 DU = 0.001 cm



รูปที่ 2.2 การบอกปริมาณโอโซนในบรรยากาศ

ในบรรยากาศ โอโซนถูกสร้างขึ้นในชั้นสตราโตสเฟียร์ตอนกลางและตอนบน โดยจะเกิดขึ้นได้มากหรือน้อยขึ้นอยู่กับอัตราการแตกตัวของโมเลกุลด้วยแสง (photodissociation rate หรือ photolysis rate) ของโมเลกุลออกซิเจน โดยที่การเปลี่ยนแปลงโอโซนจะก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงโครงสร้าง ทางความร้อนของบรรยากาศตอนกลางโดยส่งผลต่ออุณหภูมิของบรรยากาศ เนื่องจากในระหว่างการสร้างและสลายตัวของโอโซนจะมีการดูดกลืนพลังงานโฟตอนของรังสีอาทิตย์เข้าไปเพื่อใช้ในการสร้างและทำลาย พันธะของโมเลกุลโอโซนและออกซิเจน ตามลำดับ และจะมีการคายพลังงานส่วนหนึ่งออกมาสู่บรรยากาศในรูปของพลังงานความร้อน การสร้างและการสลายตัวของโอโซนจะมีประสิทธิภาพสูงสุดในช่วงของการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น 200-310 nm แม้ว่าความเข้มข้นของโอโซนจะมีค่าน้อยก็ตาม

สำหรับสเปกตรัมการดูดกลืนรังสีอาทิตย์ของโมเลกุลออกซิเจนและโอโซนแสดงไว้ในรูปที่ 2.3 และตารางที่ 2.1 จากตารางที่ 2.1 พบว่าการสร้างและการสลายตัวของโอโซน ส่วนใหญ่จะเกิดขึ้นในชั้นสตรา-โตสเฟียร์เป็นหลัก โดยกระบวนการที่เกี่ยวข้องกับการสร้างและการสลายตัวของโอโซน รวมถึงกระบวนการที่เกี่ยวข้องกับการไหลเวียนโอโซนในบรรยากาศจะกล่าวในหัวข้อต่อไป



รูปที่ 2.3 สเปกตรัมการดูดกลืนรังสีอาทิตย์เนื่องจากโมเลกุลของออกซิเจนและโอโซน (Liou, 2002)

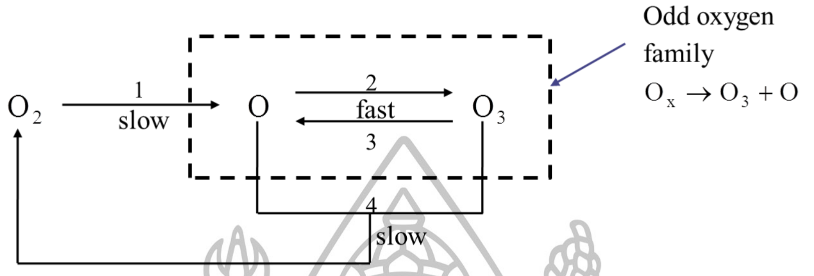
ตารางที่ 2.1 แถบการดูดกลืนที่สำคัญที่เกี่ยวข้องกับกระบวนการทางเคมีเชิงแสง (photochemistry) ในชั้นบรรยากาศ (Liou, 2002)

ความยาวคลื่น (Å)*	ชื่อช่วงหรือแถบการดูดกลืน	ชั้นบรรยากาศที่เกิดปฏิกิริยา
1000 - 1750	Schumann-Runge continuum 1216 Lyman α line	Thermosphere Mesosphere
1750 - 2000	Schumann-Runge bands	Mesosphere
2000 - 2420	Herzberg continuum; Hartley band	Stratosphere
2420 - 3100	Hartley band; $O(^1D)$ formation	Stratosphere
3100 - 4000	Huggins bands; $O(^3P)$ formation	Stratosphere/Troposphere
4000 - 8500	Chappius bands	Troposphere

หมายเหตุ : 1 Å = 1000 μm

2.2 กระบวนการที่เกี่ยวข้องกับโอโซนในบรรยากาศ

ทฤษฎีการสร้างและการสลายตัวของโอโซนที่ได้รับการยอมรับกันในปัจจุบันคือ ทฤษฎีที่นำเสนอโดย Sidney Chapman ในปี 1930 โดยสามารถแสดงแผนผังการสร้างและสลายตัวของโอโซนดังรูปที่ 2.4 จากแผนผังดังกล่าวสามารถอธิบายขั้นตอนของปฏิกิริยาได้ดังนี้



รูปที่ 2.4 แผนภูมิแสดงการสร้างและการสลายตัวของโอโซน (Chapman, 1930)

รังสีอัลตราไวโอเลต (ultraviolet; UV) จากดวงอาทิตย์ที่มีความยาวคลื่นน้อยกว่าหรือเท่ากับ 242.4 nm จะแตกโมเลกุลออกซิเจน (O_2) ให้กลายเป็นอะตอมออกซิเจน (O) ดังสมการ

$$O_2 + h\upsilon(\lambda \le 242.4\ \text{nm}) \rightarrow O + O \qquad (2.1)$$

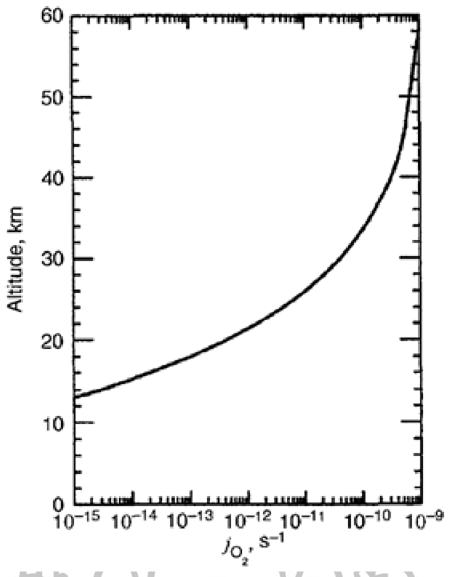
โดยที่ $h\upsilon$ เป็นพลังงานโฟตอนของรังสีอาทิตย์ (J)

h เป็นค่าคงที่ของพลังค์ (Planck's constant) มีค่าเท่ากับ 6.622×10^{-34} J·s

λ เป็นความยาวคลื่นของโฟตอน (nm)

υ เป็นความถี่ของโฟตอน (s^{-1})

โดยการแตกตัวโมเลกุล O_2 ด้วยแสงจะมีค่าแตกต่างกันตามความสูง (รูปที่ 2.5) โดยโมเลกุล O_2 จะเริ่มสลายตัวที่ระดับความสูง 30 km ไปจนถึงที่ระดับความสูงมากกว่า 80 km การแตกตัวดังกล่าวเกิดจากการดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเลตจากดวงอาทิตย์ (UV) ของ O_2 ในแถบหรือช่วงการดูดกลืนต่างๆ ได้แก่ Herzberg continuum, Schumann-Runge bands และ Schumann-Runge continuum



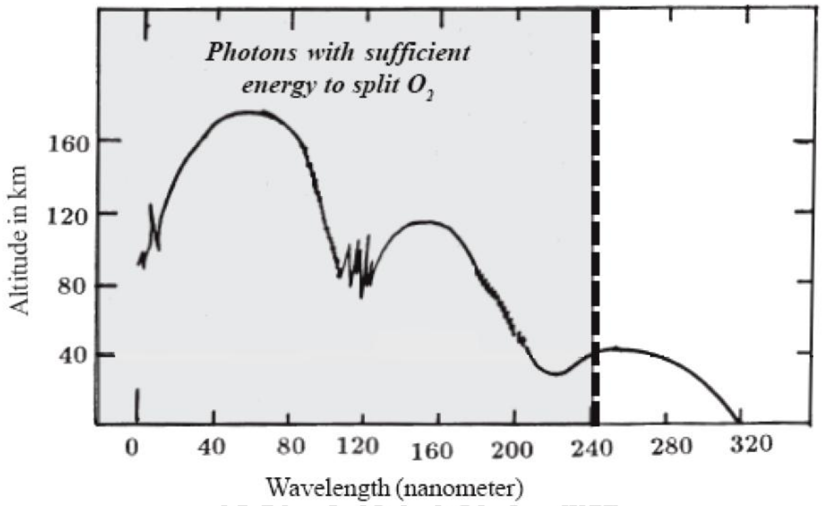
รูปที่ 2.5 อัตราการแตกตัวของโมเลกุลออกซิเจนด้วยแสง (photodissociation rate of O_2) ในบรรยากาศ (Seinfeld and Pandis, 2006) (j คือ อัตราการแตกตัวของโมเลกุลด้วยแสง)

เมื่อโมเลกุล O_2 สลายตัวให้อะตอม O ออกมาแล้วจะรวมตัวกับโมเลกุล O_2 เปลี่ยนรูปเป็นโมเลกุลโอโซน (O_3) ซึ่งมีการคายพลังงานส่วนหนึ่งออกมาในรูปของพลังงานความร้อน ดังสมการ

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M + \text{heat } (-105 \text{ kJ/mol}) \quad (2.2)$$

โดยที่ M เป็นคะตะลิสต์ (catalyst) ของปฏิกิริยา

โดยทั่วไป รังสี UV ที่มีความยาวคลื่นน้อยกว่า 242.4 nm จะถูกดูดกลืนในชั้นบรรยากาศที่ระดับความสูงมากกว่า 40 km (รูปที่ 2.6) ซึ่งอัตราการสร้างโอโซนจะขึ้นอยู่กับความเข้มข้นของโมเลกุล O_2 สเปกตรัมการดูดกลืนรังสีอาทิตย์เนื่องจากโมเลกุล O_2 และพลังงานโฟตอนของรังสีอาทิตย์ที่เพียงพอต่อการสลายพันธะของโมเลกุล O_2 โดยการสร้างโอโซนจะมีประสิทธิภาพสูงในเขตร้อนและทางซีกโลกที่หันเข้าหา ดวงอาทิตย์ และเกิดมากที่สุดในชั้นสตราโตสเฟียร์บริเวณเขตศูนย์สูตรในช่วงเวลาเที่ยงวัน จากนั้นโอโซนที่เกิดขึ้นจะไหลเวียนไปยังละติจูดอื่นๆ



รูปที่ 2.6 การดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเลตในบรรยากาศตามระดับความสูง โดยเส้นโค้งสีดำแสดงค่าความเข้มรังสีอาทิตย์แต่ละความยาวคลื่นที่ถูกลดทอนลงไป 37% ของความเข้มรังสีด้านบนสุดของชั้นบรรยากาศ (top of the atmosphere; TOA) สำหรับรังสีที่มีความยาวคลื่นในพื้นที่สีเทาจะมีพลังงานเพียงพอที่จะสลายพันธะของโมเลกุลออกซิเจน *(Ozone_UV_climate_2011.pdf)*

การสลายตัวของโอโซนในบรรยากาศนั้น เกิดจากโมเลกุล O_3 ดูดกลืนรังสีอาทิตย์ที่มีความยาวคลื่นในช่วงรังสีที่ตามองเห็นได้ (visible) หรือในช่วงรังสี UV แล้วแตกตัวกลายเป็นโมเลกุล O_2 และอะตอม O โดยในการสลายตัวของโอโซนนี้อาจเกิดอะตอม O ได้ 2 แบบดังสมการ

$$O_3 + h\upsilon\,(430\text{ nm} < \lambda < 740\text{ nm}) \longrightarrow O_2 + O \qquad (2.3.1)$$

หรือ

$$\left.\begin{aligned} &O_3 + h\upsilon\,(200 < \lambda < 300\text{ nm}) \longrightarrow O_2 + O(^1D) \\ &O(^1D) + M \longrightarrow O + M + \text{heat } (-189\text{ kJ/mol}) \end{aligned}\right\} \qquad (2.3.2)$$

เมื่อ $O(^1D)$ เป็นอะตอม O อิสระ (free oxygen atom) ในสถานะกระตุ้น (excited state) ซึ่งในที่นี้จะชนกับโมเลกุลอื่น เช่น N_2 หรือ O_2 เป็นต้น เพื่อให้กลับมาอยู่ในสถานะพื้น (ground state)

ปฏิกิริยาทางเคมีในสมการ (2.3.1) เป็นการสลายตัวของโมเลกุล O_3 ที่ระดับความสูงน้อยกว่า 30 km โดยถูกดูดกลืนใน Chappuis bands (430–740 nm) ขณะที่ปฏิกิริยาในสมการ (2.3.2) จะเกิดในแถบการดูดกลืนของ Hartley bands (200–300 nm) ที่ระดับความสูงมากกว่า 30 km

จากนั้นโมเลกุล O_3 จะชนกับอะตอม O เกิดเป็นโมเลกุล O_2 2 โมเลกุล ดังสมการ

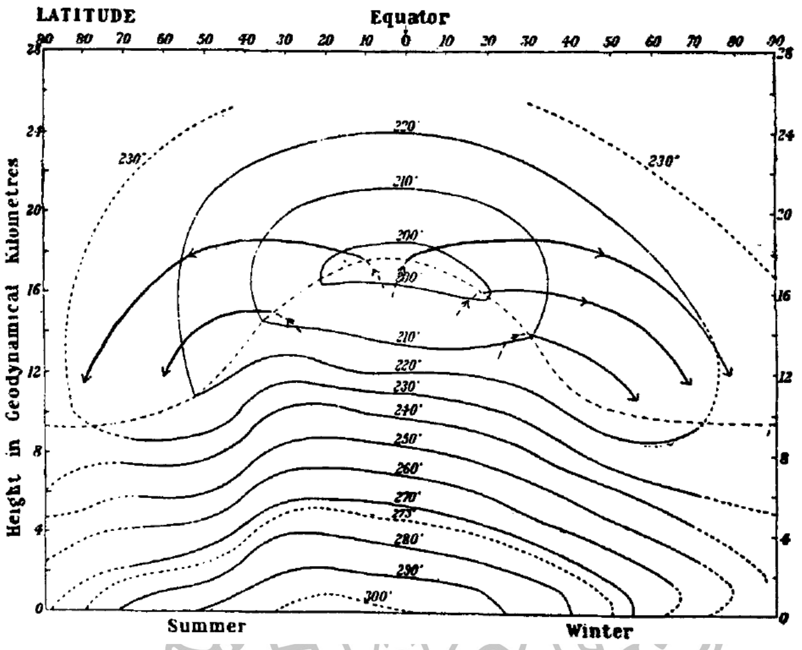
$$O_3 + O \rightarrow 2O_2 \qquad (2.4)$$

การสลายตัวของโอโซนจะเกิดได้มากที่สุดในเขตร้อน (tropics) ที่ระดับความสูงประมาณ 40 km ซึ่งการสลายตัวของโอโซนจะมีปฏิกิริยาที่ค่อนข้างอ่อน (weak) เนื่องจากอะตอม O จะรวมตัวกับโมเลกุล O กลายเป็นโมเลกุล O_3 อีกครั้งตามสมการ (2.2) โดยปฏิกิริยาที่เกิดขึ้นระหว่างอะตอม O โมเลกุล O_2 และโมเลกุล O_3 เรียกว่า “Chapman reactions” หรือ “Chapman cycle”

พลังงานจากดวงอาทิตย์จะสลายโมเลกุลโอโซนอย่างรวดเร็วที่ความสูงมากกว่า 40 km ส่งผลให้ช่วงชีวิตโดยเฉลี่ยของโอโซนมีค่าสั้นมาก แต่ช่วงชีวิตของโอโซนจะมีชีวิตนานหลายวันหรือหลายสัปดาห์ ถ้าอยู่ที่ระดับความสูงต่ำกว่า 40 km และ/หรืออยู่ที่ละติจูดที่สูงกว่าเขตศูนย์สูตร

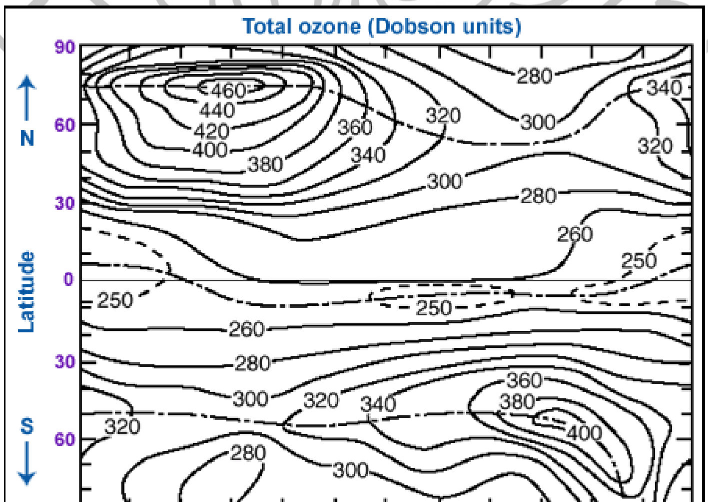
ในด้านของการกระจายตัวโอโซนในบรรยากาศจะขึ้นกับอิทธิพลของปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลและกระบวนการทางพลศาสตร์ที่แตกต่างกันตามความสูง กล่าวคือ โอโซนจะกระจายตัวอย่างหนาแน่นที่สุดที่ระดับความสูงต่ำกว่า 30 km โดยการกระจายตัวของโอโซนที่ระดับความสูงดังกล่าวจะขึ้นกับการเคลื่อนตัวของอากาศ การเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นโอโซนตามฤดูกาลและตามละติจูดขณะที่ในระดับความสูงสูงกว่า 50 km การกระจายตัวของโอโซนจะขึ้นอยู่กับอิทธิพลของปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลเป็นหลัก รองลงมาเป็นอิทธิพลของการเคลื่อนตัวของอากาศ สำหรับที่ระดับความสูง 30-50 km การกระจายตัวของโอโซนจะขึ้นกับทั้งอิทธิพลของปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลและกระบวนการทางพลศาสตร์

นอกจากนี้การไหลเวียนของกระแสอากาศในบรรยากาศโลกหรือที่เรียกว่า Brewer-Dobson circulation ยังเป็นอีกปัจจัยหนึ่งที่สำคัญที่ทำให้โอโซนมีการกระจายตัวแตกต่างกันตามพื้นที่ ดังแสดงในรูปที่ 2.7 โดยจากรูปจะเห็นว่า แหล่งกำเนิดโอโซนจะอยู่ในเขตร้อน โดยอากาศแห้งจะไหลเวียนจากชั้นโทรโพสเฟียร์ขึ้นไปยังชั้นสตราโตสเฟียร์ จากนั้นอากาศแห้งจะเกิดการควบแน่น เนื่องจากการเคลื่อนย้ายมวลอากาศ (transport) จากชั้นสตราโตสเฟียร์ตอนบนในเขตร้อนไปยังชั้นสตราโตสเฟียร์ตอนล่างในเขตละติจูดสูงทำให้เกิดการผสมกันแบบไหลวน (downward eddy mixing) ส่งผลให้เกิดการสะสมของโอโซนขึ้นในเขตละติจูดสูง โดยโอโซนจะสะสมได้มากที่สุดบริเวณขั้วโลกในช่วงฤดูหนาว ซึ่งการสะสมนี้จะเกิดได้มากเมื่อกระแสลมหลักในชั้นสตราโตสเฟียร์เป็นกระแสลมตะวันตก



รูปที่ 2.7 การไหลเวียนของมวลอากาศในชั้นบรรยากาศโลก (Brewer, 1949)

ในช่วงปลายทศวรรษที่ 1960 คุณสมบัติหลักของชั้นโอโซน การกระจายตัวของโอโซนในแนวดิ่ง การแปรค่าของโอโซนตามละติจูด และการแปรค่าตามฤดูกาลของโอโซน ถูกตรวจวัดได้อย่างถูกต้องด้วยเครือข่ายการตรวจวัดภาคพื้นดิน ซึ่งทำการตรวจวัดด้วย Dobson spectrophotometer จากผลการตรวจวัดดังกล่าว แสดงให้เห็นว่าชั้นโอโซนมีความหนาน้อยที่สุดในเขตร้อน และจะมีความหนาเพิ่มขึ้นตามละติจูดที่สูงขึ้น นอกจากนี้ยังค้นพบความไม่สมดุลของปริมาณโอโซนในซีกโลกทั้งสอง ดังรูปที่ 2.8



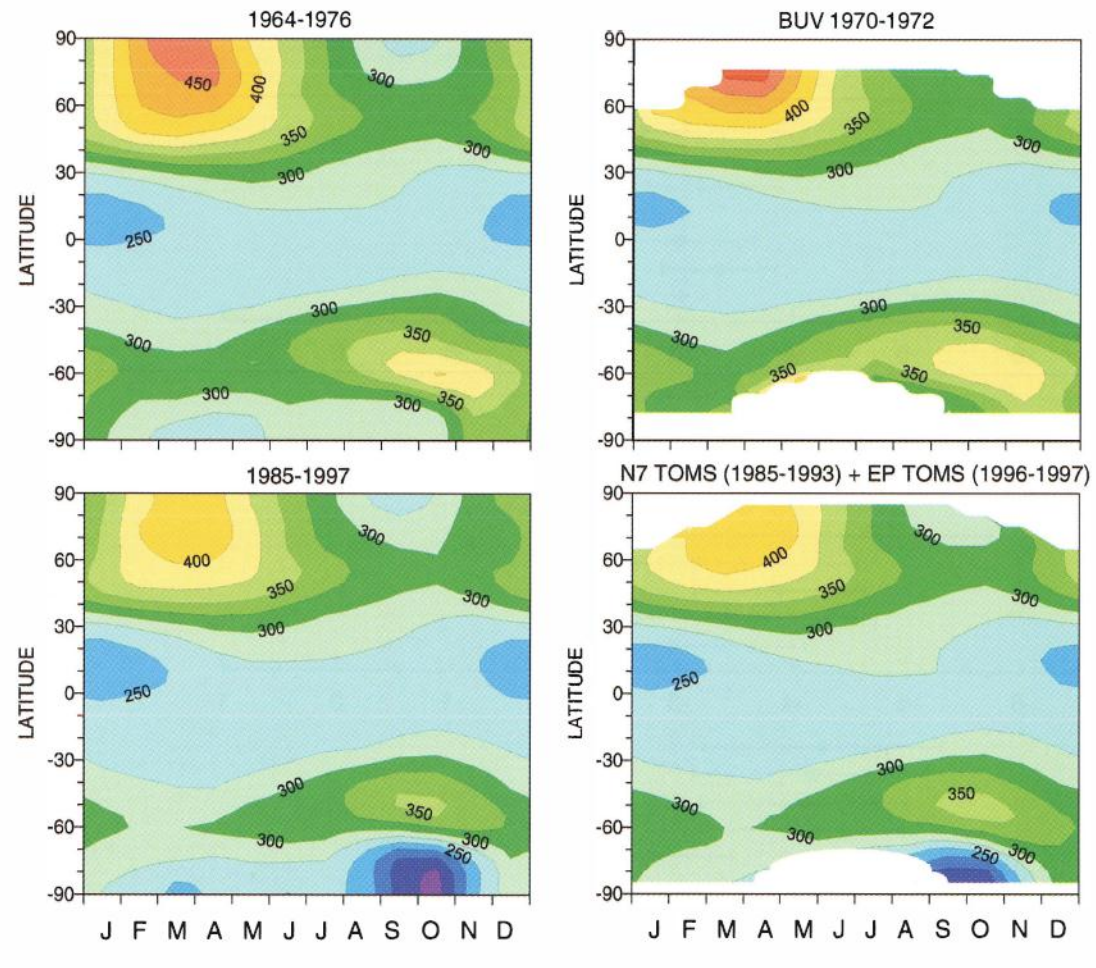
รูปที่ 2.8 การแปรค่าของโอโซน (ในหน่วยของ DU) ตามฤดูกาลและละติจูด (London, 1980)

จากรูปที่ 2.8 จะเห็นความไม่สมดุลของปริมาณโอโซนรวมในซีกโลกทั้งสองกล่าวคือ ในซีกโลกเหนือปริมาณโอโซนรวมมีค่าเพิ่มขึ้นจากเขตศูนย์สูตรไปจนถึงขั้วโลก ขณะที่ในซีกโลกใต้ ชั้นโอโซนจะมีค่ามากที่สุดที่ละติจูดประมาณ 60°S และจะลดต่ำลงเหนือขั้วโลกใต้ ซึ่งจะเห็นได้อย่างชัดเจนในฤดูหนาว และเด่นชัดน้อยลงในช่วงปลายฤดูร้อน ปริมาณโอโซนรวมในเขตละติจูดสูงจะมีค่ามากกว่าในเขตร้อนถึง 2 เท่า

ในทางกลับกัน ที่ระดับความสูงมากกว่า 25 km พบว่าโอโซนมีค่าสูงสุดในเขตร้อน และมีค่าลดลงเมื่อละติจูดมีค่าสูงขึ้น ซึ่งเป็นผลเนื่องมาจากปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัล

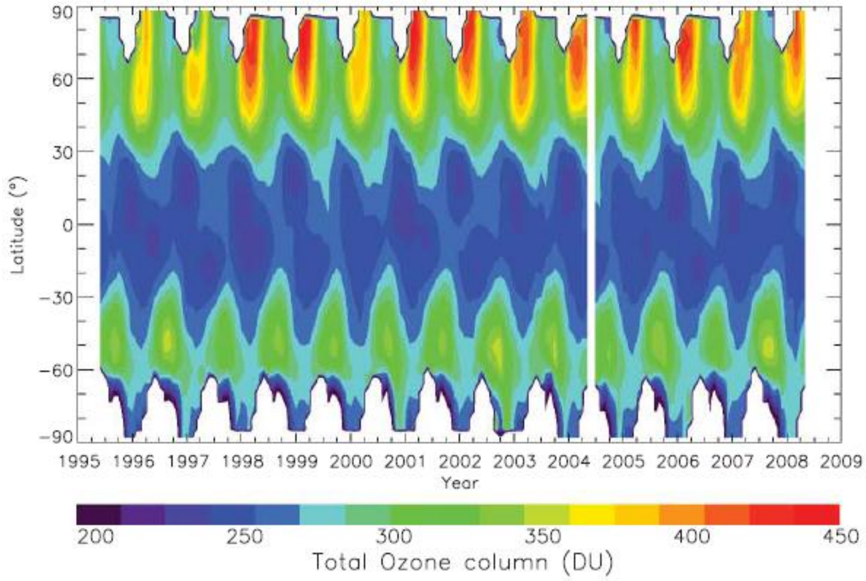
ในทศวรรษที่ 1970 เริ่มมีการตรวจวัดด้วยดาวเทียม ซึ่งได้เปิดเผยข้อมูลที่ไม่สามารถวัดได้ด้วยเครือข่ายการตรวจวัดภาคพื้นดิน เนื่องจากดาวเทียมมีการโคจรรอบโลก ดังนั้นจึงสามารถให้รายละเอียดของข้อมูลตามแนวการโคจรที่ดาวเทียมเคลื่อนที่ผ่านได้ เพื่อใช้ในการสร้างแผนที่ปริมาณโอโซนทั่วโลก ในที่นี้จะยกตัวอย่างแผนที่ปริมาณโอโซนรวมทั่วโลกที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องมือวัดภาคพื้นดินและจากดาวเทียมแบบคอนทัวร์ (contour) ที่นำเสนอโดยองค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (World Meteorological Organization; WMO) ในปี 1999 จากรูปที่ 2.9 จะเห็นว่าทางซ้ายมือเป็นข้อมูลที่ได้จากการวัดภาคพื้นดิน ส่วนรูปทางขวามือเป็นข้อมูลที่ได้จากการวัดด้วยดาวเทียม โดยภาพด้านบนเป็นช่วงเวลาของปีก่อนเกิด “ปรากฏการณ์รูรั่วโอโซน (ozone hole)” สำหรับภาพด้านล่างเป็นช่วงเวลาที่เกิด ozone hole อย่างชัดเจน ผลการเปรียบเทียบดังกล่าวพบว่า ข้อมูลทั้งสองมีความสอดคล้องกัน โดยปริมาณโอโซนรวมจะมีการแปรค่าตามรอบปีและตามละติจูด นอกจากนี้ยังพบว่าปริมาณโอโซนรวมที่วัดได้ของซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ไม่สมดุลกัน กล่าวคือ ในซีกโลกเหนือปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าเพิ่มขึ้นตามละติจูดจนถึงขั้วโลก ในขณะที่ซีกโลกใต้ ปริมาณโอ-โซนรวมจะมีค่ามากที่สุดที่ละติจูด 60°S จากนั้นจะมีค่าลดต่ำลงจนถึงขั้วโลกใต้ จากรูปจะเห็นว่าจากผลการตรวจวัดภาคพื้นดินระหว่างปี 1985-1997 พบปรากฏการณ์รูรั่วโอโซนในทวีปแอนตาร์กติก (Antarctic ozone hole) ในช่วงเดือนกันยายน-พฤศจิกายน

มหาวิทยาลัยศิลปากร



รูปที่ 2.9 การแปรค่าของปริมาณโอโซนรวมตามรอบปีและตามละติจูด ทางซ้ายมือเป็นการตรวจวัดด้วยเครื่องมือวัดภาคพื้นดินในปี 1964-1976 (บน) และ 1985-1997 (ล่าง) ทางขวามือเป็นการตรวจวัดด้วยดาวเทียมในปี 1970-1972 (บน) สำหรับด้านล่างเป็นการตรวจวัดด้วยดาวเทียม Nimbus-7 (1985-1993) และดาวเทียม Earth Probe (1996-1997) (WMO, 1999)

ความไม่สมดุลของปริมาณโอโซนรวมในซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ สามารถพบเห็นได้ตลอดเวลา ดังจะเห็นได้จากผลการตรวจวัดปริมาณโอโซนรวมด้วยดาวเทียม European ระหว่างปี1995-2008 (รูปที่ 2.10) ซึ่งพบว่า ในซีกโลกเหนือ ปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าน้อยที่ละติจูดต่ำ และมีค่าสูงสุดในบริเวณขั้วโลกเหนือ ขณะที่ในซีกโลกใต้ ปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าสูงปานกลางที่ละติจูด 60°S จากนั้นจะมีค่าลดลงจนถึงแอนตาร์กติก นอกจากนี้ยังพบรูรั่วโอโซนในทวีปแอนตาร์กติกปีที่ทำการตรวจวัดด้วย ซึ่งสอดคล้องกับผลการวัดจากเครื่องมือวัดภาคพื้นดิน



รูปที่ 2.10 การแปรค่าปริมาณโอโซนรวมตามละติจูดที่วัดได้จากดาวเทียม European ในช่วงเดือนมิถุนายน 1995-พฤษภาคม 2008 (ไม่มีข้อมูลช่วงเดือนเมษายน 2004) (Loyola et al., 2009)

2.3 การลดลงของโอโซน

จากผลการตรวจวัดปริมาณโอโซนทั่วโลก พบว่าปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าลดลงตามรอบปี ซึ่งจากทฤษฎีของ Chapman จะพบว่าการสลายตัวของโอโซนตามสมการ (2.4) เกิดขึ้นได้ช้าเมื่อเทียบกับอัตราการสร้างโอโซน ดังนั้นนักวิทยาศาสตร์ส่วนใหญ่จึงสรุปว่าน่าจะมีกระบวนการอื่นที่นำไปสู่การทำลายโอโซนในชั้นบรรยากาศ

ในปี 1950 Bates และ Nicolet ได้สร้างความเข้าใจที่สำคัญมากคือ การแสดงให้เห็นว่าการสลายตัวของโอโซนที่เพิ่มขึ้นมีสาเหตุมาจากเรดิคัลของไฮดรอกซิล (OH) และเรดิคัลของไฮโดรเปอรอกซิล (HO_2) โดยเรดิคัลเหล่านี้เป็นเรดิคัลที่เกิดจากไอน้ำในบรรยากาศ (water vapour) ซึ่งจะส่งผลต่อชั้นโอโซน โดยตั้งสมมติฐานว่า การแตกตัวของไอน้ำในบรรยากาศด้วยแสงเป็นเรดิคัลแหล่งเดียวของไฮโดรเจนออกไซด์ (HO_2; x = 1-2) ซึ่งเป็นกลไกสำคัญสำหรับปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลในชั้นมีโซสเฟียร์ (Mesosphere) ต่อมาในปี 1964 Hampson ได้เสนอว่าไอน้ำจะแตกตัวให้ $O(^1D)$ ออกมา ซึ่ง $O(^1D)$ เหล่านี้จะสามารถสร้างโมเลกุลโอโซนได้โดยอาศัยรังสีอาทิตย์ที่มีความยาวคลื่นน้อยกว่า 310 nm โดยมีปฏิกิริยาหลักดังนี้

$$H_2O + O(^1D) \longrightarrow 2OH \qquad (2.5)$$

เมื่อ $O(^1D)$ แทนอะตอมออกซิเจนในสถานะกระตุ้น (highly energized oxygen atom) ซึ่งเกิดจาก

$$O_3 + h\upsilon \longrightarrow O(^1D) + O_2 \ (\lambda < 310 \text{ nm}) \qquad (2.6)$$

สิ่งที่น่าสนใจสำหรับปฏิกิริยานี้คือ เรดิคัลจะทำหน้าที่เป็นคะตะลิสต์ในวัฏจักร (cycle) โดยจะเปลี่ยน O_x ให้กลายเป็นโมเลกุล O_2 ซึ่งเรียกวัฏจักรของปฏิกิริยาที่เรดิคัลทำหน้าที่เป็นคะตะลิสต์ว่า “วัฏจักรคะตะไลติก (catalytic cycle)” โดยวัฏจักรหลักของไฮโดรเจนออกไซด์ (HO_x) จะประกอบด้วย

$$OH + O \rightarrow H + O_2$$
$$H + O_3 \rightarrow OH + O_2$$
$$\text{Net : } O + O_3 \rightarrow 2O_2 \qquad ; HO_x \text{ cycle 1}$$

$$OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2$$
$$HO_2 + O \rightarrow OH + O_2$$
$$\text{Net : } O_3 + O \rightarrow 2O_2 \qquad ; HO_x \text{ cycle 2}$$

$$OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2$$
$$HO_2 + O_3 \rightarrow OH + 2O_2$$
$$\text{Net : } O_3 + O_3 \rightarrow 3O_2 \qquad ; HO_x \text{ cycle 2a}$$

$$OH + O \rightarrow H + O_2$$
$$H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M$$
$$HO_2 + O \rightarrow OH + O_2$$
$$\text{Net : } O + O_2 + O \rightarrow 2O_2 \qquad ; HO_x \text{ cycle 3}$$

วัฏจักร 2a และ 3 ของ HO_x เป็นวัฏจักรที่เกิดขึ้นที่ระดับความสูง 30 km และ 40 km เหนือพื้นผิวโลก ตามลำดับ

ปฏิกิริยาการรวมตัวกันของ HO_x เหล่านี้จะมีประสิทธิภาพมากที่สุดในชั้นมีโซสเฟียร์โดยปฏิกิริยาของ HO_x ที่นำเสนอโดย Hampson นี้ได้พัฒนามาจากปฏิกิริยาของไนโตรเจนออกไซด์ (NO_x) ที่นำเสนอโดย Crutzen (1970) และ Johnston (1971) โดยอาศัยแนวคิดพื้นฐานของ Batesและ Hays (1967) Crutzen ได้เสนอว่าก๊าซไนตริกออกไซด์ (NO) และก๊าซไนโตรเจนไดออกไซด์ (NO_2) จะทำปฏิกิริยาคะตะไลติกกับโอโซน ซึ่งไปกระตุ้นการลดลงของโอโซน ดังต่อไปนี้

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$$
$$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$$
$$\text{Net : } O_3 + O \rightarrow 2O_2 \qquad ; NO_x \text{ cycle 1}$$

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$$
$$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2$$
$$NO_3 + h\upsilon \rightarrow NO + O_2$$

$$\text{Net : } O_3 + O_3 + h\upsilon \rightarrow 3O_2 \quad ; \; NO_x \text{ cycle 1a}$$

หมายเหตุ : NO_3 - nitrate radical

จากวัฏจักรของ NO_x โดยรวมนี้พบว่า วัฏจักร 1a เป็นวัฏจักรที่มีประสิทธิภาพสูงสุดในชั้นสตรา-โตสเฟียร์ตอนล่าง

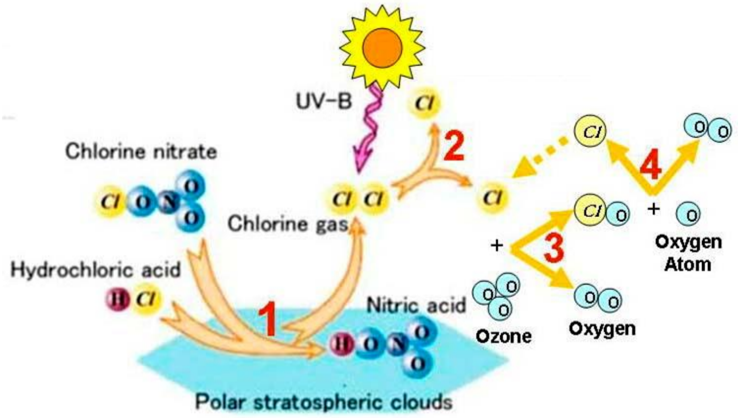
สำหรับวัฏจักรคะตะไลติกสุดท้ายที่สามารถทำลายโอโซนในบรรยากาศได้สูงมาก คือ วัฏจักรของคลอรีน (Chlorine; Cl) และโบรมีน (Bromine; Br) ซึ่งเป็นวัฏจักรคะตะไลติกที่สำคัญมาก โดยในธรรมชาติเองมีการปล่อยอะตอมของ Cl และ Br ขึ้นสู่บรรยากาศ โดยปล่อยออกมาจากสารเมธิลคลอไรด์ (CH_3Cl) และสารเมธิลโบรไมด์ (CH_3Br) ซึ่งเป็นสารที่เกิดขึ้นได้เองตามแหล่งน้ำธรรมชาติ ในบรรยากาศที่ปราศจากมลพิษ (unpolluted atmosphere) อะตอม Cl และ Br จะถูกปล่อยออกมาเพียง 0.5 ppb และ 8 ppt ตามลำดับ ปฏิกิริยาหลักของการสร้างอะตอมของ Cl และ Br ในบรรยากาศที่ปราศจากมลพิษจะเป็นดังสมการ

$$CH_3Cl + OH \rightarrow Cl + \text{products} \text{ และ } CH_3Cl + h\upsilon(\lambda < 220 \text{ nm}) \rightarrow Cl + \text{products}$$

$$CH_3Br + OH \rightarrow Br + \text{products} \text{ และ } CH_3Br + h\upsilon(\lambda < 330 \text{ nm}) \rightarrow Br + \text{products}$$

แต่เมื่อมนุษย์มีการปล่อยอะตอม Cl และ Br ซึ่งส่วนใหญ่อยู่ในรูปของสารคลอโรฟลูออโรคาร์บอน (Cl F และ C) สารฮาร์ลอน (ประกอบด้วย Cl Br F และ C) เมธิลโบรไมด์ คาร์บอนเตตระคลอไรด์ และเมธิลคลอโรฟอร์ม ขึ้นสู่ชั้นบรรยากาศในปริมาณที่เพิ่มสูงขึ้น จะส่งผลให้เกิดการทำลายโอโซนในชั้นสตรา-โตสเฟียร์อย่างช้าๆ เนื่องจากอะตอม Cl และ Br มีช่วงชีวิตที่ยาวนาน และใช้เวลาเป็นปีในการเคลื่อนตัวจากชั้นโทรโพสเฟียร์ขึ้นไปยังชั้นสตราโตสเฟียร์ นักวิทยาศาสตร์ได้คาดการณ์ว่าอะตอม Cl 1 อะตอมสามารถทำลายโอโซนได้มากถึง 100,000 โมเลกุล ทำให้สมดุลการสร้างและสลายตัวของโอโซนตามธรรมชาติเสียไป

การลดลงของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ตอนล่างบริเวณขั้วโลก เกิดจากผลของปฏิกิริยาทางเคมีที่เริ่มจากเปลี่ยนอะตอม Cl และ Br ที่มีช่วงชีวิตที่ยาวนาน ให้อยู่ในรูปที่สะสมกันอย่างหนาแน่นเป็นแอ่งสาร (reservoir) ซึ่งมีความเสถียรในรูปของกรดไนตริก (HNO_3) คลอรีนไนเตรต ($ClONO_2$) และกรดไฮโดร-คลอริก (HCl) ซึ่งสามารถแตกตัวโดยปฏิกิริยาในเมฆสตราโตสเฟียร์บริเวณขั้วโลก (Polar stratosphere clouds; PSCs) และปล่อยรีแอคทีฟคลอรีน (Cl) และเรดิคัลของคลอรีนโมโนออกไซด์ (ClO) ความเข้มข้นสูงออกมา ซึ่งจะนำไปสู่วัฏจักรคะตะไลติกที่ทำลายโอโซนได้อย่างรวดเร็วเมื่อมีแสงแดด ดังแสดงในรูปที่ 2.11



รูปที่ 2.11 ปฏิกิริยาที่ทำให้เกิดการสูญเสียโอโซนอย่างมากที่บริเวณขั้วโลก
(http://blowing-environmentissues.blogspot.com/2012/03/ozone-deplition.html)

ปฏิกิริยาที่เกิดขึ้นในรูปที่ 2.11 สามารถเขียนเป็นสมการทางเคมีได้ดังนี้

$$ClONO_2 + HCl \rightarrow HNO_3 + Cl_2 \quad (2.7)$$

$$Cl_2 + sunlight \rightarrow Cl + Cl \quad (2.8)$$

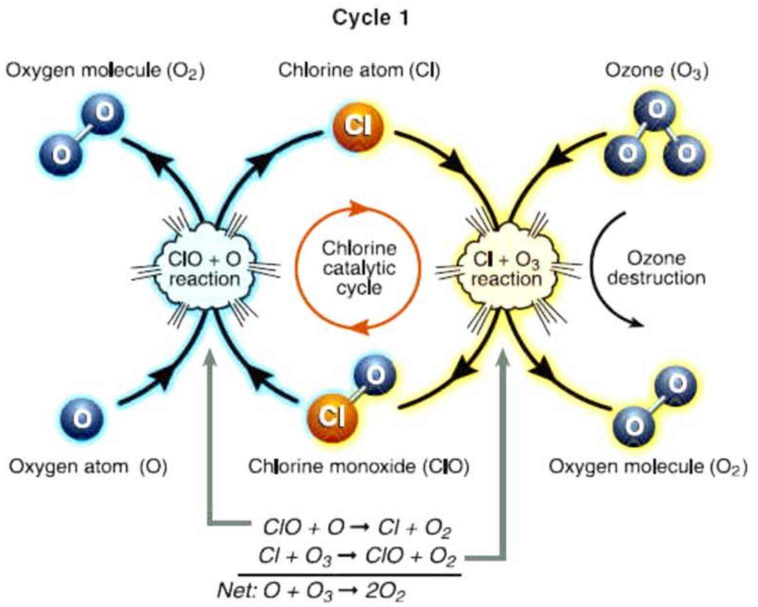
$$2Cl + O_3 \rightarrow 2ClO + 2O_2 \quad (2.9)$$

$$2ClO + 2O \rightarrow 2Cl + 2O_2 \quad (2.10)$$

$$Net: 2O_3 \rightarrow 3O_2$$

ปฏิกิริยาที่เกิดขึ้นในวัฏจักรของ Br จะคล้ายกับวัฏจักรของ Cl โดยสามารถแทนที่อะตอม Cl ด้วยอะตอม Br ได้ในสมการ (2.7)-(2.10)

การทำลายโอโซนของวัฏจักร Cl มีทั้งหมด 3 วัฏจักร โดยในวัฏจักร 1 (cycle 1; รูปที่ 2.12)จะเกิดปฏิกิริยาทางเคมี 2 ขั้น คือ เปลี่ยนอะตอม O กับโมเลกุล O_3 ให้กลายเป็นโมเลกุล O_2 2 โมเลกุล



รูปที่ 2.12 ปฏิกิริยาที่ทำให้เกิดการทำลายโอโซนในวัฏจักร 1 ของวัฏจักรของ Cl

(http://blowing-environmentissues.blogspot.com/2012/03/ozone-deplition.html)

จากรูปที่ 2.12 พบว่า ในวัฏจักร 1 ของวัฏจักร Cl เริ่มจากอะตอมของ ClO และ Cl โดยอะตอม ClO จะทำปฏิกิริยากับอะตอม O ให้อะตอม Cl กับโมเลกุล O_2 ออกมา จากนั้นอะตอม Cl จะทำปฏิกิริยากับโอโซนและเปลี่ยนรูปกลับไปเป็นอะตอม ClO อีกครั้งและเริ่มต้นวัฏจักรของปฏิกิริยารอบใหม่ต่อไป ซึ่งจากวัฏจักรดังกล่าวจะเห็นว่าอะตอม Cl หรือ ClO จะมีการเปลี่ยนรูปกลับไปกลับมาทุกครั้งที่เกิดการทำลายโอโซน โดยที่อะตอม Cl ทำหน้าที่เป็นคะตะลิสต์ในการทำลายโอโซน สำหรับอะตอม O นั้นเกิดจากการแตกตัวของโมเลกุล O_2 และ O_2 ด้วยรังสี UV ดังนั้นวัฏจักร 1 ของวัฏจักร Cl จึงเป็นวัฏจักรที่มีความสำคัญมากในชั้นสตราโตสเฟียร์บริเวณเขตร้อนและเขตละติจูดกลาง เนื่องจากบริเวณดังกล่าวมีปริมาณรังสี UV สูง

สำหรับวัฏจักรของ Cl ในบริเวณขั้วโลกเหนือและขั้วโลกใต้เป็นวัฏจักรการทำลายโอโซนที่สำคัญ เนื่องจากมีปริมาณของอะตอม ClO สูง วัฏจักรดังกล่าวจะเริ่มต้นจากการทำปฏิกิริยาระหว่างอะตอมของ ClO กับ ClO โมเลกุลอื่น (วัฏจักร 2) หรือการทำปฏิกิริยาระหว่างอะตอมของ ClO กับ BrO (วัฏจักร 3) โดยทั้งวัฏจักร 2 และ 3 จะสามารถทำลายโอโซนได้สูงมาก เนื่องจากผลรวมของปฏิกิริยาทั้ง 2 วัฏจักรนี้จะสลายโมเลกุล O_3 2 โมเลกุล ให้กลายเป็นโมเลกุล O_2 ได้ 3 โมเลกุล สำหรับปฏิกิริยาระหว่างอะตอมของ ClO กับ BrO เกิดขึ้นได้ 2 รูปแบบโดยจะให้อะตอม Cl และ Br ออกมา การทำลายโอโซนในวัฏจักร 2 และ 3 จะมีอะตอม Cl และ Br เป็นคะตะลิสต์ ซึ่งสามารถเปลี่ยนกลับเป็นรูปเดิมและเข้าสู่รอบวัฏจักรใหม่ได้ โดยแสงแดดเป็นปัจจัยที่สำคัญสำหรับในแต่ละรอบวัฏจักร เพื่อช่วยคงรูปและปริมาณของอะตอม ClO ไว้ ดังสมการ

$$ClO + ClO \rightarrow (ClO)_2$$
$$(ClO)_2 + h\upsilon \rightarrow ClOO + Cl$$
$$ClOO \rightarrow Cl + O_2$$
$$\underline{2(Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2)}$$
$$\text{Net : } 2O_3 \rightarrow 3O_2 \qquad ; \text{ cycle 2}$$

$$ClO + BrO \rightarrow Cl + Br + O_2$$
$$\text{or} \quad \begin{pmatrix} ClO + BrO \rightarrow BrCl + O_2 \\ BrCl + h\upsilon \rightarrow Br + Cl \end{pmatrix}$$
$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$$
$$\underline{Br + O_3 \rightarrow BrO + O_2}$$
$$\text{Net : } 2O_3 \rightarrow 3O_2 \qquad ; \text{ cycle 3}$$

หมายเหตุ : ClO - chlorine monoxide, ClOO - unstable chlorine dioxide
$(ClO)_2$ - chlorine monoxide dimer, ClO_x - chlorine oxides = $Cl + ClO$
BrO - bromine monoxide, BrO_x - bromine oxides = $Br + BrO$

วัฏจักรการทำลายโอโซนนั้นจะมีแอคทีฟเรดิคัลที่แตกต่างกันขึ้นกับกลุ่มของเรดิคัล โดยแอคทีฟเรดิคัลจะถูกปรับเปลี่ยนให้เป็นสารที่มีความเสถียรและสะสมอยู่อย่างหนาแน่นจนกลายเป็น reservoir โดย reservoir นี้อาจเกิดจากการทำปฏิกิริยาของก๊าซอื่นๆ ที่เกี่ยวข้องกับแหล่งที่มาของก๊าซ (source) เช่น H_2 และ CH_4 ดังสมการ

$$Cl + H_2 \rightarrow HCl + H \qquad (2.11)$$
$$Cl + CH_4 \rightarrow HCl + CH_3 \qquad (2.12)$$

หมายเหตุ : CH_3 - methyl CH_4 - methane

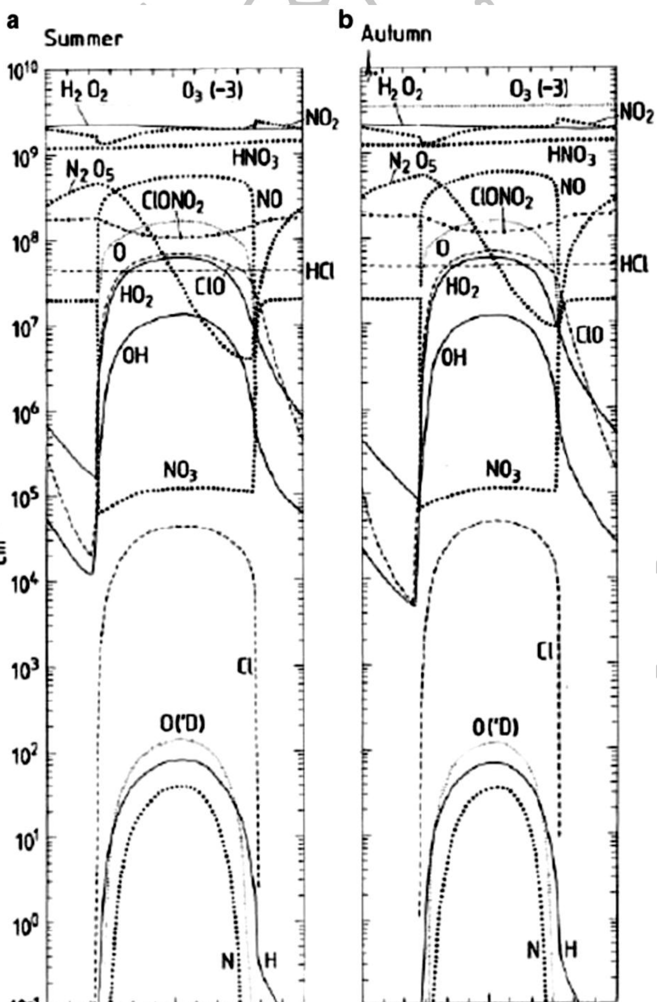
หรืออาจเกิดจากการทำปฏิกิริยากับรีแอคทีฟ (reactive) และ source ของเรดิคัลของ HO_x แล้วเปลี่ยนรูปเป็น reservoir ของ H_2O ยกตัวอย่างเช่น

$$OH + HO_2 \rightarrow H_2O + O_2$$
$$OH + OH \rightarrow H_2O + O$$
$$OH + CH_4 \rightarrow H_2O + CH_3$$

หรืออาจเกิดจากการทำปฏิกิริยาควบคู่ (coupling reactions) เช่น

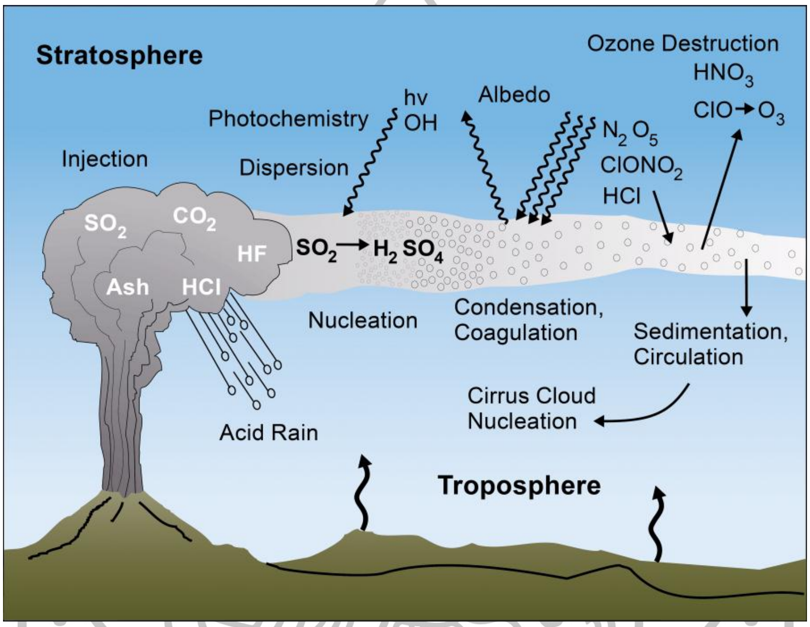
$$NO + ClO \rightarrow NO_2 + Cl \quad \text{และ} \quad NO + HO_2 \rightarrow NO_2 + OH$$

Reservoir ที่เกิดขึ้นเหล่านี้ (HNO_3 $ClONO_2$ HCl และ H_2O) สามารถแปลงกลับไปเป็น reactive ได้โดยอาศัย photolysis และการทำปฏิกิริยากับเรดิคัล OH ซึ่งเกิดขึ้นได้ในช่วงที่มีแสงแดดเท่านั้น ดังนั้น reservoir และ reactive ของสารจึงมีการแปรค่าตามรอบวัน กล่าวคือ reactive จะถูกสร้างขึ้นในช่วงที่มีแสงแดดโดยมีค่าสูงสุดในช่วงเที่ยงวัน ขณะที่ reservoir จะสลายตัวในช่วงเวลากลางวัน และถูกสร้างขึ้นในช่วงเวลากลางคืน ดังแสดงได้ดังรูปที่ 2.13



รูปที่ 2.13 การแปรค่าความเข้มข้นของ reactive และ reservoir ตามรอบวันที่ได้จากการคำนวณด้วยแบบจำลองที่ละติจูด 47°N ที่ระดับความสูง 32 km สำหรับเดือน (a) มิถุนายน และ (b) กันยายน (Fabian and Dameris, 2014)

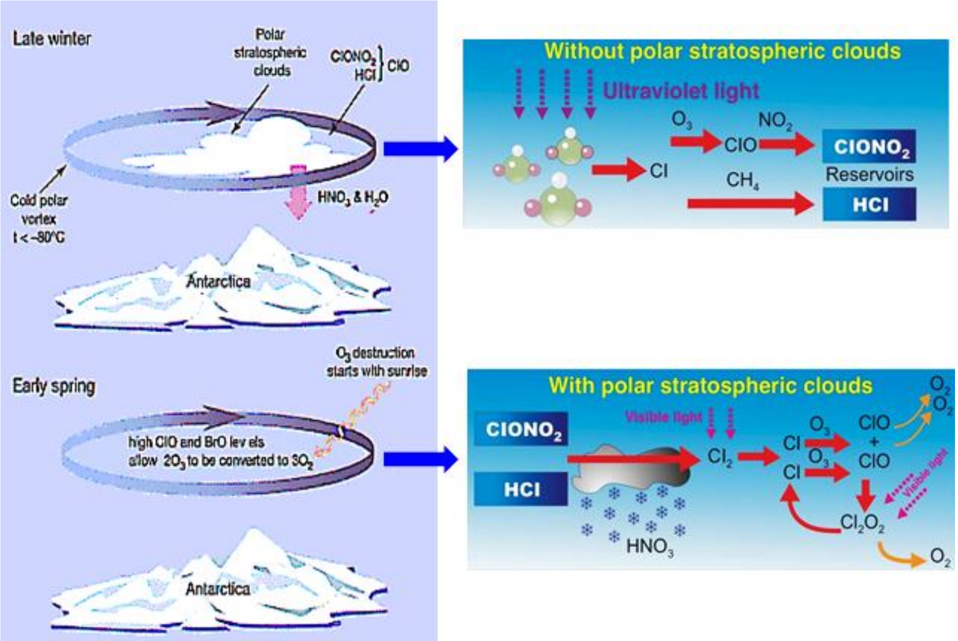
ปฏิกิริยาของก๊าซระหว่าง reservoir ต่างๆ จะเกิดได้ช้า แต่จะเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วบนผิวที่เหมาะสมหรือในสารละลาย เรียกปฏิกิริยานี้ว่า “เฮเตอโรจีเนียส (heterogeneous)” โดยปฏิกิริยาเฮเตอโรจีเนียสนับเป็นกุญแจที่สำคัญในการทำความเข้าใจเกี่ยวกับปรากฏการณ์ Antarctic ozone hole โดยอนุภาคที่สนับสนุนปฏิกิริยาเฮเตอโรจีเนียสคือ อนุภาคซัลเฟต (sulphate aerosol particle) หรือกรดซัลฟูริกที่อยู่ในรูปของของเหลว ซึ่งเกิดขึ้นภายหลังการระเบิดของภูเขาไฟ ภูเขาไฟจะพ่นสารประกอบซัลเฟตขึ้นไปยังชั้นสตราโตสเฟียร์ จากนั้นจะถูกออกซิไดส์ให้อยู่ในรูปของอนุภาคซัลเฟต (รูปที่ 2.14) โดยอยู่ในชั้นบรรยากาศดังกล่าวได้นานประมาณ 1-2 ปี



รูปที่ 2.14 แผนผังการพ่นสารประกอบซัลเฟตและก๊าซขึ้นไปยังชั้นสตราโตสเฟียร์จากการระเบิดของภูเขาไฟ และการเปลี่ยนรูปของก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์กลายเป็นกรดซัลฟูริก
(https://volcanoes.usgs.gov/vhp/gas_climate.html)

ที่เขตละติจูดสูง ฝุ่นละอองซัลเฟตในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ที่เกิดจากการระเบิดของภูเขาไฟจะทำปฏิกิริยากับไอน้ำในบรรยากาศ โดยเปลี่ยนรูปเป็นละอองกรดซัลฟูริก (เป็นของเหลว) และเคลื่อนตัวไปยังบริเวณขั้วโลก เมื่อถึงช่วงฤดูหนาว ละอองดังกล่าวจะก่อให้เกิดเมฆสตราโตสเฟียร์บริเวณขั้วโลก เนื่องจากไม่ได้รับแสงอาทิตย์ติดต่อกันเป็นระยะเวลานาน (ประมาณ 3 เดือน) ประกอบกับเกิดปรากฏการณ์กระแสวนของขั้วโลก (polar vortex) กล่าวคือ อากาศที่เย็นจัดมีการไหลเวียนรอบๆ ขั้วโลกในชั้นสตราโตสเฟียร์ซึ่งป้องกันไม่ให้เกิดการแลกเปลี่ยนมวลอากาศกับเขตละติจูดกลาง ส่งผลให้อุณหภูมิลดต่ำถึง -80°C ตลอดเวลา ด้วยสภาวะดังกล่าวทำให้ก๊าซฮาโลเจนซึ่งประกอบด้วยอะตอม Cl และ Br รวมตัวกันกลายเป็นกลุ่มเมฆที่ประกอบด้วยอนุภาคน้ำแข็ง (ice cloud) โดยเกล็ดน้ำแข็ง (ice crystal) จะทำหน้าที่เป็นคะตะลิสต์

เพื่อเปลี่ยน reservoir ที่สำคัญ เช่น HCl และ $ClONO_2$ ให้กลายเป็น HNO_3 และ Cl_2 จากนั้นจะปล่อยแอค-ทีฟคลอรีน (ClO) ที่มีความเข้มข้นสูงออกมา ดังแสดงในรูปที่ 2.15



รูปที่ 2.15 แอ่งสารของคลอรีนในเมฆสตราโตสเฟียร์บริเวณทวีปแอนตาร์กติกในช่วงปลายฤดูหนาวและต้นฤดูใบไม้ผลิ *(http://public.wmo.int/en/bulletin/ozone-layer-mend-0)*

ปฏิกิริยาเฮเตอโรจีเนียสที่สำคัญ มีดังนี้

$$ClONO_2 + HCl \rightarrow HNO_3 + Cl_2 \quad (2.13)$$

$$ClONO_2 + H_2O \rightarrow HNO_3 + HOCl \quad (2.14)$$

$$HCl + HOCl \rightarrow H_2O + Cl_2 \quad (2.15)$$

$$N_2O_5 + HCl \rightarrow HNO_3 + ClONO \quad (2.16)$$

$$N_2O_5 + H_2O \rightarrow 2HNO_3 \quad \text{(on SSAs)} \quad (2.17)$$

หมายเหตุ : ClONO - chlorine nitrite HOCl - hypochlorus acid N_2O_5 - dinitrogen pentoxide

ปฏิกิริยาในสมการ (2.14) เกิดขึ้นได้บนพื้นผิวที่เป็นน้ำหรือน้ำแข็ง ขณะที่ปฏิกิริยาในสมการ (2.13) จะเกิดขึ้นบนอนุภาคของเมฆ (cloud particle) จากปฏิกิริยาทั้งสองนี้จะได้ HNO_3 ออกมาซึ่งอาจจะอยู่ในรูปของของเหลวหรือของแข็ง สำหรับ Cl_2 HOCl และ ClONO ที่เกิดจากการแตกตัวด้วยรังสีอาทิตย์ในช่วงปลายฤดูหนาวจะปล่อยอะตอม Cl ออกมา ซึ่งนำไปสู่การทำลายโอโซน

มหาวิทยาลัยศิลปากร

สมการ (2.17) เป็นปฏิกิริยาเฮเตอโรจีเนียสที่เกิดขึ้นในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ ซึ่งไม่ได้เกิดบนพื้นผิวของเมฆสตราโตสเฟียร์บริเวณขั้วโลก แต่เกิดบนพื้นผิวของฝุ่นละอองขนาดเล็กในชั้นสตราโตสเฟียร์ (Stratospheric Sulfate Aerosols; SSAs) ซึ่งปฏิกิริยาดังกล่าว NO_x จะถูกเปลี่ยนให้อยู่สถานะก๊าซ และยังคงเปลี่ยนสถานะต่อไปตราบเท่าที่ยังมีอนุภาคของเมฆอยู่ โดย NO_x จะเปลี่ยนรูปไปเป็น N_2O_5 ด้วยปฏิกิริยาลูกโซ่ ดังนี้

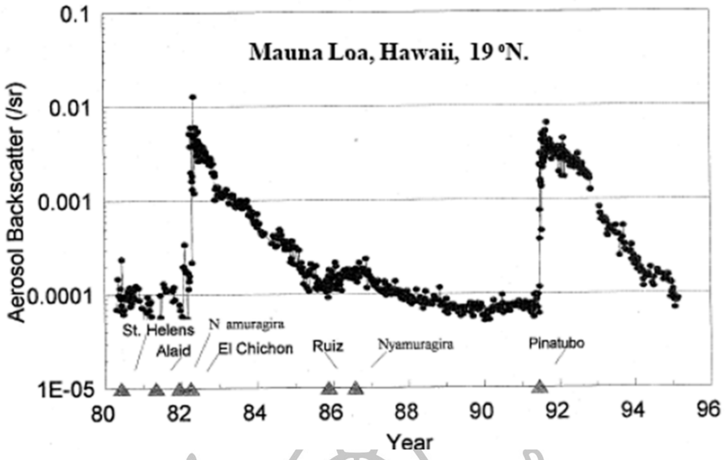
$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2 \quad (2.18)$$

$$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2 \quad (2.19)$$

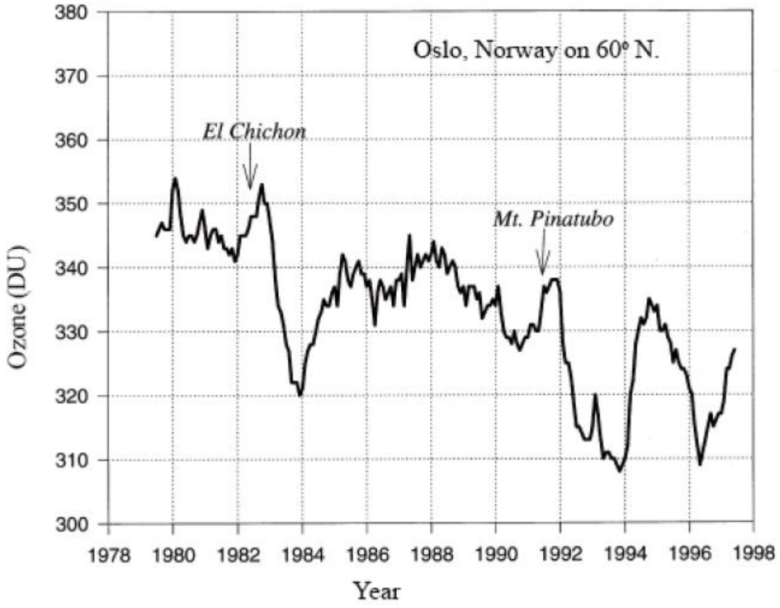
$$NO_3 + NO_2 + M \rightarrow N_2O_5 + M \quad \text{(gas phase)} \quad (2.20)$$

จากสมการ (2.18)-(2.20) พบว่า N_2O_5 จะเปลี่ยนรูปเป็น HNO_3 และถูกกักเก็บให้อยู่ในรูปของอนุภาคของเมฆ เรียกกระบวนการดังกล่าวว่า “denitrification” (เป็นกระบวนการที่ไนเตรตถูกย้ายออกจากชั้นสตราโตสเฟียร์โดยถูกเปลี่ยนให้อยู่ในรูปของก๊าซไนโตรเจน ไนตรัสออกไซด์ และไนตริกออกไซด์) เกิดขึ้นในชั้นสตราโตสเฟียร์ตอนล่าง เพื่อรักษาสมดุลของสารประกอบคลอรีนที่ถูกเปลี่ยนเป็นเรดิคัลของแอคทีฟคลอรีน

ผลการตรวจวัดปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ (รูปที่ 2.16) ณ สถานี Mauna Loa ที่ฮาวายพบว่า ฝุ่นละอองในบรรยากาศมีค่าเพิ่มขึ้นอย่างชัดเจนจากการระเบิดของภูเขาไฟเอลชิชอน (El Chichon) ในประเทศเม็กซิโก (1982) และภูเขาไฟพินาทูโบ (Pinatubo) ในประเทศฟิลิปปินส์ (1991) โดยฝุ่นละอองเหล่านี้จะฟุ้งกระจายและไหลเวียนไปรอบโลก ซึ่งส่งผลกระทบต่อชั้นโอโซนในเขตละติจูดสูง จากผลการตรวจวัดปริมาณโอโซนที่เมืองออสโล ประเทศนอร์เวย์ (รูปที่ 2.17) ตั้งแต่ปี 1978-1997 (เป็นช่วงเวลาเดียวกับที่ภูเขาไฟทั้งสองลูกเกิดการระเบิด) พบว่า ปริมาณโอโซนมีค่าต่ำมากในปี 1983 1992 และ 1993 และเมื่อทำการเปรียบเทียบข้อมูลที่ได้จากกราฟรูปที่ 2.16 และ 2.17 จะเห็นว่า ปริมาณฝุ่นละอองในชั้นสตราโตสเฟียร์มีส่วนสำคัญในการทำลายโอโซนในเขตละติจูดสูง โดยปฏิกิริยาส่วนใหญ่ที่มีบทบาทสำคัญในการทำลายโอโซน ได้แก่ ปฏิกิริยาเฮเตอโรจีเนียสของละอองกรดซัลฟูริก และปฏิกิริยาที่เกิดจากเรดิคัลของอะตอม Cl



รูปที่ 2.16 ปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ที่วัดได้จากสถานี Mauna Loa ที่ฮาวาย (Hawii) ซึ่งทำการวัดด้วย Lidar (Light Detection and Ranging, 694 nm) ในช่วงเดือนธันวาคม 1974-1998 ที่ระดับความสูง 15.8–33.0 km โดยแกน x แทนวันที่เกิดการปะทุของภูเขาไฟ *(Ozone_UV_climate_2011.pdf)*



รูปที่ 2.17 ค่าโอโซนรายปี (ในหน่วยของ DU) ที่เมืองออสโล (Oslo) ประเทศนอร์เวย์(60°N) ตั้งแต่ปี 1978-1997 ลูกศรในกราฟแสดงช่วงเวลาที่เกิดการระเบิดของภูเขาไฟเอลชิชอน (El Chichon) และ พินาทูโบ (Pinatubo) *(Ozone_UV_climate_2011.pdf)*

การสูญเสียโอโซนส่วนใหญ่ในบริเวณขั้วโลกถูกตรวจพบที่ระดับความสูงต่ำกว่า 25 km แต่เป็นที่น่าสังเกตว่าที่ระดับความสูงดังกล่าวจะไม่พบอะตอม O ดังนั้นการสูญเสียโอโซนที่เกิดในบริเวณขั้วโลกจะเกิดขึ้นได้ก็ต่อเมื่ออะตอม ClO ในปฏิกิริยา $Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$ ถูกเปลี่ยนให้อยู่ในรูปของอะตอม Cl ด้วยปฏิกิริยาอื่น ดังแสดงในรูปที่ 2.18 ซึ่งสามารถเขียนเป็นสมการทางเคมีได้ดังนี้

$$ClO + ClO + M \rightarrow (ClO)_2 + M \quad (2.21)$$

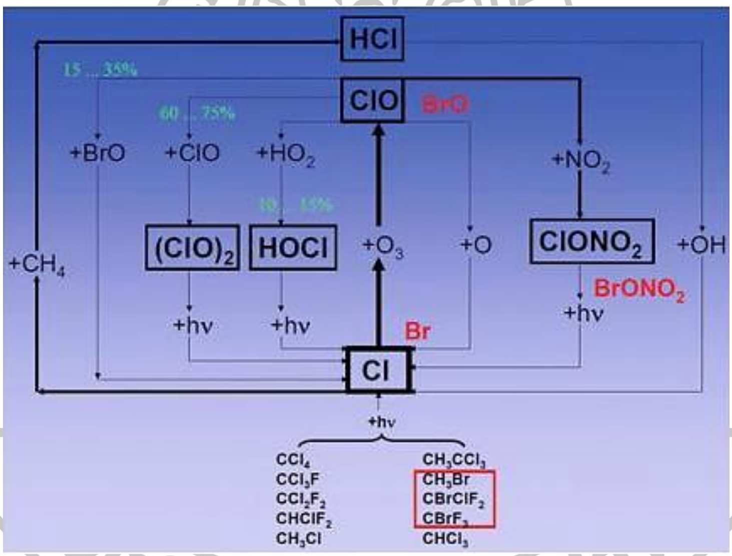
$$(ClO)_2 + h\upsilon \rightarrow Cl + ClO_2$$

$$ClO_2 + M \rightarrow Cl + O_2 + M$$

$$ClO + BrO + M \rightarrow Cl + Br + O_2 \quad (2.22)$$

$$ClO + HO_2 \rightarrow HOCl + O_2 \quad (2.23)$$

$$HOCl + h\upsilon \rightarrow OH + Cl$$

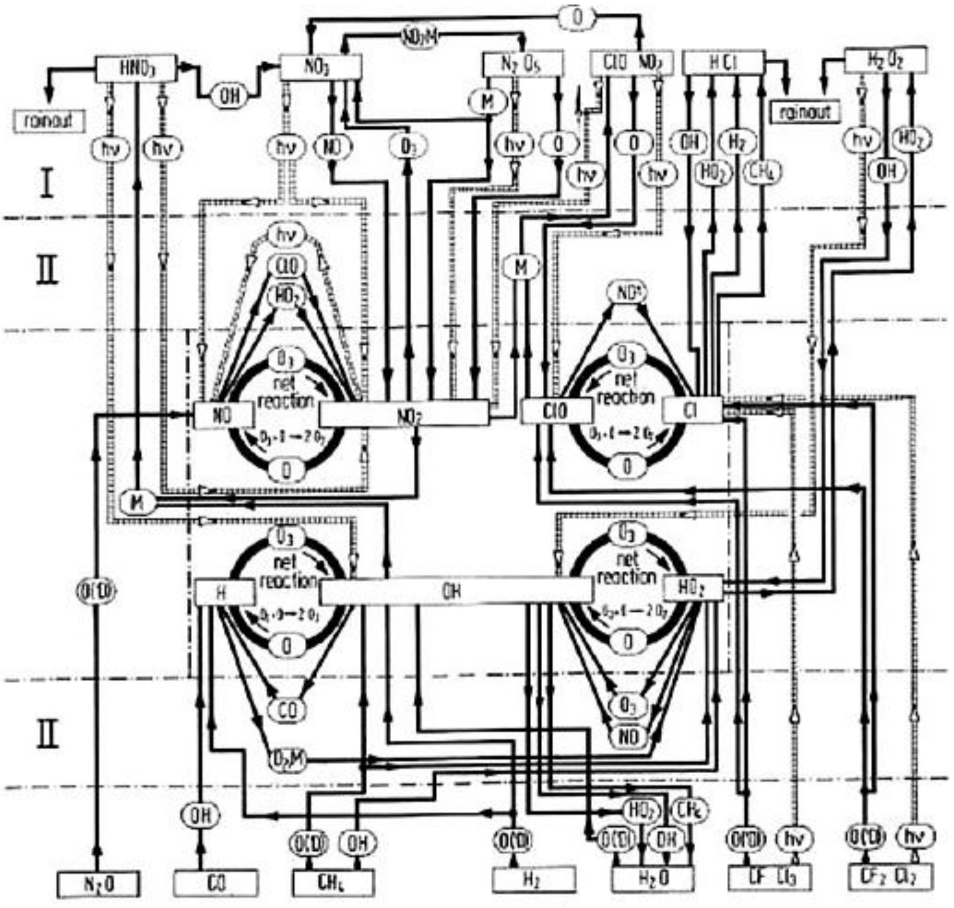


รูปที่ 2.18 แผนผังปฏิกิริยาทางเคมีที่ทำให้เกิดรูรั่วโอโซน (Fabian and Dameris, 2014)

รีแอคทีฟของโบรมีนจะถูกปล่อยออกมาจาก source ของก๊าซโบรมีนที่หมุนเวียนดังแสดงในรูปที่ 2.18 (ในรูปจะไม่แสดง reactive ของโบรมีนโดยตรง แต่จะนำอะตอม Br ไปแทนที่อะตอม Cl โดยเขียนเป็นตัวอักษรสีแดงและวาดกรอบสีแดงไว้) โดย reservoir ของโบรมีนที่เกิดขึ้นจะประกอบด้วยกรดไฮโดรโบรมิก (HBr) และโบรมีนไนเตรต ($BrONO_2$) ซึ่งจะมีความเสถียรมากกว่าคู่ของคลอรีน reservoir ของโบรมีนนี้จะเกิด photolysis และทำปฏิกิริยากับเรดิคัลของ OH จากนั้นจะส่งแอคทีฟโบรมีนกลับเข้าไปยังวัฏจักรคะตะไลติกอีกครั้ง

ในบรรยากาศที่ปราศจากมลพิษ source ของ HO_x คือ H_2O H_2 และ CH_4 สำหรับ source ของ NO_x คือ N_2O และ source ของ ClO_x คือ CH_3Cl ในการสลายตัวของ source เหล่านี้ส่วนใหญ่เกิดจาก photolysis หรือการทำปฏิกิริยากับ $O(^1D)$ และ OH ซึ่งนำไปสู่การสร้างเรดิคัลในวัฏจักรคะตะไลติกโดยการ

เปลี่ยน O_x ให้กลายเป็นโมเลกุล O_2 ส่งผลให้ชั้นโอโซนถูกคุกคามด้วยสารที่ปล่อยมาจากพื้นผิวโลก ในธรรมชาติ เมื่อเกิดการผสมกันในชั้นโทรโพสเฟียร์ reservoir จะจมตัวลงและอยู่ในรูปของหยดน้ำในเมฆ (cloud water droplets) หรือฝน ขึ้นกับความเสถียรของ source ที่มีต่อการสลายตัว เช่น CH_3Cl มีช่วงชีวิตในบรรยากาศนานประมาณ 1 ปี CH_4 อยู่ได้นาน 8 ปี N_2O อยู่นานเป็น 100 ปี และสารประกอบพวกฮาโลคาร์บอนที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์นั้นจะอยู่ในบรรยากาศได้นานหลายร้อยปี เป็นต้น



รูปที่ 2.19 แผนผังของปฏิกิริยาที่สำคัญที่เกี่ยวข้องกับชั้นโอโซนในบรรยากาศตอนกลาง ซึ่งเกิดจากการชนกันและ photolysis เส้นทึบจะแสดงปฏิกิริยาที่เกิดจากการชนกัน เส้นคู่สีเทาจะแสดงปฏิกิริยาที่เกิดจาก photolysis (ในที่นี้จะไม่แสดงปฏิกิริยาของออกซิเจนบริสุทธิ์) (Fabian and Dameris, 2014)

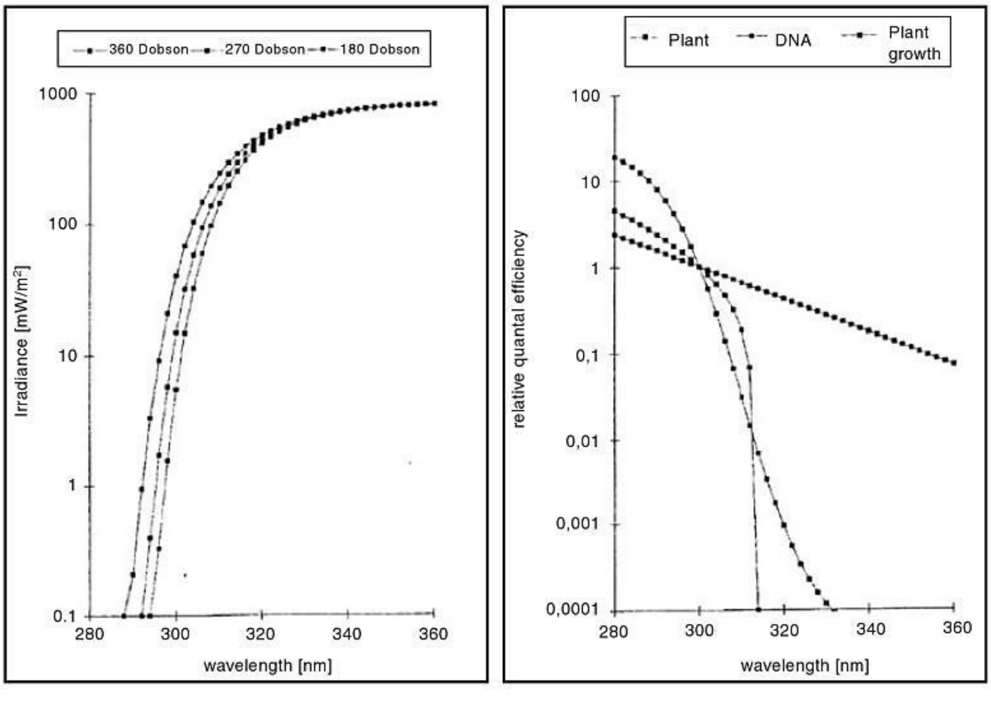
จากรูปที่ 2.19 แสดงให้เห็นว่า source ของก๊าซจะอยู่ในกล่องสี่เหลี่ยมด้านล่างสลายตัวด้วยเรดิคัลของ HO_x NO_x และ ClO_X ในวัฏจักรคะตะไลติกที่ตำแหน่งกึ่งกลางของแผนผัง สำหรับปฏิกิริยาควบคู่หรือการสร้าง reservoir หรือการจมตัวของก๊าซ จะแสดงในกล่องสี่เหลี่ยมทางด้านบน ปฏิกิริยาที่เกิดขึ้นกับโอโซนในชั้นบรรยากาศตอนกลางเป็นปฏิกิริยาที่เกิดจากการชน(collision) และ photolysis สำหรับ

source ของเรดิคัล ClO_X ได้แก่ $CFCl_3$ และ CF_2Cl_2 เป็นสารที่ไม่ได้เกิดขึ้นเองในธรรมชาติ หากแต่เป็นสารที่มนุษย์สร้างขึ้น สารทั้งสองตัวนี้มีส่วนสำคัญต่อการลดลงของโอโซนเช่นเดียวกับสารประกอบฮาโล-คาร์บอน

นอกจากบริเวณขั้วโลกแล้ว ในเขตละติจูดกลางก็เกิดขบวนการการทำลายโอโซนเช่นเดียวกัน แม้ว่าปริมาณอะตอม Cl และ Br ในชั้นสตราโตสเฟียร์ส่วนมากจะถูกดึงดูดไว้ที่บริเวณขั้วโลก เป็นเหตุให้ในเขตละติจูดกลางมีการสูญเสียโอโซนในปริมาณที่ต่ำกว่า

2.4 การเพิ่มขึ้นของรังสีอัลตราไวโอเลตที่สัมพันธ์กับการลดลงของชั้นโอโซน

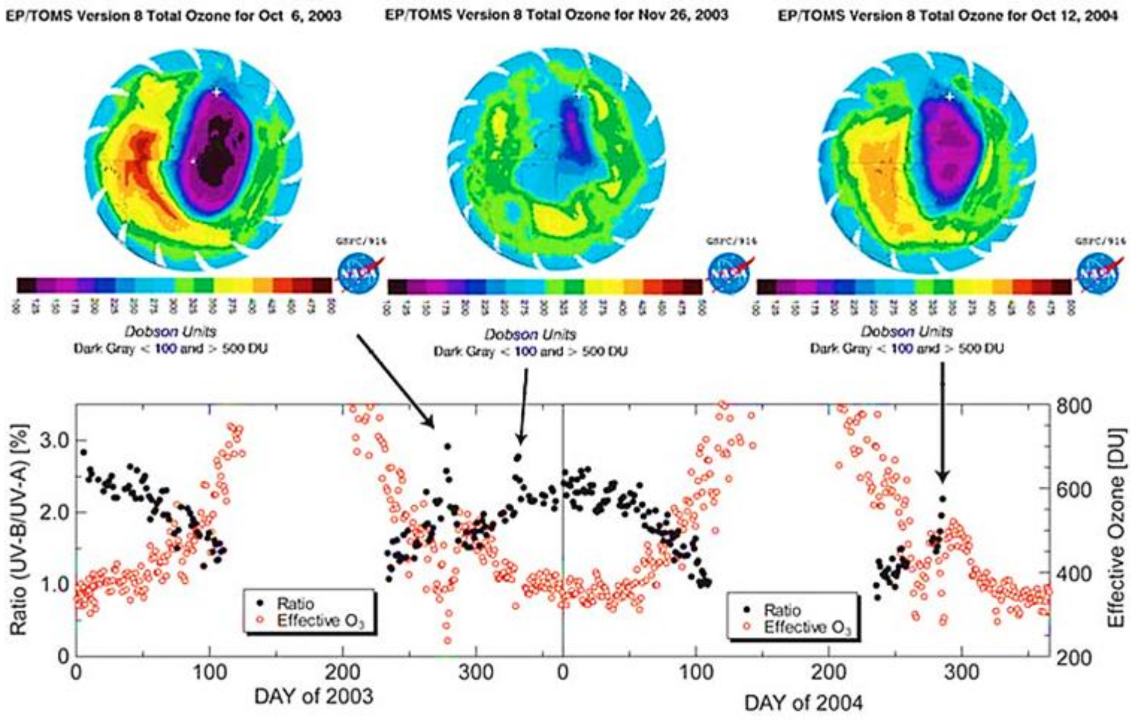
โอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์เริ่มแรกเกิดจากรังสี UV ดังนั้นปริมาณความเข้มรังสีอาทิตย์ในช่วง UV จึงมีผลต่ออัตราการสร้างโอโซน ซึ่งสเปกตรัมรังสี UV แบ่งได้เป็น 3 ช่วงความยาวคลื่น ได้แก่ รังสีอัลตรา-ไวโอเลตเอ (UVA) รังสีอัลตราไวโอเลตบี (UVB) และรังสีอัลตราไวโอเลตซี (UVC) โดยรังสี UVB เป็นช่วงความยาวคลื่นที่สามารถดูดกลืนโอโซนได้ ในที่นี้จะแสดงความเข้มรังสีอาทิตย์ในช่วง UV ที่มีค่าโอโซนแตกต่างกัน (รูปที่ 2.20 ทางซ้ายมือ)



รูปที่ 2.20 (รูปซ้ายมือ) การแปรค่าความเข้มรังสี UVB ที่พื้นผิวตามปริมาณโอโซนที่แตกต่างกัน (เที่ยงวันของวันที่ 21 มิถุนายน ที่ละติจูด 49°N) และสเปกตรัมการตอบสนองของรังสี UVที่มีผลต่อพืช สเปกตรัมการตอบสนองที่มีผลต่อดีเอ็นเอของมนุษย์ และสเปกตรัมการตอบสนองที่มีผลต่อการเจริญเติบโตของพืช (รูปขวามือ) (Tevini, 1992)

จากรูปที่ 2.20 ทางซ้ายมือแสดงให้เห็นว่า การลดลงของปริมาณโอโซนจะมีผลทำให้ความเข้มรังสี UVB มีปริมาณเพิ่มขึ้น สเปกตรัมรังสี UVB เป็นช่วงความยาวคลื่นที่น่าสนใจมาก เนื่องจากก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทางชีวภาพ โดยสเปกตรัมการตอบสนอง (action spectra) ของรังสี UV เป็นตัวแปรหลักที่ส่งผลต่อความเสียหายของพืช ความเสียหายของดีเอ็นเอ (DNA) และการเจริญเติบโตของพืช (Plant growth) (รูปที่ 2.20 (ทางขวามือ)) จากรูปพบว่าสเปกตรัมการตอบสนองของรังสี UV จะมีค่าเพิ่มขึ้นเมื่อรังสี UV มีความยาวคลื่นสั้นลง โดยสเปกตรัมการตอบสนองของรังสี UV จะส่งผลให้เกิดความเสียหายต่อของพืชเพิ่มขึ้นแบบเอ็กซ์โพเนนเชียล เมื่อรังสี UV มีความยาวคลื่นสั้นลง ขณะที่สเปกตรัมการตอบสนองของรังสี UV ที่มีผลต่อการเจริญเติบโตของพืชจะมีค่าเพิ่มขึ้นแบบเชิงเส้นตามการลดลงของความยาวคลื่นในช่วงรังสี UV

รังสี UVB ตกกระทบลงมายังพื้นผิวโลกจะมีปริมาณมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับความหนาของชั้นโอโซน ดังนั้นถ้าเกิดการสูญเสียชั้นโอโซนจะทำให้ปริมาณความเข้มรังสี UV มีค่าเพิ่มสูงขึ้น ซึ่งจะส่งผลกระทบทางชีวภาพ ดังจะเห็นได้จากผลการศึกษาของ Kirchhoff และคณะ (1997) พบว่า ค่าสัดส่วน UV (UVB/UVA) มีค่าเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว เมื่อเกิด ozone hole ขึ้นในช่วงฤดูใบไม้ผลิเหนือสถานี Punta Arenas ประเทศชิลี (53°S) ดังแสดงในรูปที่ 2.21



รูปที่ 2.21 (ด้านล่าง) กราฟการเปลี่ยนแปลงค่าสัดส่วน UV (UVB/UVA) ที่ได้จากการวัดด้วย radiometer ที่สถานี Punta Arenas ประเทศชิลี (53°S) ระหว่างปี 2003-2004 ด้านบนเป็นแผนที่ปริมาณโอโซนที่ได้จากการวัดโดยดาวเทียม EP/TOMS ในช่วงฤดูใบไม้ผลิ เครื่องหมายบวกในแผนที่ปริมาณโอโซนแทนตำแหน่งของสถานี Punta Arenas (Kirchhoff et al., 1997)

จากรูปที่ 2.21 แสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มรังสี UV และปริมาณโอโซน โดยจากกราฟพบว่า ค่าสัดส่วน UV มีค่าเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว เมื่อเกิด ozone hole ขึ้นเหนือสถานี Punta Arenas ในช่วงฤดูใบไม้ผลิ ส่วนในช่วงเดือนเมษายน-สิงหาคม (ฤดูหนาว) มุมเซนิธของดวงอาทิตย์จะมีค่ามากกว่า 70° จึงทำให้เครื่อง radiometer ไม่สามารถตรวจวัดความเข้มรังสี UV ได้จึงส่งผลให้ไม่มีข้อมูลในช่วงเวลาดังกล่าว

จากข้อมูลดังกล่าวข้างต้นทำให้ทราบว่า ถ้าปริมาณรังสี UVB ที่ตกกระทบพื้นผิวโลกมีค่ามากเกินไป แสดงว่าชั้นโอโซนมีค่าน้อยลง ซึ่งการที่รังสี UVB มีปริมาณมากเกินจะทำให้เกิดอันตรายต่อมนุษย์ เช่น ผิวไหม้แดด (sunburn) และมะเร็งผิวหนัง (skin cancer) เป็นต้น

2.5 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

ในปี 1879 นักวิทยาศาสตร์พบว่า มีรังสี UVB ตกลงมาสู่พื้นผิวโลกน้อยมาก จากนั้นอีก 1 ปีต่อมาได้มีการทดลองที่แสดงว่า โอโซนดูดกลืนรังสี UV ซึ่งโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์มีปริมาณน้อยเกินไป ไม่น่าจะเพียงพอต่อการดูดกลืนรังสี UVB ดังนั้นนักวิทยาศาสตร์จึงตั้งสมมติฐานว่า น่าจะมีโอโซนในชั้นบรรยากาศที่สูงขึ้นไป โดยในปี 1913 Fabry และ Buisson ใช้เทคนิคที่เรียกว่า “spectrographic” แสดงให้เห็นว่าโอโซนมีบริเวณที่อยู่หลักในชั้นสตราโตสเฟียร์ที่ระดับความสูง 19-23 km ต่อมา G.M.B. Dobson นักวิทยา-ศาสตร์ชาวอังกฤษได้ประดิษฐ์เครื่องมือที่ชื่อว่า “Dobson spectrophotometer” เพื่อนำมาใช้วัดปริมาณโอโซนรวม ต่อมาภายหลังเครื่องมือนี้ได้กลายเป็นเครื่องมือมาตรฐานและมีการใช้ตรวจวัดโดยระบบการตรวจโอโซนทั่วโลก (GO3OS) ต่อเนื่องมาจนถึงปัจจุบัน

ความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวเริ่มมีการตรวจวัดตั้งแต่ปี 1860 แต่ทำการตรวจวัดได้อย่างน่าเชื่อถือเป็นครั้งแรกโดย Strutt ในปี 1918 โดยการบันทึกค่าสเปกตรัมของหลอดไฮโดรเจนที่ผ่านอากาศเป็นระยะทาง 5 km จากการวัดดังกล่าวพบว่า ความเข้มข้นโอโซนมีค่าไม่เท่ากันในชั้นบรรยากาศ โดยความเข้มข้นโอโซนจะลดลงอย่างรวดเร็วที่ความยาวคลื่นประมาณ 300 nm

นักวิทยาศาสตร์ได้ค้นพบวิธีการหาโอโซนในแนวดิ่งเรียกว่า “Umkehr Effect” ในปี 1929 ซึ่งวิธีดังกล่าวเป็นการหาอัตราส่วนของความเข้มรังสีอาทิตย์ที่กระจายในท้องฟ้าที่ 2 ความยาวคลื่นได้แก่ 311 และ 332 nm เมื่อเทียบกับมุมเซนิธของดวงอาทิตย์ระหว่าง 60°-90° โดยอัตราส่วนดังกล่าวจะเพิ่มขึ้นตามมุมเซนิธที่เพิ่มขึ้นจนถึงมุมเซนิธ 86° จะเกิดการผันกลับที่เรียกว่า Umkehr ซึ่งการรวมการดูดกลืนและการกระจายของความยาวคลื่นทั้งสองสามารถนำมาหาโปรไฟล์ (profile) ตามความสูงของปริมาณโอโซนได้ วิธี-การดังกล่าวเริ่มใช้กันในปี 1930 ต่อมามีการตรวจวัดด้วย ozonesonde ซึ่งผูกติดไปกับบัลลูน ข้อมูลที่ได้เป็นโปรไฟล์ของโอโซน (ozone profile) ที่ได้จากการวัดโดยตรง

ในช่วงทศวรรษที่ 1930 เป็นต้นมา ได้มีการคิดทฤษฎีการสร้างและการสลายตัวของโอโซนในบรร-ยากาศ เริ่มจากในปี 1930 Chapman เป็นผู้เสนอทฤษฎีที่น่าเชื่อถือและได้รับการยอมรับถึงความถูกต้องของการสร้างและการสลายตัวของโอโซนที่เกิดจากออกซิเจนบริสุทธิ์ จากนั้นในปี 1965 ได้มีการเสนอทฤษฎีโฟโตเคมิคัลของการสลายตัวของโอโซนที่เกิดจากเรดิคัลของ HO_X อีก 5 ปีต่อมา Crutzen และ Johnston

ได้เสนอกลไกการสลายตัวของโอโซนที่เกิดจากเรดิคัลของ NO_x และในปี 1974 Molina และ Rowland ได้เสนอว่าสาร CFCs และสารฮาลอนส่งผลให้ชั้นโอโซนในบรรยากาศลดลงจากปฏิกิริยาของวัฏจักรคะตะไลติกของอะตอมคลอรีน แนวความคิดนี้ได้รับการสนับสนุนในช่วงปี 1984 โดย Farman และคณะ (1985) ได้ทำการตรวจวัดปริมาณโอโซนรวมที่สถานีสำรวจของชาวอังกฤษบริเวณอ่าวฮัลเลย์ (Halley Bay) ในทวีปแอนตาร์กติกระหว่างปี 1983-1984 จากผลการตรวจวัดพบ ozone hole ขึ้นในช่วงต้นฤดูใบไม้ผลิ ซึ่งหลังการค้นพบ ozone hole นักวิจัยต่างๆ ได้ให้ความสนใจกับการศึกษาปริมาณโอโซนในบรรยากาศของโลกมากขึ้นโดยงานที่สำคัญมีดังนี้

Stolarski และคณะ (1986) ได้ตีพิมพ์เผยแพร่ผลการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณโอโซนจากการวัดด้วยดาวเทียม Nimbus-7 แสดงให้เห็นปรากฏการณ์ ozone hole บริเวณแอนตาร์กติกอย่างชัดเจน นอกจากในทวีปแอนตาร์กติกแล้ว Proffitt และคณะ (1990) ยังพบการลดลงของโอโซนบริเวณอาร์กติก สำหรับบริเวณอื่นของโลก Gleason และคณะ (1993) พบการลดลงของโอโซนบริเวณละติจูดกลาง (mid-latitude) และแถบศูนย์สูตร

Bojkov และคณะ (1995) ได้ทำการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณโอโซนในช่วงปี 1964-1994 จากสถานีวัดโอโซนจำนวน 46 แห่งในประเทศที่เคยสังกัดสหภาพโซเวียตและเขตขั้วโลก ผลการวิเคราะห์พบว่าโอโซนในเขตละติจูดกลาง (35°-60°) ลดลง 4.1-4.3% ต่อทศวรรษ โดยในทวีปอเมริกาเหนือลดลง 4.1% ยุโรป 5.1% ไซบีเรียและตะวันออกไกล 5.6% นอกจากนี้ยังพบว่าบริเวณที่มีการลดลงของโอโซนมากที่สุดเกิดขึ้นในทวีปแอนตาร์กติกโดยลดลงมากถึง 22% ต่อทศวรรษ

Jones และคณะ (1995) ได้ทำการศึกษาปริมาณโอโซนที่สถานีวัดในทวีปแอนตาร์กติกโดยใช้เครื่องมือวัด 2 แบบที่เน้นการวัดในช่วงฤดูหนาวซึ่งทำการวัดได้ยาก เนื่องจากเป็นช่วงกลางคืนของขั้วโลกใต้ ผลที่ได้พบว่าปริมาณโอโซนเพิ่มขึ้นจนถึงค่าสูงสุดในช่วงกลางฤดูหนาว และค่อยๆ ลดลงจนถึงค่าต่ำสุดในช่วงฤดูใบไม้ผลิของขั้วโลกใต้

Krzyscin และคณะ (1998) ทำการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณโอโซนในช่วงปี 1979-1995 บริเวณตอนกลางของยุโรปพบว่า ปริมาณโอโซนลดลงอย่างมากในช่วง 3 ทศวรรษที่ผ่านมา โดยลดลงประมาณ 10 DU ต่อทศวรรษ นอกจากนี้ยังพบว่าปริมาณโอโซนมีค่าลดลงในช่วงฤดูหนาวและฤดูใบไม้ผลิมากกว่าในฤดูร้อน

Gritsai และคณะ (2000) ได้ทำการเปรียบเทียบปริมาณโอโซนที่วัดได้จากเครื่องมือวัดภาคพื้นดิน (Dobson spectrophotometer) กับข้อมูลที่วัดได้จากดาวเทียม TOMS/EP ในช่วงปี 1996-1999 ที่สถานีวัดในทวีปแอนตาร์กติกและในเขตละติจูดกลาง ผลที่ได้พบว่าค่าจากข้อมูลวัดภาคพื้นดินและจากดาวเทียมมีค่าใกล้เคียงกันมากสำหรับกรณีของสถานีในแอนตาร์กติก แต่กรณีสถานีในเขตละติจูดกลางจะมีความแตกต่างกัน 3.5% ในช่วงท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆทั้งหมด (overcast) และแตกต่างกัน 0.75% ในช่วงท้องฟ้าปราศจากเมฆ (clear sky)

Solomon และคณะ (2016) พบว่ารูรั่วโอโซนในทวีปแอนตาร์กติกในช่วงฤดูใบไม้ผลิมีการฟื้นตัวขึ้นตั้งแต่ปี 2000 โดยจากผลการตรวจวัดและจากแบบจำลอง พบว่าแนวโน้มการลดลงของโอโซนในช่วงปี

2000-2014 มีค่าต่ำลง โดยพื้นที่บริเวณที่เกิด ozone hole ลดลงเหลือเพียง 4.9±4.7 million km^2 แสดงให้เห็นการฟื้นตัวของชั้นโอโซนในบรรยากาศ

ในด้านการศึกษาโปรไฟล์ของโอโซนตามความสูง Saraf และ Being (2003) ได้ทำการศึกษาโดยใช้ข้อมูลที่วัดด้วย ozonesonde จากสถานีทางตอนใต้ของอินเดีย ผลการศึกษาพบว่าปริมาณรังสีอาทิตย์มีผลต่อโปรไฟล์ของโอโซน

Hartogh และคณะ (2011) ทำการวัดโอโซนที่ระดับความสูง 40 และ 60 km โดยใช้เทคนิคทางไมโครเวฟที่เมือง Lindau ประเทศเยอรมัน ผลการวิเคราะห์ข้อมูลพบว่าความหนาแน่นของโอโซนที่ส่วนบนของชั้นสตราโตสเฟียร์ที่ระดับความสูง 40 km มีค่าลดลงอย่างมาก ขณะที่ระดับความสูง 60 km โอโซนมีความหนาแน่นลดลงเพียงเล็กน้อย

Ma และคณะ (2011) ได้ทำการตรวจวัดโปรไฟล์ของโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนล่าง (0–1,000 เมตร) ในช่วงฤดูใบไม้ร่วงปี 2008 ที่สถานี Nanjiao และสถานี Shangdianzi ในกรุงปักกิ่ง ผลจากการตรวจวัดพบว่าความเข้มข้นโอโซนสูงสุดที่พื้นผิวเกิดจากอิทธิพลของกระแสลม กล่าวคือ กระแสลมตะวันตกเฉียงเหนือทำให้เกิดการแพร่กระจายของมลพิษรอบกรุงปักกิ่ง ในขณะที่กระแสลมตะวันตกเฉียงใต้จะพัดพามวลอากาศที่มีความเข้มข้นโอโซนสูงเข้ามายังกรุงปักกิ่ง นอกจากนี้ยังพบว่าความแตกต่างของชนิดลมเฉือน (ความเร็วลมและทิศทางลม) ยังเป็นเหตุให้เกิดการสะสมโอโซนและการลดลงของโอโซนใน wind shear layer อีกด้วย

Ojha และคณะ (2014) ได้ทำการตรวจวัดโปรไฟล์ของโอโซนด้วย ozonsonde ที่สถานี Nainital ประเทศอินเดียเป็นเวลา 1 ปี ผลจากการตรวจวัดพบว่า ความเข้มข้นโอโซนในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนล่างจะมีค่าสูงประมาณ 96 ppbv ในช่วงฤดูใบไม้ผลิ ซึ่งเป็นผลมาจากปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัล และการเผาไหม้ชีวมวล (biomass burning) ในขณะที่การเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลางและตอนบนถูกควบคุมด้วยกระบวนการทางพลศาสตร์ และการเคลื่อนตัวลงมาของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ (stratospheric intrusion)

จากการศึกษางานวิจัยด้านโอโซนที่ผ่านมาจะเห็นว่า ส่วนใหญ่เป็นการศึกษาในเขตขั้วโลกและเขตละติจูดกลาง การศึกษาในเขตศูนย์สูตรยังมีอยู่น้อยมาก ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงเสนอที่จะทำการศึกษาปริมาณโอโซนในประเทศไทย โดยใช้เครื่องวัดภาคพื้นดิน การปล่อยบัลลูน และการใช้ข้อมูลดาวเทียม เพื่อให้ได้องค์ความรู้เกี่ยวกับสภาวะโอโซนในบรรยากาศของประเทศไทย สำหรับสนับสนุนมาตรการด้านการบริหารจัดการการใช้สารเคมีที่ทำลายบรรยากาศชั้นโอโซนในอุตสาหกรรมตาม Montreal Protocol ซึ่งประเทศไทยร่วมลงนาม นอกจากนี้องค์ความรู้ที่ได้จะเป็นประโยชน์ต่อการวิจัยด้านบรรยากาศและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศต่อไป

บทที่ 3
วิธีวิจัยและผล

งานวิจัยนี้แบ่งได้เป็น 3 ส่วน ได้แก่ 1) การศึกษาปริมาณโอโซนจากข้อมูลภาคพื้นดิน 2) การศึกษาปริมาณโอโซนจากข้อมูลดาวเทียม และ 3) การวิเคราะห์โอโซนสำหรับกรณีศึกษาที่กรุงเทพฯ โดยรายละเอียดของแต่ละส่วนมีดังนี้

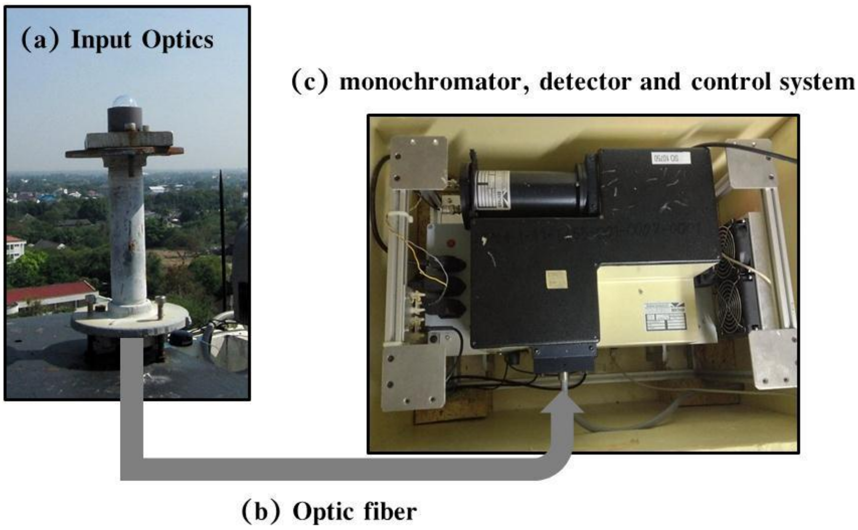
3.1 การศึกษาปริมาณโอโซนจากข้อมูลภาคพื้นดิน

ในงานนี้ ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาปริมาณโอโซนของประเทศไทยจากข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ได้จากเครื่องมือวัดภาคพื้นดินโดยอาศัยแนวคิดของ Dobson (1931) ซึ่งได้เสนอวิธีการคำนวณค่าปริมาณโอโซนจากสัดส่วนความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ 2 ความยาวคลื่น ซึ่งถูกโอโซนดูดกลืนด้วยค่าการดูดกลืนที่แตกต่างกัน เนื่องจากรังสีอาทิตย์ที่ถูกโอโซนดูดกลืนจะมีเพียงบางช่วงคลื่น (220-340 nm) ดังนั้นจึงต้องมีการเลือกคู่คลื่นที่เหมาะสม โดยคู่คลื่นที่เหมาะสมนั้นต้องมีความยาวคลื่นหนึ่งที่ถูกโอโซนดูดกลืนไว้ได้สูงสุด ขณะที่อีกความยาวคลื่นหนึ่งจะไม่ถูกโอโซนดูดกลืนหรือถูกดูดกลืนน้อยมาก

สำหรับงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยใช้ข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ได้จากสถานีวัดภาคพื้นดินจำนวน 5 สถานีได้แก่ สถานีนครปฐม สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีกรุงเทพฯ และสถานีสงขลา โดยรายละเอียดของตำแหน่งสถานี เครื่องมือที่ใช้ และกระบวนการหาปริมาณโอโซน มีดังนี้

3.1.1 สถานีนครปฐม

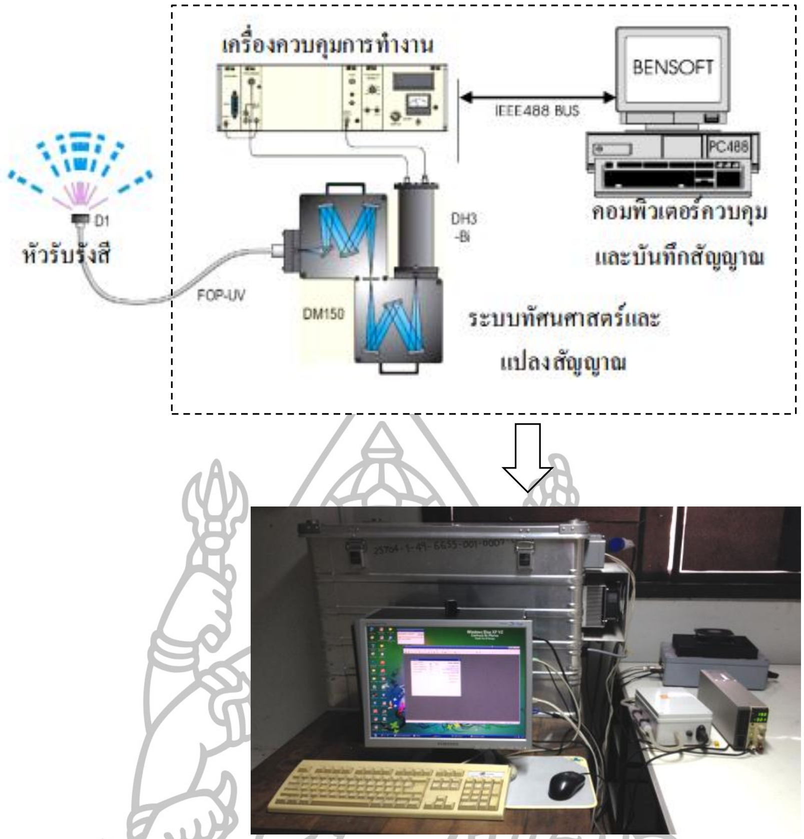
ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยใช้ข้อมูลจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต (Solar UV spectro-radiometer) รุ่น DMc150 ผลิตโดยบริษัท Bentham Instrument ซึ่งติดตั้งที่สถานีนครปฐม (13.82°N, 100.04°E) โดยเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตสามารถวัดรังสีอัลตราไวโอเลตในช่วงความยาวคลื่น 260-420 nm มีความกว้างของช่องสัญญาณ 1 nm เครื่องวัดดังกล่าวจะประกอบด้วย หัวรับรังสี สายใยแก้วนำแสง (Optic fiber) monochromator เครื่องตรวจจับสัญญาณ (detector) และระบบควบคุม (control system) แสดงดังรูปที่ 3.1



รูปที่ 3.1 ส่วนประกอบของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต รุ่น DMc150 ผลิตโดยบริษัท Bentham Instrument ซึ่งติดตั้งไว้บนดาดฟ้าชั้น 10 อาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82°N, 100.04°E)

เครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตจะรับรังสีที่ตกกระทบบนหัวรับรังสี (รูปที่ 1a) จากนั้นรังสีจะเดินทางผ่านใยแก้วนำแสง (รูปที่ 1b) มาที่ monochromator เพื่อแยกรังสีแต่ละความยาวคลื่นออกมา และวัดจำนวนโฟตอนด้วยอุปกรณ์วัดที่อยู่ภายในกล่องควบคุมอุณหภูมิ ซึ่งมีระบบควบคุมการทำงาน (รูปที่ 1c) จากนั้นจะบันทึกข้อมูลลงในเครื่องคอมพิวเตอร์และประมวลผลข้อมูลโดยใช้โปรแกรม Benwin+ ที่พัฒนาโดยบริษัท Bentham Instrument แผนภูมิการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตสามารถแสดงได้ดังรูปที่ 3.2 ซึ่งในงานนี้ ผู้วิจัยได้ทำการตั้งค่าโปรแกรม BenWin+ ให้ทำการวัดทุก 10 นาที เริ่มตั้งแต่เวลา 05.00–19.00 น.

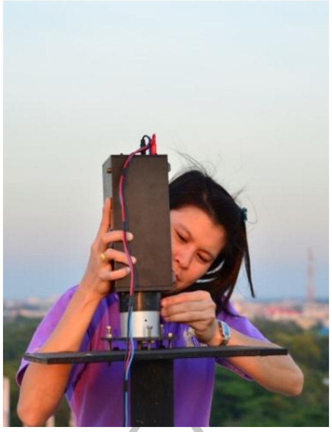
มหาวิทยาลัยศิลปากร



รูปที่ 3.2 แผนภูมิแสดงการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต รุ่น DMc150

การตรวจวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตจำเป็นต้องทำการตรวจสอบความแม่นยำในการวัดความยาวคลื่น เพื่อให้ได้ข้อมูลวัดที่มีความถูกต้องแม่นยำ ซึ่งควรดำเนินการตรวจสอบเป็นประจำ ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการสอบเทียบความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่นต่างๆ ทุกเดือน โดยเลือกใช้หลอดกำเนิดแสงมาตรฐานชนิดดิวทีเรียม (Deuterium lamp) มาใช้ในการสอบเทียบเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต ซึ่งมีขั้นตอนดังนี้

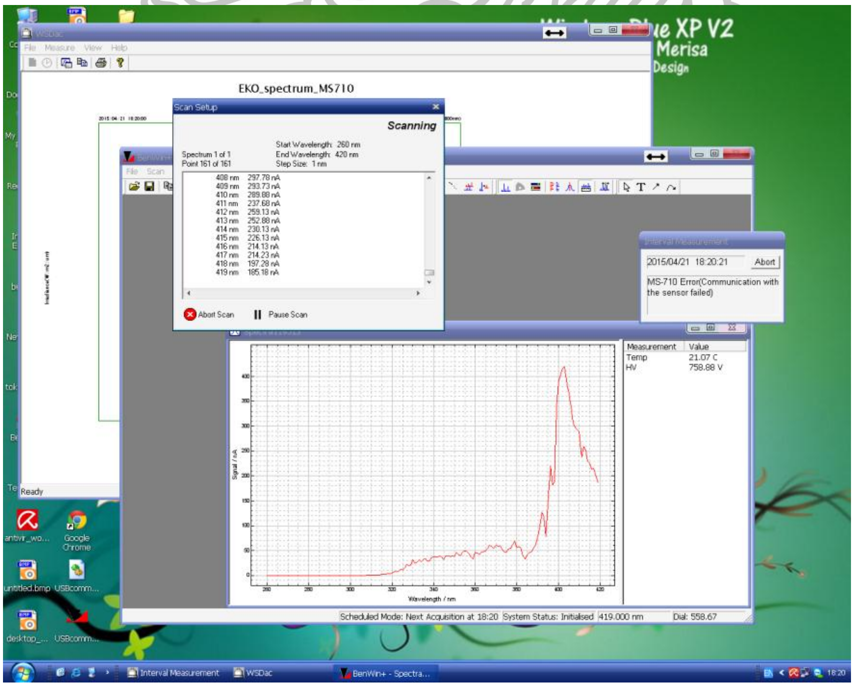
1) นำหลอดกำเนิดแสงมาตรฐานและแหล่งจ่ายกระแสไฟฟ้าขึ้นไปยังตำแหน่งที่ติดตั้งหัวรับรังสี โดยวางไว้จนกระทั่งหลอดกำเนิดแสงมาตรฐานมีอุณหภูมิเท่ากับอุณหภูมิอากาศแวดล้อม จากนั้นนำหลอดกำเนิดแสงมาตรฐานซึ่งต่อกับแหล่งจ่ายไฟฟ้าไปครอบบนหัวรับรังสีของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตและขันน็อตให้แน่น เพื่อยึดให้หลอดกำเนิดแสงให้ติดอยู่กับหัวรับรังสีและป้องกันมิให้แสงจากภายนอกเข้าไปรบกวน ดังแสดงไว้ในรูปที่ 3.3



รูปที่ 3.3 การสอบเทียบเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต

2) เปิดแหล่งจ่ายกระแสไฟฟ้าของหลอดกำเนิดแสงมาตรฐาน

3) ทำการตั้งค่าโปรแกรม BenWin+ ซึ่งติดตั้งไว้ในเครื่องคอมพิวเตอร์โดยเชื่อมต่อกับเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตเพื่อใช้ในการสอบเทียบ โดยเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตจะใช้เวลาในการสอบเทียบประมาณ 2 นาที/รอบ (สอบเทียบประมาณ 8 รอบ/ครั้ง) ข้อมูลที่ได้เป็นค่าสัญญาณกระแสไฟฟ้า (nA) ที่แต่ละความยาวคลื่น (260-420 nm) ดังแสดงไว้ในรูปที่ 3.4



รูปที่ 3.4 หน้าจอแสดงผลของโปรแกรม BenWin+ สำหรับควบคุมการทำงานของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต

ค่าที่ได้จากการสอบเทียบความยาวคลื่นของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตจะถูกบันทึกและเก็บไว้ในไฟล์ตระกูล .ben ซึ่งสามารถนำไปใช้หาค่า sensitivity ได้ดังสมการ

$$R_\lambda = \frac{V_\lambda}{E_\lambda} \tag{3.1}$$

โดยที่ E_λ เป็นค่าสเปกตรัมรังสี UV ของหลอดกำเนิดแสงมาตรฐาน (mW/m2·nm)

V_λ เป็นค่าสัญญาณกระแสไฟฟ้าที่แต่ละความยาวคลื่นที่ได้จากการวัด (nA)

R_λ เป็นค่า sensitivity ที่แต่ละความยาวคลื่น (nA/(mW/m2·nm))

ในที่นี้จะยกตัวอย่างการหาค่า sensitivity ที่ได้จากการสอบเทียบความยาวคลื่นในเดือนมีนาคม 2015 (รูปที่ 3.5) ของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต โดยค่าสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตแต่ละความยาวคลื่นของหลอดกำเนิดแสงมาตรฐานจะได้จากผลการสอบเทียบหลอดกำเนิดแสงมาตรฐานที่ส่งไปสอบเทียบยังต่างประเทศซึ่งเก็บไว้ในไฟล์ตระกูล .bcf

Wavelength	**Irradiance**	signal (nA)									sensitivity
(nm)	**(mW m-2 nm-1)**	1	2	3	4	5	6	7	8	avg	nA/(mW m-2 nm-1)
260	2.208274866	2.2458	2.203	2.2799	2.3165	2.228	2.223	2.2707	2.2491	2.252	1.019794924
261	2.184099368	2.3778	2.3185	2.4699	2.2995	2.3165	2.295	2.3847	2.3691	2.3539	1.077726835
262	2.15212468	2.5003	2.434	2.4074	2.4225	2.35	2.4805	2.4452	2.4946	2.4418	1.134599693
263	2.113458701	2.6123	2.5785	2.5379	2.5995	2.567	2.5105	2.4697	2.5111	2.5483	1.205748661
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
398	0.433189225	4.8563	4.8685	4.8239	4.8295	4.7995	4.789	4.8322	4.7856	4.8231	11.13381802
399	0.423639143	5.3538	5.41	5.3174	5.3575	5.416	5.363	5.3547	5.3171	5.3612	12.65505111
400	0.409689744	5.4253	5.4075	5.4054	5.488	5.52	5.48	5.4212	5.4531	5.4501	13.30287146

รูปที่ 3.5 ตัวอย่างค่า sensitivity ที่แต่ละความยาวคลื่น ซึ่งคำนวณได้จากการสอบเทียบเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตในเดือนมีนาคม 2015

ค่า sensitivity ที่แต่ละความยาวคลื่นที่ได้จากการสอบเทียบความยาวคลื่นด้วยหลอดกำเนิดแสงมาตรฐานในแต่ละเดือนสามารถนำไปคำนวณค่าสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต โดยใช้จากค่าสัญญาณกระแสไฟฟ้าที่ได้จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต ดังสมการ

$$I_{\lambda} = \frac{V_{\lambda}}{R_{\lambda}} \qquad (3.2)$$

โดยที่ I_{λ} เป็นค่าสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต (mW/m2·nm)

V_{λ} เป็นค่าสัญญาณกระแสไฟฟ้าแต่ละความยาวคลื่นที่ได้จากการวัด (nA)

R_{λ} เป็นค่า sensitivity ที่แต่ละความยาวคลื่น ซึ่งได้จากการสอบเทียบด้วยหลอดกำเนิดแสงมาตรฐาน (nA/(mW/m2·nm))

จากนั้นผู้วิจัยจะนำข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตในช่วงปี 2010-2015 มาคำนวณหาปริมาณโอโซนรวม โดยใช้เทคนิคการหาปริมาณโอโซนจาก look up table ที่ได้จากแบบจำลองการถ่ายเทรังสีในบรรยากาศ UVSPEC (Radiative Transfer Model UVSPEC/libRadtran) ซึ่งในการหาปริมาณโอโซนจากเทคนิคดังกล่าวจำเป็นต้องทราบค่าตัวแปรต่างๆ ดังนี้

1) ค่าอัตราส่วนระหว่างความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ 2 ความยาวคลื่น (N-value) ที่ได้จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต ในที่นี้เราจะเลือกใช้ข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่น 305 และ 340 nm (WMO, 2008a) มาใช้ในการคำนวณค่า N ดังสมการ

$$N = \frac{I_{340}}{I_{305}} \qquad (3.3)$$

โดยที่ I_{305} เป็นค่าความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่น 305 nm ที่ได้จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต (mW/m2·nm)

I_{305} เป็นค่าความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่น 340 nm ที่ได้จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต (mW/m2·nm)

2) ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth) ที่ความยาวคลื่น 340 nm (AOD_{340}) ซึ่งได้จากการวัดด้วยเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer) รุ่น CE-318 ที่ผลิตโดยบริษัท Cimel เครื่องวัดดังกล่าวถูกติดตั้งไว้ที่สถานีนครปฐมเช่นเดียวกัน (รูปที่ 3.6) โดยค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 nm มีผลต่อการลดทอนรังสีอาทิตย์ในช่วงรังสีอัลตราไวโอเลต (Iqbal, 1983)

รูปที่ 3.6 เครื่องซันโฟโตมิเตอร์ (sunphotometer) รุ่น CE-318 ผลิตโดยบริษัท Cimel ซึ่งติดตั้งไว้บนดาดฟ้าชั้น 10 อาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82°N, 100.04°E)

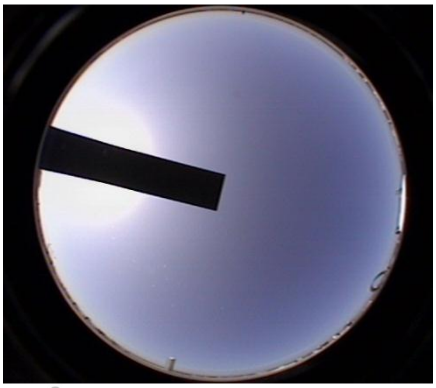
3) ค่ามุมเซนิธของดวงอาทิตย์ (solar zenith angle; SZA) แต่ละชั่วโมงที่ตำแหน่งสถานีนครปฐม ซึ่งเป็นค่าที่ได้จากการคำนวณ (Iqbal, 1983)

4) ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของพื้นผิวโลก (surface albedo; A_g) ที่ตำแหน่งสถานีนครปฐม ค่าดังกล่าวเป็นค่าที่ได้จากการวัดภาคพื้นดิน (สุมามาลย์ บรรเทิง, 2548)

5) ค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิงครั้งแรกของฝุ่นละออง (single scattering albedo; SSA) ซึ่งได้จากการวัดด้วยเครื่องซันโฟโตมิเตอร์ที่ติดตั้งไว้ที่สถานีนครปฐม (รูปที่ 3.6)

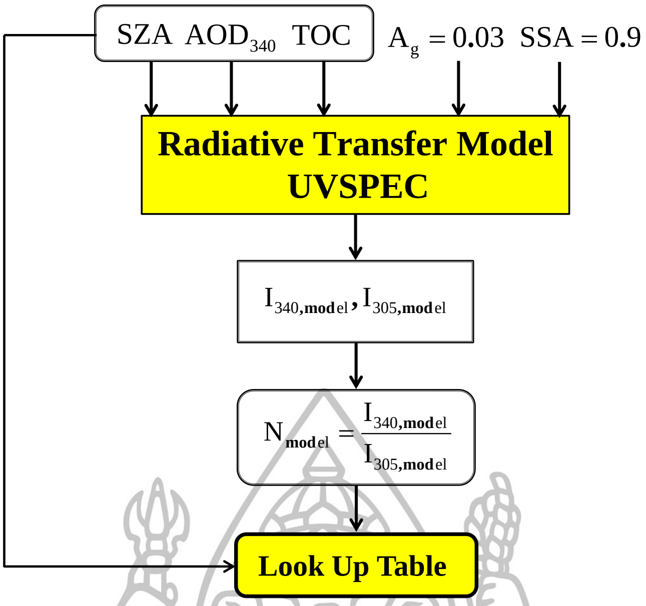
เนื่องจากแบบจำลอง UVSPEC ที่ใช้ในการคำนวณหาค่าปริมาณโอโซนสามารถใช้หาค่าได้เฉพาะช่วงเวลาที่ปราศจากเมฆเท่านั้น ดังนั้นในงานนี้ ผู้วิจัยจึงเลือกชั่วโมงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (1 มกราคม 2010-31 ธันวาคม 2015) จากภาพถ่ายท้องฟ้าที่วัดด้วยเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky view) รุ่น PSV-100 ผลิตโดยบริษัท Prede ประเทศญี่ปุ่น ซึ่งติดตั้งไว้ที่ดาดฟ้าอาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (รูปที่ 3.7a) โดยเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าจะทำการถ่ายภาพทุก 5 นาที แล้วบันทึกลงในเครื่องคอมพิวเตอร์ ตัวอย่างข้อมูลภาพถ่ายท้องฟ้าที่ปราศจากเมฆ ในวันที่ 11 กรกฎาคม 2015 เวลา 09.30 น. แสดงไว้ในรูปที่3.7b

(a)


(b)

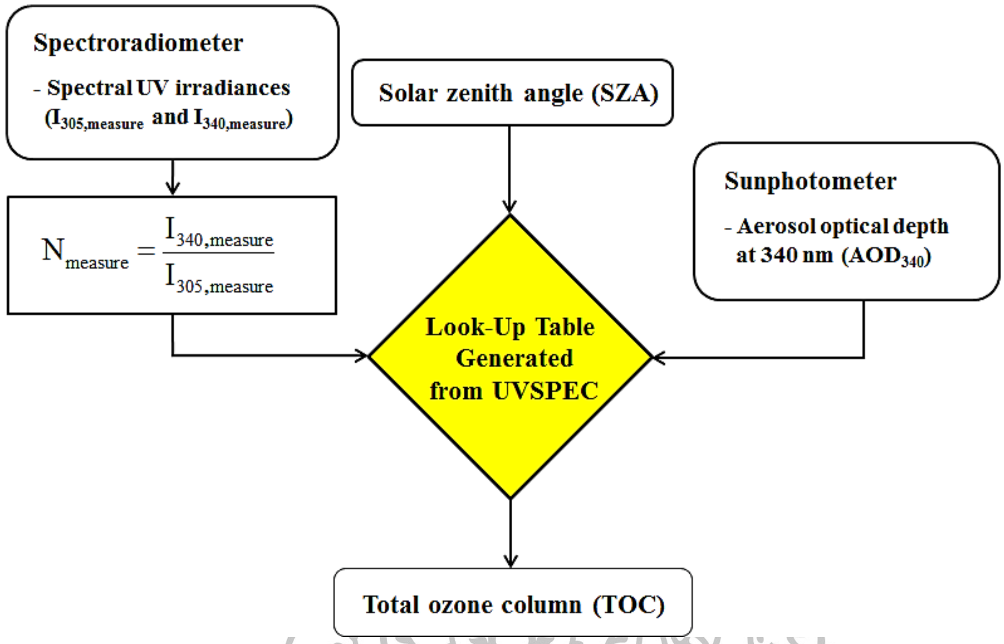
รูปที่ 3.7 (a) เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า รุ่น PSV-100 ผลิตโดยบริษัท Prede ซึ่งติดตั้งบนดาดฟ้าชั้น 10 อาคารวิทยาศาสตร์ 1 คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82°N, 100.04°E) และ (b) ภาพถ่ายท้องฟ้ากรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆในวันที่ 11 กรกฎาคม 2015 เวลา 09.30 น

เมื่อได้ค่าต่างๆ ที่ต้องใช้ในแบบจำลองแล้ว ผู้วิจัยจะทำการเลือกช่วงของข้อมูลอินพุท (input) ของตัวแปรที่มีผลต่อค่าความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลต สำหรับป้อนเข้าไปในแบบจำลองการถ่ายเทรังสีในบรรยา-กาศ UVSPEC เพื่อสร้างเป็น look up table ได้แก่ มุมเซนิธของดวงอาทิตย์ (SZA) มีค่าอยู่ในช่วง 0°-70° ปริมาณโอโซนรวม (TOC) มีค่าระหว่าง 200-400 DU ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 340 nm (AOD_{340}) ซึ่งมีการแปรค่ารายวัน (0.05-4.75) สัมประสิทธิ์การสะท้อนของพื้นผิวโลก (surface albedo; A_g) มีค่าเท่ากับ 0.03 และค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิงครั้งแรกของฝุ่นละออง (single scattering albedo; SSA) ซึ่งมีค่าเฉลี่ยรายปีเท่ากับ 0.9 ดังแสดงในแผนภูมิรูปที่ 3.8 โดยเอาท์พุทที่ออกมาจะอยู่ในรูป look up table ที่ประกอบด้วยตัวแปรอินพุทและค่า N

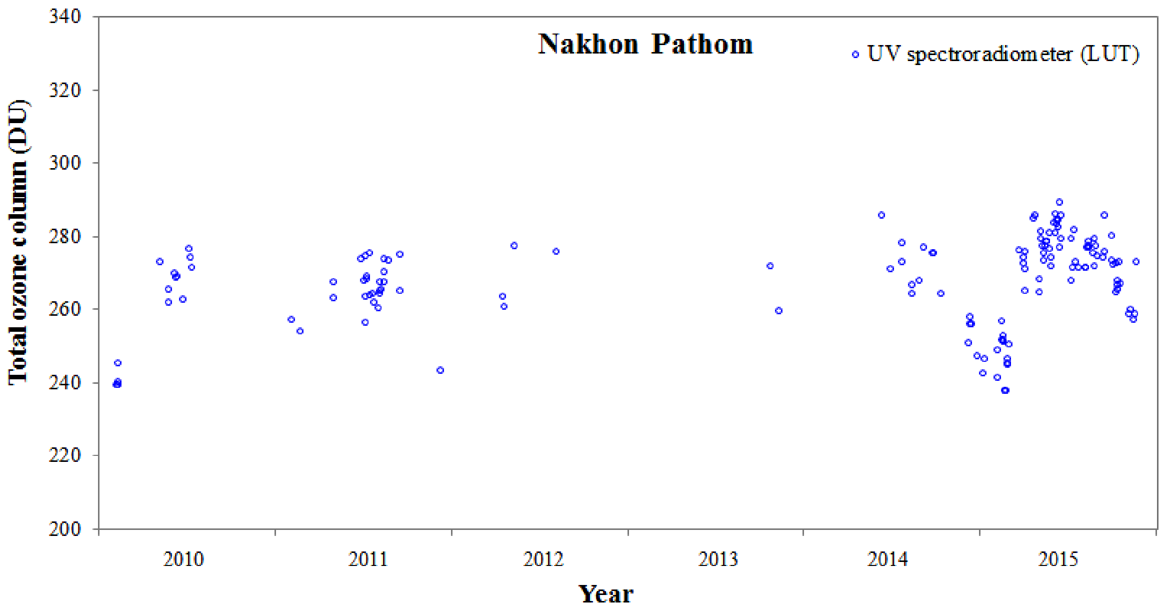


รูปที่ 3.8 ไดอะแกรมของ look up table ที่ได้จากโปรแกรม UVSPEC สำหรับคำนวณหาปริมาณโอโซนจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต

ในการหาปริมาณโอโซนรวม ผู้วิจัยจะนำค่า N ที่ได้จากสมการ (3.3) ซึ่งได้จากข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่น 305 และ 340 nm ของเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตที่แต่ละค่าของมุม SZA และ AOD_{340} เฉพาะในชั่วโมงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ มาเปรียบเทียบกับ look up table ถ้าค่า N ทั้งสองมีค่าเท่ากัน (มีความคลาดเคลื่อนน้อยกว่าหรือเท่ากับ 1%) ก็จะได้ค่าปริมาณโอโซนรวมที่แท้จริงในวันและเวลานั้นออกมา (รูปที่ 3.9) ปริมาณโอโซนรวมที่ได้ในวันนั้นๆ จะมีหลายค่า ดังนั้นผู้วิจัยได้ทำการเฉลี่ยเป็นค่าปริมาณโอโซนรวมรายวัน ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.10



รูปที่ 3.9 กระบวนการหาปริมาณโอโซนรวมจากการเปรียบเทียบค่า N จาก look up table กับค่า N ที่ได้จากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต



รูปที่ 3.10 ปริมาณโอโซนรวมที่คำนวณได้จากข้อมูลการวัดจากเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต ระหว่างปี 2010-2015 เฉพาะกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆ ณ สถานีนครปฐม

จากกราฟ จะสังเกตว่าข้อมูลปริมาณโอโซนรวมจะสามารถหาได้เฉพาะในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆเท่านั้นจึงทำให้มีข้อมูลค่อนข้างจำกัด ประกอบกับข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตที่ได้จากเครื่องวัด

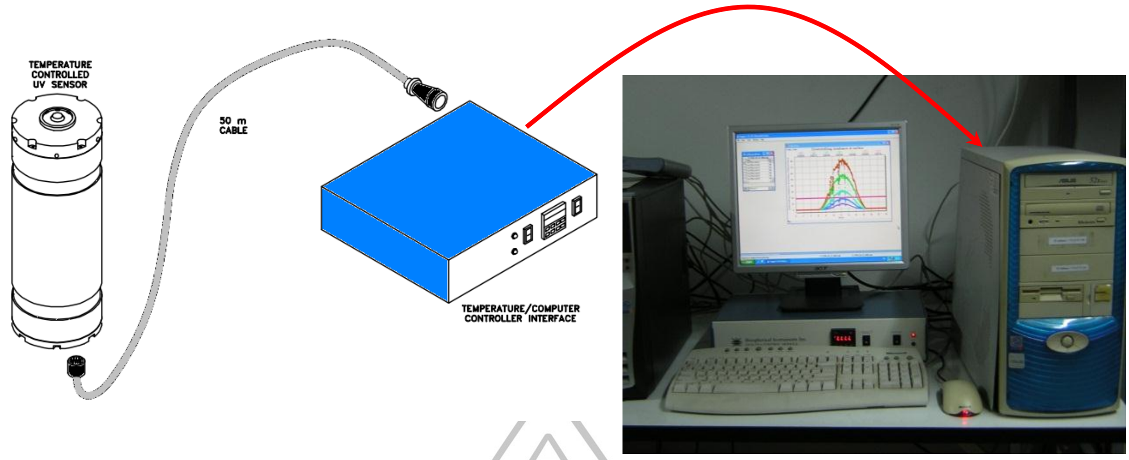
สเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตในช่วงวันที่ 1 ตุลาคม 2012-13 มิถุนายน 2013 ขาดหายไปเนื่องจากระบบควบคุมการทำงานของเครื่องวัดมีปัญหา อย่างไรก็ตาม จากข้อมูลในปี 2015 จะเห็นการแปรค่าตามฤดูกาลของปริมาณโอโซนรวม โดยปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำในช่วงต้นปี (มกราคม-กุมภาพันธ์) และค่าจะค่อยๆ เพิ่มสูงขึ้นในช่วงกลางปี (เมษายน-ตุลาคม) จากนั้นจะมีค่าลดต่ำลงจนถึงค่าต่ำสุดในช่วงปลายปี (ธันวาคม)

3.1.2 สถานีเชียงใหม่

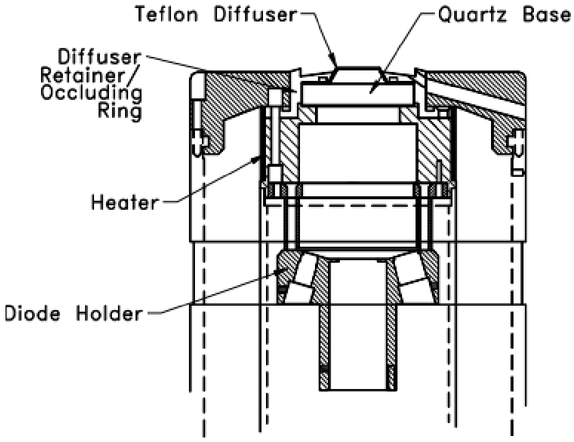
ในงานนี้ ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลต ซึ่งวัดด้วยเครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเลตแบบหลายช่องสัญญาณ (Ground-based Ultraviolet Radiometer) รุ่น GUV-2511 ผลิตโดยบริษัท Biospherical Instrument ที่มีช่องสัญญาณรังสีอัลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่น 305 313 320 340 380 และ 395 nm ซึ่งมีความกว้างของแต่ละช่องสัญญาณเท่ากับ 10 nm (Full Width Half Maximum) โดยเครื่องวัดดังกล่าวติดตั้งไว้ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ (18.78°N, 98.98°E) (ดังรูปที่ 3.11)

รูปที่ 3.11 เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเลตแบบหลายช่องสัญญาณ รุ่น GUV-2511 ผลิตโดยบริษัท Biospherical Instrument GUV-2511 ซึ่งติดตั้งที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ (18.78°N, 98.98°E)

เครื่องวัด GUV-2511 ประกอบด้วย หัววัด และ Temperature/computer controller interface โดย controller interface จะต่อเข้ากับเครื่องคอมพิวเตอร์ ซึ่งมีโปรแกรมควบคุมการทำงานและการบันทึกข้อมูลของเครื่องดังรูปที่ 3.12 สำหรับส่วนที่เป็นหัวรับรังสีอาทิตย์จะแสดงได้ดังรูปที่ 3.13



รูปที่ 3.12 ส่วนประกอบของเครื่องวัด GUV-2511 โดย controller interface จะต่อเข้ากับเครื่องคอมพิวเตอร์ซึ่งติดตั้งโปรแกรมควบคุมการทำงานของเครื่องมือ



รูปที่ 3.13 ลักษณะภายในของเครื่องวัด GUV-2511

ในงานนี้ ผู้วิจัยได้ดำเนินการซ่อมบำรุงและตรวจสอบการทำงานของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีเชียงใหม่ ในวันที่ 12 พฤษภาคม และ 9 กันยายน 2558 โดยมีขั้นตอนต่อไปนี้

1. ทำการวัดระดับน้ำของเครื่องวัด GUV-2511 โดยให้วางตัวในระนาบในแนวระดับ (horizontal plane) แสดงได้ดังรูปที่ 3.14

รูปที่ 3.14 การตรวจวัดระดับน้ำของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีเชียงใหม่เมื่อวันที่ 12 พฤษภาคม 2015

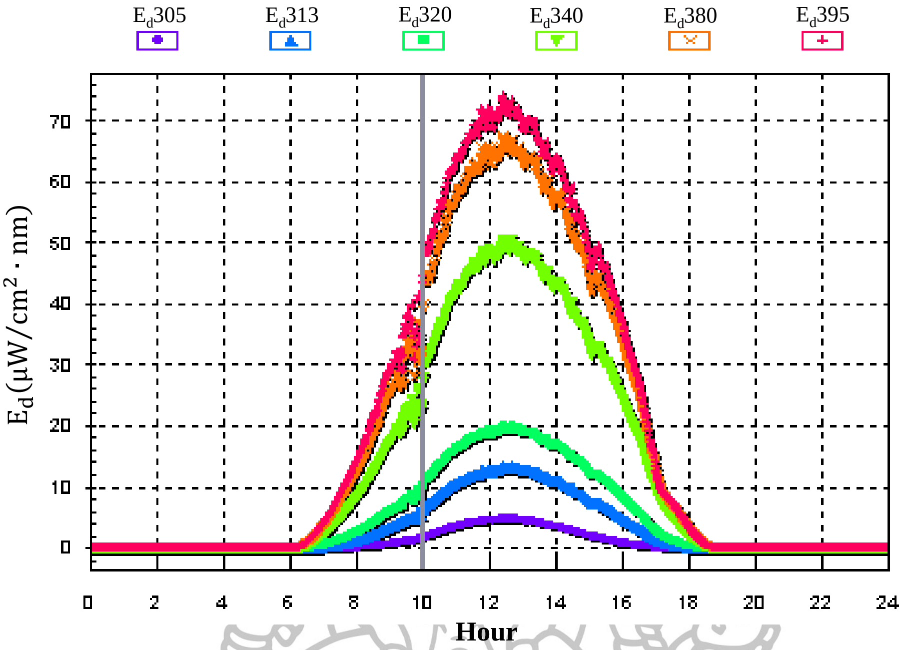
2. ทำความสะอาดหัววัดรังสีอัลตราไวโอเลตของเครื่องวัด GUV-2511 ดังรูปที่ 3.15

รูปที่ 3.15 การเช็ดทำความสะอาดหัววัดรังสีของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีเชียงใหม่เมื่อวันที่ 12 พฤษภาคม 2015

3. ตรวจสอบการทำงานของเครื่องวัด GUV-2511 Temperature/computer controller interface และเครื่องคอมพิวเตอร์ (รูปที่ 3.16) จากผลการตรวจสอบพบว่า การทำงานของเครื่องวัดดังกล่าวมีความปกติดี และมีประสิทธิภาพเพียงพอสำหรับใช้ในการวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลต

รูปที่ 3.16 การตรวจสอบการทำงานของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีเชียงใหม่เมื่อวันที่ 9 กันยายน 2015

ในการตรวจวัด ผู้วิจัยได้ทำการตั้งโปรแกรมเพื่อทำการแปลงค่าศักย์ไฟฟ้าเป็นค่าความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลต โดยโปรแกรมดังกล่าวจะกำหนดให้คอมพิวเตอร์รับสัญญาณจากเครื่องวัดตลอด 24 ชั่วโมง และเก็บข้อมูลทุก 1 วินาที จากนั้นจะนำมาหาค่าเฉลี่ยทุก 1 นาที แล้วบันทึกค่าเฉลี่ยลงในไฟล์ Microsoft access database หรือไฟล์ตระกูล .MDB ซึ่งในงานนี้ ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลความเข้มรังสีอัลตรา-ไวโอเลตที่วัดได้จากสถานีเชียงใหม่ตั้งแต่ปี 2006 ถึง 2010 จากนั้นนำข้อมูลที่รวบรวมได้มาทำการตรวจสอบและควบคุมคุณภาพของข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลต เนื่องจากข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ได้จากเครื่องวัด GUV-2511 อาจมีความผิดพลาดเกิดขึ้นได้จากสาเหตุต่างๆ เช่น การตั้งค่าการรับสัญญาณไม่ถูกต้อง การบันทึก หรือการผิดพลาดจากอุปกรณ์การวัด ซึ่งจะส่งผลให้ข้อมูลที่ได้มีความผิดปกติ ดังนั้นจึงจำเป็นต้องตรวจสอบคุณภาพของข้อมูลที่บันทึกได้หรือที่เรียกทั่วไปว่า “การควบคุมคุณภาพข้อมูล” โดยทั่ว-ไปสามารถทำได้ 2 วิธี ได้แก่ การตรวจสอบทั่วไปและการตรวจสอบอย่างละเอียด เพื่อให้ได้ข้อมูลที่มีความถูกต้องในการนำไปวิเคราะห์ โดยการตรวจสอบทั่วไปสามารถดูได้จากการเปลี่ยนแปลงของค่าความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่มีการแสดงผลโดยตรงจากเครื่องคอมพิวเตอร์ (รูปที่ 3.17)



รูปที่ 3.17 ตัวอย่างการแปรค่าตามเวลาในรอบวันของความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลต (E_d) ซึ่งทำการวัดด้วยเครื่องวัดGUV-2511 โดยแสดงผลผ่านหน้าจอคอมพิวเตอร์ที่สถานีเชียงใหม่

การตรวจสอบทั่วไป สามารถทำได้โดยการสังเกตข้อมูลที่ทำการวัดว่าค่าอยู่ในระดับที่ปกติ มีค่าไม่มากเกินไปหรือมีค่าติดลบ สำหรับการควบคุมคุณภาพของข้อมูลอย่างละเอียด ผู้วิจัยจะทำการเปรียบเทียบความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆ ซึ่งได้จากการวัดและความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ได้จากการคำนวณโดยใช้แบบจำลอง UVSPEC (Mayer et al., 1997)

การตรวจสอบคุณภาพของข้อมูลอย่างละเอียด มีขั้นตอนการตรวจสอบดังนี้ ในลำดับแรกผู้วิจัยจะทำการเลือกข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆ จากนั้นจะนำข้อมูลตัวแปรต่างๆ ทางบรรยากาศที่จำเป็นมาใช้เป็นอินพุท (input) ในโปรแกรม UVSPEC ซึ่งทำการวัดในวัน เวลา และสถานีเดียวกันที่สำคัญ ได้แก่ ข้อมูลความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง ข้อมูลปริมาณโอโซน และข้อมูลตำแหน่งดวงอาทิตย์ หลังจากนั้นจะทำการคำนวณความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตด้วยโปรแกรม UVSPEC แล้วนำค่าที่ได้ไปเปรียบเทียบกับค่าที่ได้จากการวัด ถ้าค่าที่ได้จากการคำนวณมีค่าใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการวัด แสดงว่าข้อมูลจากการวัดมีความละเอียดถูกต้องในเกณฑ์ที่ยอมรับได้ ในกรณีที่มีการตรวจสอบแล้วพบว่าข้อมูลมีความผิดปกติ ผู้วิจัยจะทำการตัดข้อมูลนั้นออกไม่นำมาใช้ในงานนี้

เนื่องจากเครื่องวัด GUV-2511 ติดตั้งใช้งานต่อเนื่องกลางแจ้งเป็นเวลานานๆ จะมีการเสื่อมสภาพโดยค่า sensitivity (หรือ responsitivity) ที่ใช้แปลงค่าสัญญาณทางไฟฟ้าให้เป็นค่าความเข้มรังสีอัลตรา-ไวโอเลตจะเปลี่ยนแปลงไปจากเดิม ซึ่งอาจจะเพิ่มขึ้นหรือลดลงก็ได้ ดังนั้นหลังจากที่เครื่องวัดถูกใช้งานไปแล้วจะต้องทำการสอบเทียบเป็นระยะๆ เพื่อจะได้ทำให้ข้อมูลจากการวัดมีความถูกต้องแม่นยำมากขึ้น ผู้วิจัย

ได้ส่งเครื่องวัด GUV-2511 ไปสอบเทียบยังต่างประเทศ ซึ่งหลังผ่านการสอบเทียบจากต่างประเทศ ผู้วิจัยจะได้ใบรายงานผลการสอบเทียบ (certificate) ของหัววัด (รูปที่ 3.18) โดยใบรายงานผลการสอบเทียบนี้จะให้ sensitivity ของแต่ละช่องสัญญาณของหัววัดรังสีค่าใหม่ เพื่อนำมาใช้ในการแปลงค่าสัญญาณไฟฟ้าเป็นค่าความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่วัดได้จากเครื่องวัด GUV-2511

Biospherical Instruments Inc.

System Calibration Certificate

THE INSTRUMENTS REFERENCED BELOW WERE FACTORY TESTED AND CALIBRATED BY

BIOSPHERICAL INSTRUMENTS INC.
5340 Riley Street
San Diego, California 92110 USA

Instruments: GUV-2511 No 25111207134

Optical Calibrations:

NIST Traceability. For wavelengths longer than 313 nm, the specific instruments cited here were calibrated using a 1000W FEL **V-034(3/7/12)** following procedures and standards traceable to NIST Standard of Spectral Irradiance **F616**. Traceability paths and all procedures for all calibrated lamps and associated apparatus (shunts, power supplies, DMMs, etc) are maintained following calibration methodologies per National Bureau of Standards (US) (NBS) Special Publication 250-20 Spectral Irradiance Calibrations (1987) and NBS Publication 594–13 Optical Radiation Measurements: The 1973 Scale of Spectral Irradiance (1977).

Solar Calibrations. Lamp calibrations are problematic for solar UV measurements (wavelengths below 320 nm) because the solar spectrum is radically different from the lamp spectrum and changes greatly as a function of wavelength. Solar calibrations are achieved through direct comparison with measurements of a high resolution scanning spectroradiometer in San Diego (SUV-100), which is part of the National Science Foundation's UV Monitoring Network. The SUV-100 instrument has a bandwidth of 1 nm. Calibrated filter radiometer data therefore report spectral irradiance at the channel's nominal wavelengths with a bandwidth of 1 nm. Solar calibrations are typically accurate to within ±10% for solar zenith angles smaller than 75°. At larger solar zenith angles, UV channels have a greater uncertainty due to the rapid change of the solar UV spectrum.

Note that this certificate contains a subset of the information delivered in the calibration database **25111207134v3.mdb**. This database is required for operation of this system using Biospherical Instruments Inc.'s Logger® software.

Biospherical Instruments Inc.

GUV-2511 Calibration Certificate

System Serial Number	25111207134	Date of Calibration	12/8/2014
Calibration database	25111207134v3.mdb	Date of Certificate	12/8/2014
DASSN	0140	Standard of Spectral Irradiance	V-034
Microprocessor Tag Number	2	Operator	TC

Monochromatic Channels	Address	Wavelength [nm]	Responsivity [Amps per μW/(cm²·nm)]	ScaleSmall [Volts per μW/(cm²·nm)]	ScaleMedium [Volts per μW/(cm²·nm)]	ScaleLarge [Volts per μW/(cm²·nm)]	OffsetSmall [volts]	OffsetMedium [volts]	OffsetLarge [volts]	Measurement Units
Ed0305	2	305	1.2900E-10	1.3124E-05	3.8348E-03	1.2943E+00	-4.2200E-04	-4.2000E-04	1.7810E-03	μW/(cm²nm)
Ed0313	6	313	2.6500E-10	2.7074E-05	7.9007E-03	2.6662E+00	-9.8200E-04	-9.8600E-04	-1.4930E-03	μW/(cm²nm)
Ed0320	8	320	2.9409E-10	2.9982E-05	8.7732E-03	2.9477E+00	-1.0300E-04	-9.5000E-05	3.6580E-03	μW/(cm²nm)
Ed0340	10	340	2.1997E-10	2.2463E-05	6.5580E-03	2.2045E+00	-2.5700E-04	-2.5500E-04	2.3800E-03	μW/(cm²nm)
Ed0380	12	380	6.9226E-11	7.0538E-06	2.0623E-03	6.5123E-01	2.1000E-05	2.9000E-05	4.9640E-03	μW/(cm²nm)
Ed0395	13	395	3.5847E-10	3.6722E-05	1.0679E-02	3.6112E+00	-2.0100E-04	-1.9300E-04	3.6920E-03	μW/(cm²nm)

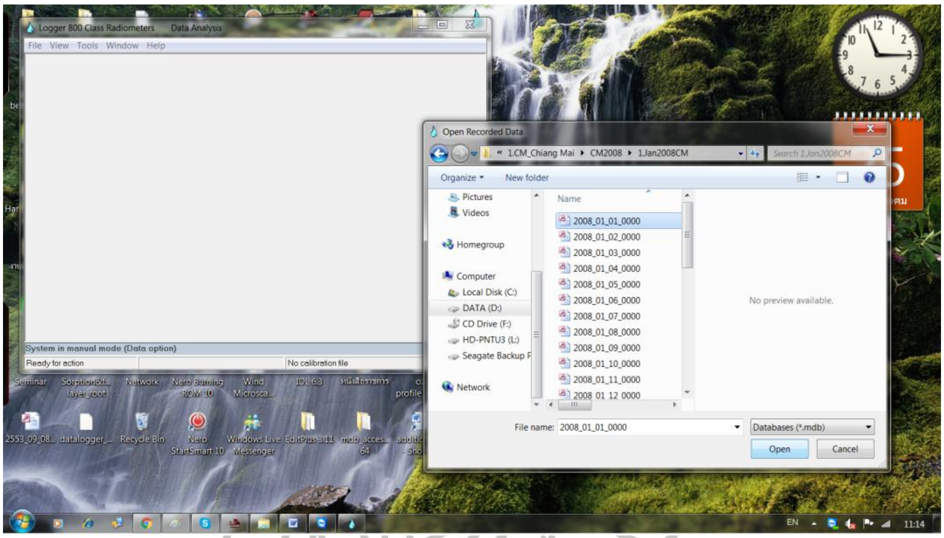
Broadband Channels	Address	Wavelength [nm]	Responsivity [Amps per μE/(cm²·s)]	ScaleSmall [Volts per μE/(cm²·s)]	ScaleMedium [Volts per μE/(cm²·s)]	ScaleLarge [Volts per μE/(cm²·s)]	OffsetSmall [volts]	OffsetMedium [volts]	OffsetLarge [volts]	Measurement Units
Ed0PAR	18	400-700	2.5543E-05	2.6027E+00	7.6319E+02	2.5857E+05	7.0000E-06	1.1000E-05	4.1760E-03	μE/(cm²sec)

Auxilliary Channels	Address	Wavelength	Responsivity	ScaleS	ScaleM	ScaleL	OffsetS	OffsetM	OffsetL	Measurement Units
Ed0Temp	22	0	1	0.01	0.01	0.01	0	0	0	°C
Ed0Vin	27	0	1	-0.25	-0.25	-0.25	0	0	0	V

รูปที่ 3.18 ตัวอย่างใบรายงานผลการสอบเทียบ (certificate) ของเครื่องวัด GUV-2511 serial number: 25111207134 ที่ส่งไปสอบเทียบต่างประเทศ

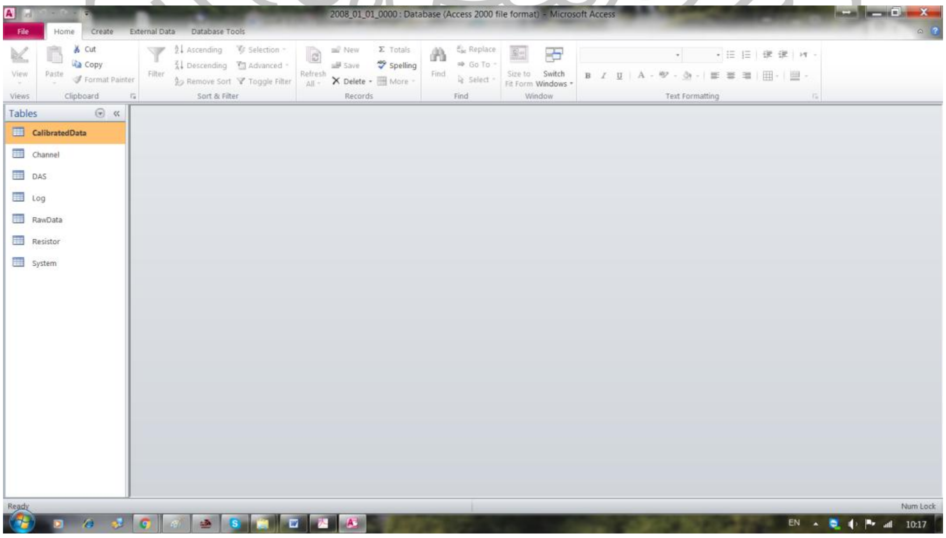
ในด้านข้อมูลรังสีอัลตราไวโอเลตที่บันทึกลงในไฟล์ Microsoft access database หรือไฟล์ตระกูล .MDB ผู้วิจัยจะทำการแปลงข้อมูลให้เป็นไฟล์ Microsoft Excel จากเครื่องวัด GUV-2511 โดยใช้โปรแกรม Logger ซึ่งมีขั้นตอนการแปลงดังนี้

1) เลือกเปิดไฟล์ตระกูล .MDB ที่ต้องการใช้งาน โดยใช้โปรแกรม Logger



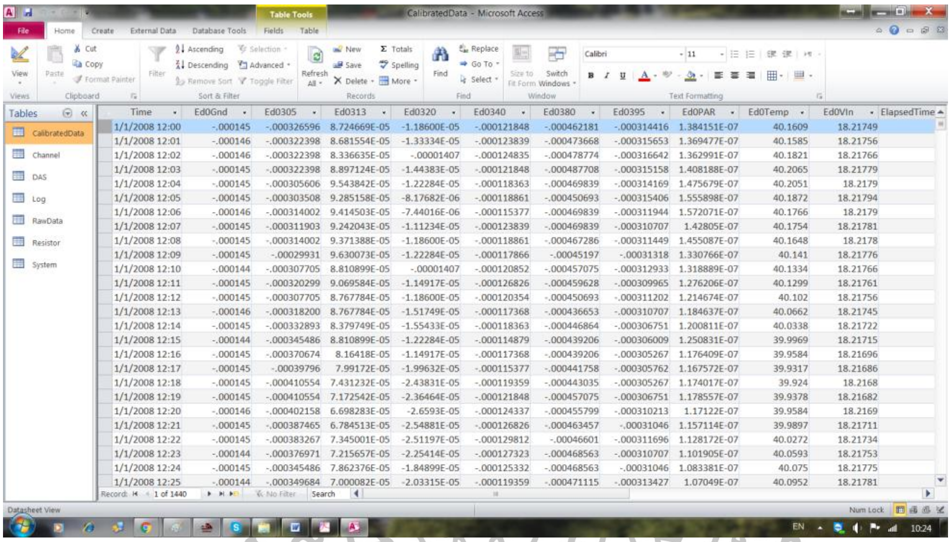
รูปที่ 3.19 การเปิดไฟล์ .MDB ที่ต้องการใช้งานด้วยโปรแกรม Logger

2) เลือกเปิดไฟล์ตระกูล .MBD ที่ผ่านการเปิดไฟล์ด้วยโปรแกรม Logger ซึ่งจะปรากฏผลดังแสดงไว้ในรูปที่ 3.20



รูปที่ 3.20 เปิดไฟล์ตระกูล .MBD จากเครื่องวัด GUV-2511 ที่ผ่านการเปิดไฟล์ด้วยโปรแกรม Logger

3) เลือกตัวเลือกจาก Table ⟶ CalibratedData จากนั้นจะปรากฏข้อมูลดังแสดงในรูปที่ 3.21



รูปที่ 3.21 ตัวอย่างข้อมูลที่ได้จากการเลือก Table ที่เป็น CalibratedData

ข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ได้เป็นแบบรายนาที ผู้วิจัยทำการเฉลี่ยเป็นข้อมูลรายชั่วโมง จากนั้นนำข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตมาคำนวณหาปริมาณโอโซนรวม โดยในงานนี้ ผู้วิจัยได้เลือกใช้วิธีการของ Dahlback (1996) ซึ่งเป็นวิธีการหาปริมาณโอโซนรวมจากความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตเพียงบางช่องสัญญาณ วิธีการดังกล่าวเป็นการเปรียบเทียบความแตกต่างระหว่าง 2 ความยาวคลื่นที่มีความยาวคลื่นใกล้เคียงกัน แต่มีการดูดกลืนโอโซนที่แตกต่างกัน โดยกำหนดให้ช่องสัญญาณหนึ่งอยู่ในช่วงรังสีอัลตรา-ไวโอเลตบี (มีความไวต่อโอโซน) และอีกช่องสัญญาณหนึ่งอยู่ในช่วงรังสีอัลตราไวโอเลตเอ (ไม่มีความไวต่อโอโซน) จากนั้นนำมาเปรียบเทียบในรูปของสัดส่วน ดังสมการ

$$N = V_i / V_j = \left(\sum_{\lambda=0}^{\infty} R_{i\lambda} F_{\lambda} \Big/ \sum_{\lambda=0}^{\infty} R_{j\lambda} F_{\lambda}\right) \tag{3.4}$$

หรือจัดรูปสมการใหม่เป็น

$$N = \frac{I_i}{I_j} = \frac{\sum_{\lambda=0}^{\infty} F_{i\lambda}}{\sum_{\lambda=0}^{\infty} F_{j\lambda}} = \frac{\dfrac{V_i}{\sum_{\lambda=0}^{\infty} R_{i\lambda}}}{\dfrac{V_j}{\sum_{\lambda=0}^{\infty} R_{j\lambda}}} \tag{3.5}$$

เมื่อ N เป็นค่าสัดส่วน (-)

V เป็นค่าความต่างศักย์ไฟฟ้าที่วัดได้จากเครื่องวัด GUV-2511 (Volt)

R เป็นค่า absolute spectral responsivity ของแต่ละช่องสัญญาณของเครื่องวัด GUV-2511 (A/μW/(cm^2·nm))

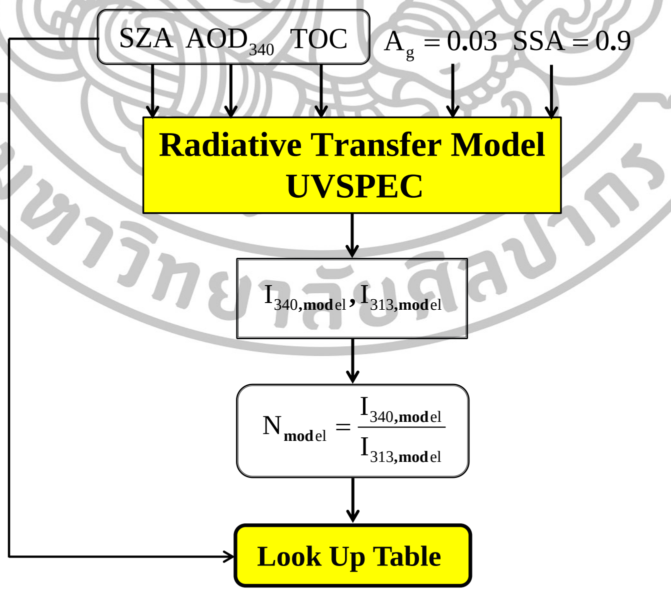
F เป็นค่าสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลต (μW/(cm^2·nm))

I เป็นค่าความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตแต่ละช่องสัญญาณ (mW/m^2)

i และ j เป็นลำดับที่ของช่องสัญญาณของเครื่องวัด GUV-2511 ที่มีการดูดกลืนโอโซนที่แตกต่างกัน

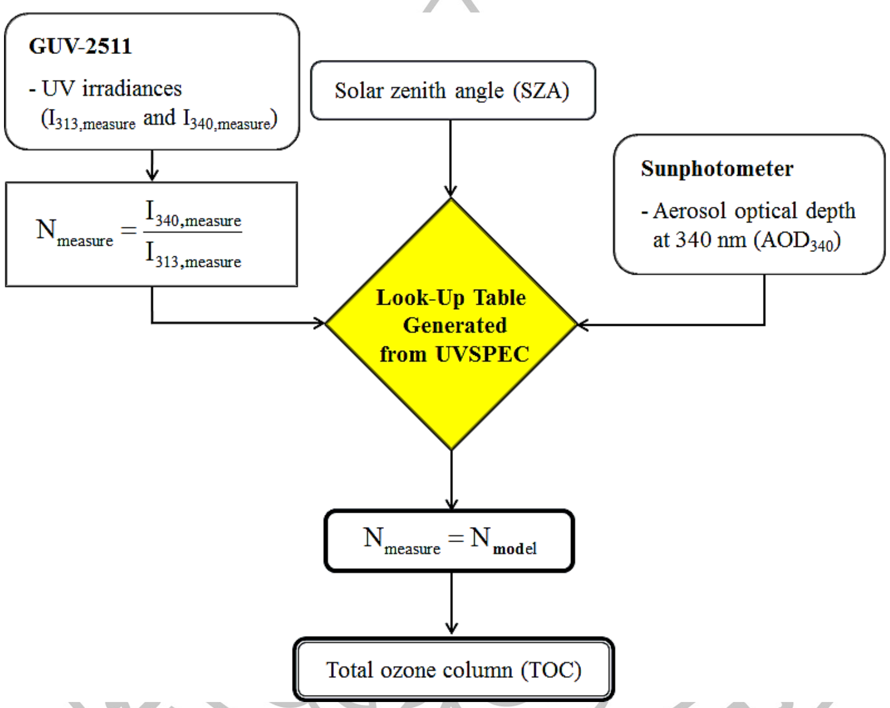
วิธีการคำนวณหาปริมาณโอโซนรวมจากข้อมูลรังสีอัลตราไวโอเลตจะคล้ายคลึงกับในหัวข้อ 3.1.1 แต่จะใช้ค่า N ที่แตกต่างกัน โดยผู้วิจัยเลือกใช้คู่คลื่น 313 และ 340 nm ในการคำนวณหาปริมาณโอโซนแทนที่จะใช้คู่คลื่น 305 และ 320 nm ตามวิธีการของ Dahlback เนื่องจากในงานนี้ ผู้วิจัยเลือกใช้ข้อมูลที่มุม SZA ในช่วงกว้างคือ 0°-80° ซึ่งในช่องสัญญาณที่ความยาวคลื่น 305 nm ของเครื่องวัด GUV-2511 มีค่าการเบี่ยงเบน (deviation) สูงถึง 14% ที่มุม SZA เท่ากับ 75° ขณะที่ช่องสัญญาณความยาวคลื่นอื่นๆ ของเครื่องวัด GUV-2511 จะมีค่าการเบี่ยงเบนเพียง 5% ที่มุม SZA สูงๆ (> 75°) (Bernhard, 2005)

สำหรับวิธีการสร้าง look up table จะใช้วิธีการที่เหมือนกัน นั่นคือ ผู้วิจัยจะใช้ค่า SZA (0°-80°) ปริมาณโอโซนรวม (200-400 DU) AOD_{340} (0.05-4.75) A_g (0.03) และ SSA (0.9) เป็นตัวแปรอินพุทของแบบจำลอง UVSPEC ดังแสดงในแผนภูมิรูปที่ 3.22 โดยเอาท์พุทที่ออกมาจะอยู่ในรูป look up table ที่ประกอบด้วยตัวแปรอินพุทและค่า N (340:313)



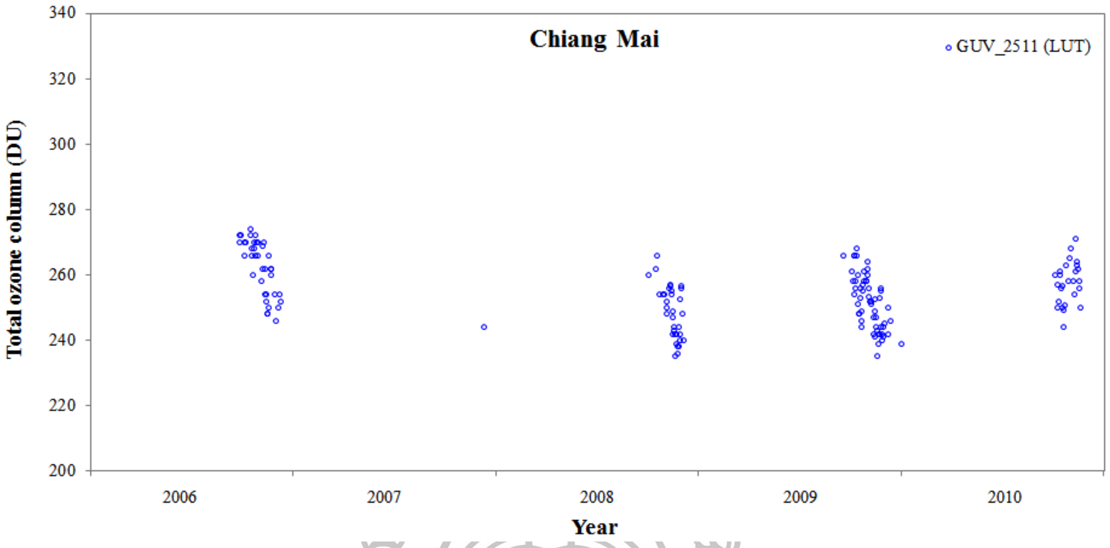
รูปที่ 3.22 ไดอะแกรมของ look up table ที่ได้จากโปรแกรม UVSPEC สำหรับคำนวณหาปริมาณโอโซนรวมจากเครื่องวัด GUV-2511

เมื่อได้ look up table แล้ว ผู้วิจัยจะนำค่า N (สมการ (3.5)) ที่ได้จากข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ช่องสัญญาณ 313 และ 340 nm ของเครื่องวัด GUV-2511 ที่แต่ละค่าของมุม SZA และ AOD_{340} เฉพาะในชั่วโมงที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ มาเปรียบเทียบกับ look up table ถ้าค่า N ทั้งสองมีค่าเท่ากัน (มีความคลาดเคลื่อนน้อยกว่าหรือเท่ากับ 1%) ก็จะได้ค่าปริมาณโอโซนรวมที่แท้จริงในวันและเวลานั้นออกมา ดังแสดงในแผนภูมิรูปที่ 3.23 โดยปริมาณโอโซนรวมที่หาได้ในวันนั้นๆ จะมีหลายค่า ดังนั้นผู้วิจัยจึงทำการเฉลี่ยค่าปริมาณโอโซนรวมรายชั่วโมงให้เป็นค่าปริมาณโอโซนรวมรายวัน ผลจากการวัดที่สถานีเชียงใหม่แสดงได้ดังรูปที่ 3.24



รูปที่ 3.23 กระบวนการหาปริมาณโอโซนจากการเปรียบเทียบค่า N จาก look up table กับค่า N ที่ได้จากเครื่องวัด GUV-2511

มหาวิทยาลัยศิลปากร



รูปที่ 3.24 ปริมาณโอโซนรวมที่คำนวณได้จากเครื่องวัด GUV-2511 เฉพาะกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆในปี 2006-2010 ณ สถานีเชียงใหม่

จากกราฟพบว่า ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมจะสามารถหาได้ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆเท่านั้น แต่จะพบปัญหาในการคำนวณค่า N ที่ได้จาก look up table และค่า N ที่ได้จากเครื่องมือวัดมีความคลาดเคลื่อนเกิน 1% เป็นส่วนมาก ทำให้ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้มีค่อนข้างน้อย อย่างไรก็ตาม จะเห็นแนวโน้มการลดลงของปริมาณโอโซนรวมจากเดือนกันยายนไปจนถึงเดือนธันวาคม

3.1.3 สถานีอุบลราชธานี

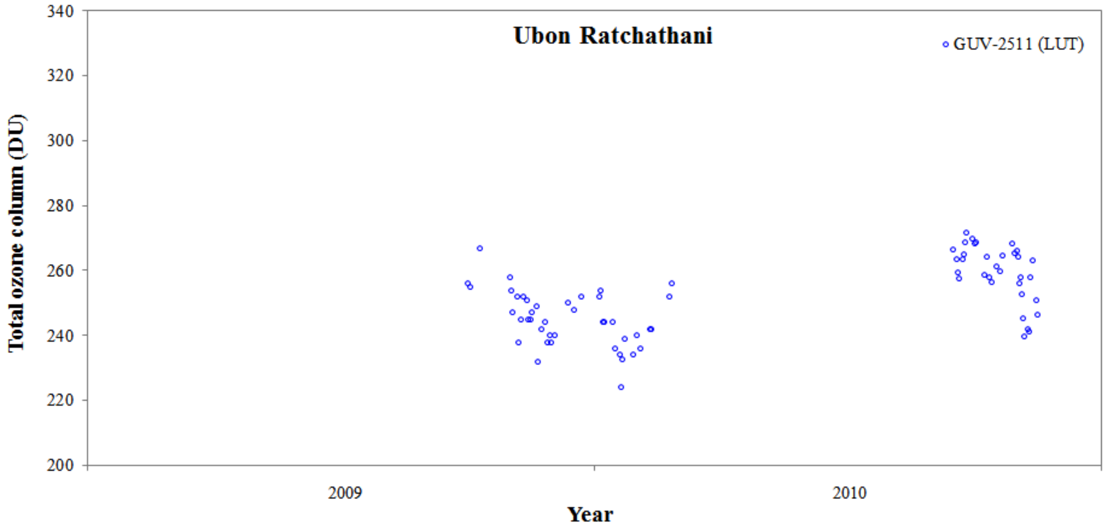
ในทำนองเดียวกับสถานีเชียงใหม่ ผู้วิจัยได้ทำการวัดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลต โดยใช้เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเลตแบบหลายช่องสัญญาณ (Ground-based Ultraviolet Radiometer)รุ่น GUV-2511 ผลิตโดยบริษัท Biospherical Instrument ที่มีช่องสัญญาณรังสีอัลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่น 305 313 320 340 380 และ 395 nm มีความกว้างแต่ละช่องสัญญาณ 10 nm (Full Width Half Maximum) ซึ่งติดตั้งไว้ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี (15.25°N, 104.87°E) (ดังรูปที่ 3.25)

รูปที่ 3.25 เครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเลตแบบหลายช่องสัญญาณ รุ่น GUV-2511 ซึ่งติดตั้งที่ศูนย์อุตุนิยม-วิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี (15.25°N, 104.87°E)

ในงานนี้ ผู้วิจัยได้ดำเนินการซ่อมบำรุงและตรวจสอบการทำงานของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีอุบลราชธานี ในวันที่ 30 เมษายน 2015 (ดังรูปที่ 3.26)

รูปที่ 3.26 การตรวจสอบการทำงานของเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีอุบลราชธานี เมื่อวันที่ 30 เมษายน 2015

ในด้านข้อมูลรังสีอัลตราไวโอเลตที่วัดได้จากเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีอุบลราชธานี ผู้วิจัยเลือกใช้ข้อมูลในช่วงปี 2009-2010 สำหรับวิธีการคำนวณหาปริมาณโอโซนรวมจากข้อมูลรังสีอัลตราไวโอเลตจะใช้วิธีการเดียวกับที่อธิบายไว้ในหัวข้อที่ 3.1.2 เช่นเดียวกัน โดยผลจากการวัดที่สถานีอุบลราชธานีแสดงได้ดังรูปที่ 3.27



รูปที่ 3.27 ปริมาณโอโซนรวมที่คำนวณได้จากเครื่องวัด GUV-2511 เฉพาะกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆที่สถานีอุบลราชธานี ระหว่างปี 2009-2010

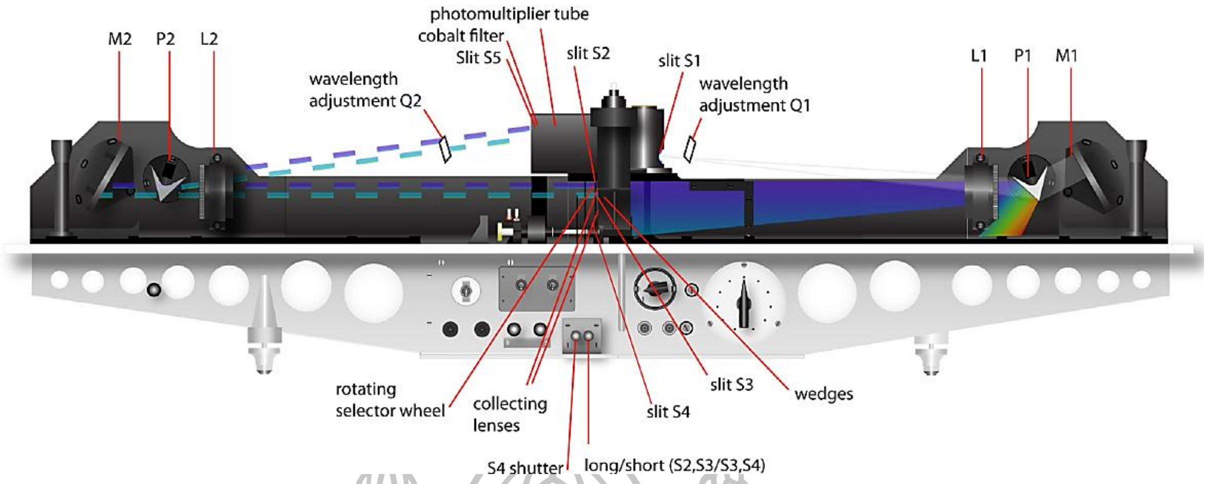
จากกราฟพบว่า ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมสามารถหาได้ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆเท่านั้น แต่จะพบปัญหาในการคำนวณค่า N ที่ได้จาก look up table และค่า N ที่ได้จากเครื่องมือวัดมีความคลาดเคลื่อนเกิน 1% เป็นส่วนมาก และบางช่วงไม่มีข้อมูล AOD_{340} จึงส่งผลให้ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมมีค่อนข้างน้อย

3.1.4 สถานีกรุงเทพฯ

ในงานนี้ ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่วัดด้วย Dobson spectrophotometer ของกรมอุตุนิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E) (รูปที่ 3.28) โดย Dobson spectrophotometer เป็นเครื่องมือมาตรฐานที่ใช้สำหรับวัดปริมาณโอโซนรวมในบรรยากาศโลก ซึ่งพัฒนาโดย G.M.B. Dobson ในทศวรรษที่ 1920

รูปที่ 3.28 Dobson Spectrophotometer ของกรมอุตุนิยมวิทยา ซึ่งติดตั้งที่สำนักงานใหญ่ของกรมอุตุ-นิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E) โดยเริ่มดำเนินการตรวจวัดตั้งแต่ปี 1979-ปัจจุบัน

Dobson spectrophotometer ประกอบด้วย monochromator ชนิดลำแสงคู่ (double beam monochromator) ดังแสดงในรูปที่ 3.29 รังสีอาทิตย์จะผ่านเข้ามายัง Window (A) ไปตกกระทบบนสลิต S_1 ลำแสงที่ผ่านออกมาจากสลิต S_1 ไปตกบนแผ่นควอร์ตซ์ Q_1 แล้วแยกออกเป็น 2 ลำแสง (ในช่วงรังสีอัล-ตราไวโอเลต ($\lambda < 380$ nm)) จากนั้นลำแสงทั้งสองจะผ่านไปตกกระทบที่เลนส์ L_1 เพื่อปรับให้เป็นลำแสงขนาน เมื่อลำแสงขนานตกกระทบบนปริซึม P_1 (หมุนมุมปริซึมเพื่อให้ได้รังสีอัลตราไวโอเลตที่มีความยาวคลื่นที่ต้องการออกมา) จะกระเจิงรังสีอัลตราไวโอเลต (angular dispersion) ที่มีความยาวคลื่นที่ต้องการไปบนกระจก M_1 จากนั้นจะสะท้อนออกมาและถูกโฟกัสลงบนสลิต S_2 และ S_3 ก่อนที่รังสีอัลตราไวโอเลตจะผ่านไปยังสลิต S_2 และ S_3 จะถูก optical wedge (W) ลดความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่มีความยาวคลื่นยาวกว่า (มีความเข้มสูงกว่า) ให้เท่ากับรังสีอัลตราไวโอเลตที่มีความยาวคลื่นสั้นกว่า (ความแตกต่างของความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตเท่ากับศูนย์ ซึ่งทำการวัดด้วย photo multiplier (M_p)) รังสีอัลตราไวโอเลตที่ผ่านเข้าไปยัง M_p จะมีเพียง 1 คู่ ดังนั้นจึงต้องมีตัวเลือกความยาวคลื่น (disk by a chopper wheel) ภายในเครื่อง เพื่อทำหน้าที่เลือกว่าจะให้รังสีอัลตราไวโอเลตจากสลิต S_2 และ S_3 ผ่านเข้าไปยัง M_p เพื่อทำการวัดค่าความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลต การนำ double monochromator มาใช้จะช่วยลดการกระเจิงของรังสีอัลตราไวโอเลตภายในของเครื่องวัด ดังนั้น Dobson spectrophotometer จึงสามารถวัดความแตกต่างของความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ 2 ความยาวคลื่น และความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตในแต่ละความยาวคลื่นได้



รูปที่ 3.29 ระบบทัศนศาสตร์ของ Dobson spectrophotometer (WMO, 2008b)

Dobson spectrophotometer มีโหมดวัดที่แตกต่างกัน 3 โหมด คือ direct sun (DS) zenith sky (ZS) และ Umkehr ซึ่งทั้ง 3 โหมดจะถูกใช้งานในลักษณะที่แตกต่างกัน โดยใช้ความยาวคลื่นที่แตกต่างกัน 4 คู่คลื่น ได้แก่ คู่คลื่น A (305.5 nm และ 325.4 nm) คู่คลื่น B (308.8 nm และ 329.1 nm) คู่คลื่น C (311.45 nm และ 332.4 nm) และคู่คลื่น D (317.6 nm และ 339.8 nm) (บางเครื่องอาจจะมีคู่คลื่น E (332.4 nm และ 453.6 nm) ร่วมด้วย) Dobson spectrophotometer ถูกใช้งานอย่างกว้างขวางในเครือข่ายขององค์การ WMO ซึ่งในการคำนวณหาปริมาณโอโซนรวมนิยมใช้งานร่วมกันระหว่าง 2 คู่คลื่นคือ คู่คลื่น A และ D โดยอาศัยหลักการพื้นฐานของการคำนวณค่าปริมาณโอโซนรวมจากข้อมูลความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตเป็นไปตามสมการ

$$I(\lambda) = I_0(\lambda)\exp(-\alpha(\lambda)X\mu - \beta(\lambda)(p/p_0)m - \delta(\lambda)\sec(SZA)) \tag{3.6}$$

โดยที่ X เป็นปริมาณโอโซน (total ozone amount) ในหน่วย DU

$I(\lambda)$ เป็นความเข้มรังสีอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น λ ใดๆ ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก

$I_0(\lambda)$ เป็นความเข้มรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก

$\alpha(\lambda)$ เป็นสัมประสิทธิ์การดูดกลืนโอโซน (ozone absorption coefficient) ที่ความยาวคลื่น λ ใดๆ

μ เป็นมวลอากาศที่รังสีอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านชั้นโอโซน สามารถคำนวณได้จาก

$$\mu = \frac{(R+h)}{\sqrt{(R+h)^2 - (R+r)^2\sin^2(SZA)}} \tag{3.7}$$

เมื่อ R เป็นค่ารัศมีเฉลี่ยของโลก (6,371.229 km)

r เป็นระดับความสูงของสถานีวัด จากระดับน้ำทะเล

h เป็นระดับความสูงของชั้นโอโซนนับจากสถานีวัดเทียบกับระดับน้ำทะเล

SZA เป็นมุมเซนิธของดวงอาทิตย์

$\beta(\lambda)$ เป็นสัมประสิทธิ์การกระเจิงของโมเลกุลอากาศ (Rayleigh scattering coefficient) ที่ความยาวคลื่น λ ใดๆ

p เป็นความดันบรรยากาศที่สถานีวัด เทียบกับระดับน้ำทะเล

p_0 เป็นความดันบรรยากาศที่ระดับน้ำทะเล มีค่าเท่ากับ 1,013.25 hPa

m เป็นมวลอากาศสัมพัทธ์ที่ไม่คิดกระเจิงของโมเลกุลอากาศ ซึ่งสามารถคำนวณได้ดังสมการ

$$
\begin{aligned}
m = {} & \sec(SZA) - 0.0018167 \times [\sec(SZA) - 1] \\
& - 0.002875 \times [\sec(SZA) - 1]^2 \\
& - 0.0008083 \times [\sec(SZA) - 1]^3
\end{aligned} \tag{3.8}
$$

$\delta(\lambda)$ เป็นความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth)

การคำนวณหาปริมาณโอโซนจาก Dobson spectrophotometer สามารถคำนวณได้จากคู่คลื่น A, B, C หรือ D โดยสามารถลดรูปสมการ (3.6) เป็นดังสมการ

$$X = \frac{\left[N - (\beta - \beta')\frac{mp}{p_o} - (\delta - \delta')\cdot \sec(SZA)\right]}{(\alpha - \alpha')\mu} \tag{3.9}$$

โดยที่ $N = L_o - L = \log \frac{I_o}{I_o'} - \log \frac{I}{I'}$

หมายเหตุ สัญลักษณ์ $'$ แทนความยาวคลื่นที่มีค่ามากกว่า

หรืออาจคำนวณหาปริมาณโอโซนจากคู่คลื่น 2 คู่ เช่น คู่คลื่น AD, คู่คลื่น BD, คู่คลื่น CD หรือคู่คลื่น AC ดังสมการ

$$X_{12} = \frac{(N_1 - N_2) - [(\beta - \beta')_1 - (\beta - \beta')_2]\frac{mp}{p_0} - [(\delta - \delta')_1 - (\delta - \delta')_2]\sec(SZA)}{[(\alpha - \alpha')_1 - (\alpha - \alpha')_2\mu} \tag{3.10}$$

มหาวิทยาลัยศิลปากร

เมื่อตัวห้อยเลข 1 และ 2 แทนคู่คลื่นที่ 1 และ 2 เช่น คู่คลื่น AD ตัวห้อยเลข 1 แทนคู่คลื่น A ส่วนตัวห้อยเลข 2 แทนคู่คลื่น D เป็นต้น

ในที่นี้จะกำหนดให้ $(\delta-\delta')_1-(\delta-\delta')_2=0$

Dobson spectrophotometer สามารถวัดค่าปริมาณโอโซนได้ตลอดวัน (ยกเว้นในช่วงเวลากลางคืน) เนื่องจากเครื่องวัดดังกล่าวมีโหมดการวัดความเข้มรังสีอาทิตย์ดังนี้ กรณีที่มีแสงแดดจะทำการตรวจวัดด้วยโหมด DS (direct sun) ขณะไม่มีแสงแดดจะตรวจวัดด้วยโหมด ZB (zenith blue) และขณะมีเมฆจะทำการตรวจวัดด้วยโหมด ZC (zenith cloud) ดังจะเห็นได้จากตัวอย่างข้อมูลการวัดในตารางที่ 3.1 โดยที่ปริมาณโอโซนที่วัดได้จะอยู่ในคอลัมน์ XAD

ตารางที่ 3.1 ตัวอย่างข้อมูลปริมาณโอโซนที่วัดด้วย Dobson spectrophotometer ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ในวันที่ 1-2 กุมภาพันธ์ 2005

Summary of Dobson ozone measurements for February, 2005

Measurements made at Bangkok with instrument # 90

Latitude = 13.670 Longitude = 100.620

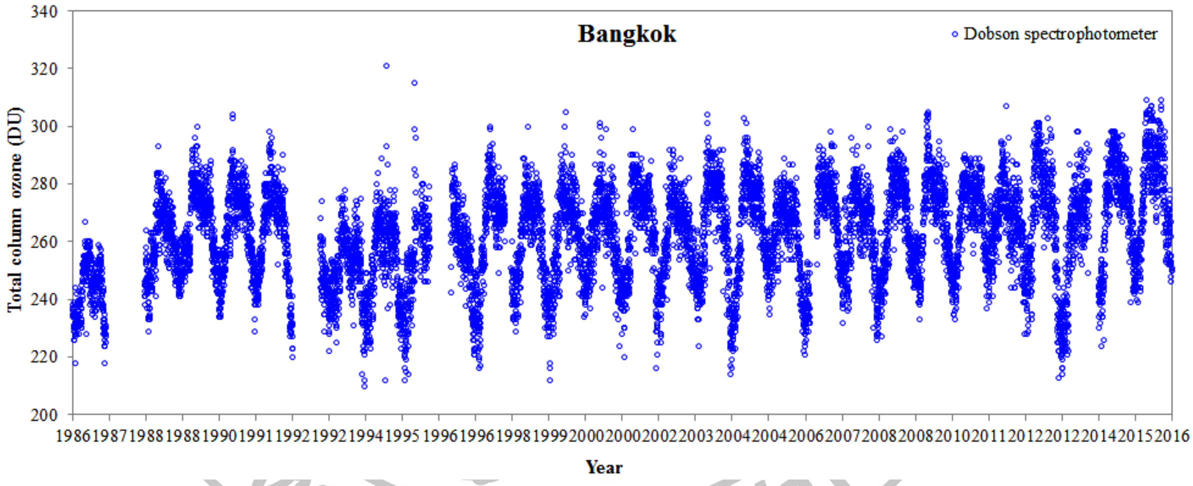
Altitude = 53 Pressure = 1008.0

Absorption coefficients : B.P. 1992 Scale

Type	Day	Time(ST)	RA	RC	RC'	RD	NA	NC	NC'	ND	Mu	M	XAD	XCD	XCC'	XC
ZC 13	1	09:20:00	103.0	0.0	0.0	38.8	82.3	0.0	0.0	23.8	1.785	1.796	220.1	0.0	0.0	0.0
ZB 02	1	10:05:00	91.6	0.0	0.0	35.1	71.8	0.0	0.0	19.9	1.469	1.474	231.1	0.0	0.0	0.0
DS 00	1	11:03:20	100.4	0.0	0.0	51.5	79.9	0.0	0.0	37.1	1.258	1.261	230.7	0.0	0.0	0.0
ZC 13	1	11:04:50	86.4	0.0	0.0	36.5	67.1	0.0	0.0	21.3	1.255	1.257	234.1	0.0	0.0	0.0
DS 00	1	12:14:00	95.4	0.0	0.0	49.4	75.3	0.0	0.0	34.9	1.164	1.166	235.3	0.0	0.0	0.0
ZB 02	1	12:16:00	82.5	0.0	0.0	36.4	63.5	0.0	0.0	21.2	1.164	1.165	232.5	0.0	0.0	0.0
DS 00	1	14:01:20	102.5	0.0	0.0	52.4	81.8	0.0	0.0	38.0	1.264	1.266	235.0	0.0	0.0	0.0
ZB 02	1	14:02:30	85.8	0.0	0.0	36.5	66.5	0.0	0.0	21.3	1.267	1.269	229.9	0.0	0.0	0.0
DS 00	1	15:11:20	116.1	0.0	0.0	56.6	94.2	0.0	0.0	42.3	1.548	1.554	227.2	0.0	0.0	0.0
ZB 02	1	15:12:50	96.4	0.0	0.0	37.7	76.2	0.0	0.0	22.6	1.557	1.563	226.5	0.0	0.0	0.0
DS 00	1	16:07:00	160.5	0.0	0.0	70.7	133.8	0.0	0.0	56.3	2.065	2.085	255.0	0.0	0.0	0.0
ZB 02	1	16:08:30	126.6	0.0	0.0	58.4	103.5	0.0	0.0	44.0	2.085	2.106	217.7	0.0	0.0	0.0
ZB 02	2	09:10:56	109.7	0.0	0.0	39.1	88.4	0.0	0.0	24.1	1.870	1.884	232.0	0.0	0.0	0.0
DS 00	2	12:07:43	90.0	0.0	0.0	47.6	70.4	0.0	0.0	33.1	1.164	1.165	216.8	0.0	0.0	0.0

ZB	02	2	12:08:59	78.9	0.0	0.0	35.7	60.2	0.0	0.0	20.5	1.163	1.165	218.2	0.0	0.0	0.0
DS	00	2	12:59:58	90.1	0.0	0.0	47.6	70.5	0.0	0.0	33.1	1.167	1.168	216.7	0.0	0.0	0.0
ZB	02	2	13:00:59	78.9	0.0	0.0	35.6	60.2	0.0	0.0	20.3	1.168	1.169	218.3	0.0	0.0	0.0
DS	00	2	14:07:59	97.7	0.0	0.0	50.4	77.4	0.0	0.0	36.0	1.277	1.279	219.7	0.0	0.0	0.0
ZB	02	2	14:08:48	83.9	0.0	0.0	36.0	64.8	0.0	0.0	20.8	1.279	1.281	221.7	0.0	0.0	0.0
DS	00	2	15:10:12	115.2	0.0	0.0	56.0	93.3	0.0	0.0	41.7	1.535	1.541	227.9	0.0	0.0	0.0
ZB	02	2	15:11:08	95.6	0.0	0.0	37.5	75.5	0.0	0.0	22.4	1.540	1.547	226.5	0.0	0.0	0.0
DS	00	2	15:58:48	142.1	0.0	0.0	64.5	117.4	0.0	0.0	50.2	1.950	1.967	233.6	0.0	0.0	0.0
ZB	02	2	15:59:45	112.9	0.0	0.0	40.0	91.3	0.0	0.0	25.0	1.962	1.978	229.8	0.0	0.0	0.0

ในที่นี้ ผู้วิจัยได้ใช้ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันมาจากกรมอุตุนิยมวิทยา บางนาในช่วงปี 1986-2015 ซึ่งแสดงผลที่ได้ดังรูปที่ 3.30



รูปที่ 3.30 ปริมาณโอโซนรวมรายวันที่วัดด้วย Dobson spectrophotometer ระหว่างปี 1986-2015 ณ กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E)

จากรูปที่ 3.30 พบว่าปริมาณโอโซนรวมมีการแปรค่าตามฤดูกาลที่เด่นชัด กล่าวคือ ปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำในช่วงต้นปีและปลายปี (ฤดูแล้ง) และมีค่าสูงในช่วงกลางปี (ฤดูฝน)

3.1.5 สถานีสงขลา

ในงานนี้ ผู้วิจัยเลือกใช้ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ตรวจวัดได้จาก Brewer spectrophotometer รุ่น MKIV ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.20°N, 100.60°E) (รูปที่ 3.31a) โดยเครื่องมือดังกล่าวเป็นเครื่องมือสำหรับวัดปริมาณโอโซนรวมในบรรยากาศโลกที่มีการใช้งานอย่างกว้างขวางทั่วโลก เครื่องวัดนี้มี resolution เท่ากับ 0.6 nm โครงสร้างภายในจะประกอบด้วยเกรตติงแบบฮาโลกราฟ-

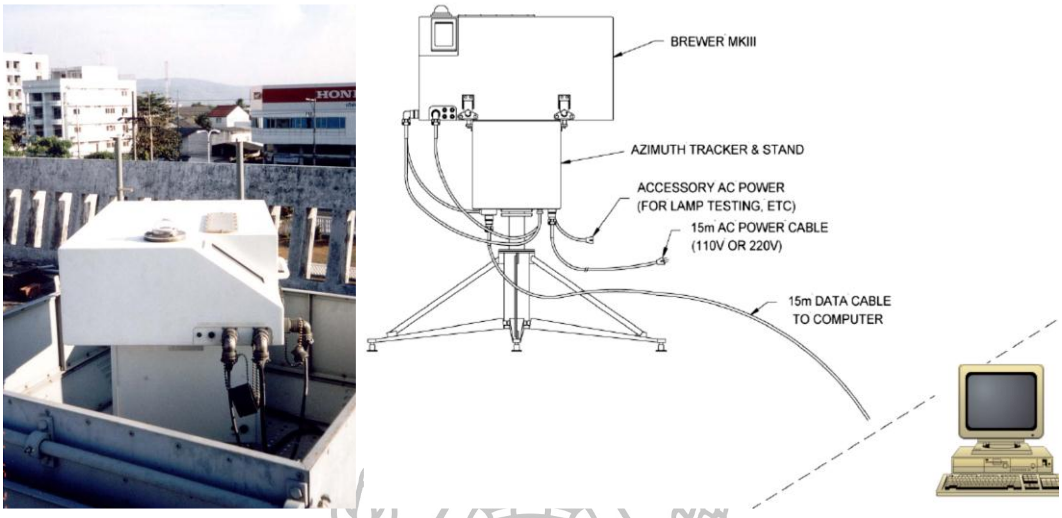
ฟิก (halographic grating) 1 อัน สามารถกระจายรังสีอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามายังสลิตโดยอาศัยหลักการพื้นฐานเหมือนกับ Dobson spectrophotometer

Brewer spectrophotometer รุ่น MKIV เป็นเครื่องมือที่ใช้หาปริมาณโอโซน (O_3) ก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (SO_2) และ AOD โดยอาศัยข้อมูลสเปกตรัมรังสี UV (306.3 310.1 313.5 316.8 และ 320.1 nm) ซึ่งวัดออกมาในรูปของ photon count นอกจากนี้ยังสามารถวัดความเข้มข้นของก๊าซไนโตรเจนไดออกไซด์ (NO_2) และ AOD ในช่วงสเปกตรัมรังสีที่ตามองเห็น (visible band; 430-450 nm) ได้ด้วย

จากรูปที่ 3.31b จะเห็นว่า Brewer spectrophotometer ถูกติดตั้งไว้บน tracker ทำให้สามารถวัดรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ได้ และยังสามารถวัดรังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ได้อีกด้วย เนื่องจากมีโหมดการวัดแบบ zenith sky (ZS) เช่นเดียวกับ Dobson spectrophotometer ทำให้สามารถวัดค่าปริมาณโอโซนรวมได้ในทุกสภาพท้องฟ้าโดย Brewer spectophotometer มีคุณสมบัติที่พิเศษกว่า Dobson spectrophotometer เพราะสามารถดำเนินการวัดได้แบบอัตโนมัติ (automatic) โดยอาศัยโปรแกรมควบคุมการทำงานผ่านการเชื่อมต่อกับเครื่องคอมพิวเตอร์ ในขณะที่ Dobson spectrophotometer จะดำเนินการวัดด้วยมือ (manual)

การหาปริมาณโอโซนรวมจาก Brewer spectrophotometer สามารถคำนวณได้จากความเข้มรังสี UV ของคู่คลื่น MS4 (306.3 และ 316.8 nm) หรือคู่คลื่น MS5 (310.1 และ 316.8 nm) หรือคู่คลื่น MS6 (313.5 และ 316.8 nm) หรือคู่คลื่น MS7 (320.1 และ 316.8 nm) โดยอาศัยสมการการคำนวณเช่นเดียวกับ Dobson spectrophotometer ในงานนี้ ผู้วิจัยได้แสดงตัวอย่างข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่วัดด้วย Brewer spectrophotometer ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา ในเดือนตุลาคม 2015 ดังตารางที่ 3.2 ซึ่งจากตารางดังกล่าวจะเห็นการตรวจวัดปริมาณโอโซนรวมด้วยโหมดที่ต่างกันของ Brewer spectrophotometer ขึ้นกับสภาวะอากาศขณะทำการตรวจวัดในวันนั้นๆ

มหาวิทยาลัยศิลปากร



(a) (b)

รูปที่ 3.31 (a) Brewer spectrophotometer รุ่น MKIV ซึ่งถูกติดตั้งไว้ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.20°N, 100.60°E) ซึ่งเริ่มทำการวัดตั้งแต่ปี 1997-ปัจจุบัน และ (b) แผนภูมิการทำงานของ Brewer spectrophotometer

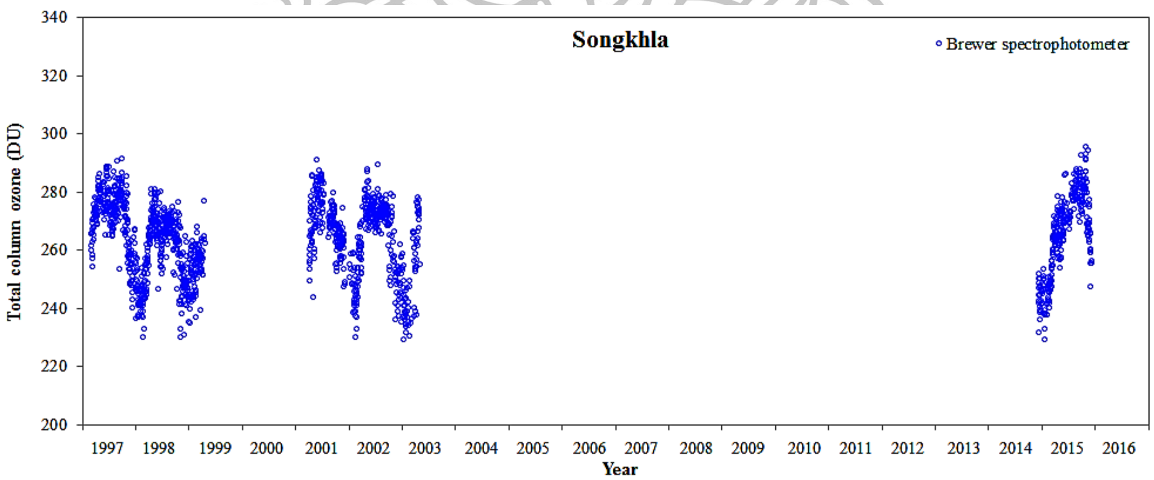
ตารางที่ 3.2 ตัวอย่างข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่วัดด้วย Brewer spectrophotometer ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา ในเดือนตุลาคม 2015

#DAILY

Date	WLCode	ObsCode	ColumnO3	StdDevO3	UTC_Begin	UTC_End	UTC_Mean	Nobs	mMu	ColumnSO2
2015-10-01	9	DS	277.4	4.0	0.10	7.42	3.54	35	1.286	0.2
2015-10-02	9	DS	273.5	4.5	0.10	9.67	4.98	54	1.386	0.3
2015-10-03	9	DS	272.5	3.1	0.83	9.22	6.39	26	1.284	1.1
2015-10-04	9	DS	276.5	2.6	3.32	8.08	4.30	9	1.114	0.0
2015-10-05	9	DS	283.8	3.2	2.78	4.38	3.75	8	1.097	0.9
2015-10-06	9	DS	282.5	3.4	2.78	8.75	6.04	36	1.164	0.0
2015-10-07	9	DS	281.8	3.8	0.67	9.48	5.66	50	1.355	0.2
2015-10-08	9	DS	284.1	3.6	2.85	9.60	6.54	46	1.267	0.2
2015-10-09	9	DS	281.8	3.8	0.50	9.38	4.45	45	1.300	0.0
2015-10-10	9	DS	285.9	3.3	0.47	7.70	4.26	45	1.226	0.0
2015-10-11	9	DS	284.1	4.0	0.65	9.45	4.78	46	1.263	0.0
2015-10-12	9	DS	281.9	3.6	0.08	9.52	5.16	63	1.350	0.2
2015-10-13	9	DS	281.2	3.5	0.08	9.33	5.37	46	1.301	0.1
2015-10-14	9	DS	280.5	3.8	0.08	8.92	5.21	17	1.758	-0.1
2015-10-15	9	DS	279.9	4.7	0.08	9.50	6.13	42	1.404	0.5
2015-10-16	9	DS	276.0	3.8	2.65	9.27	6.29	28	1.292	0.2

2015-10-17	9	DS	281.3	3.1	0.67	6.67	4.18	37	1.178	0.5
2015-10-18	9	DS	280.0	3.8	0.47	5.85	3.31	28	1.288	0.6
2015-10-19	9	DS	284.2	3.8	0.08	6.72	2.78	31	1.385	0.4
2015-10-20	9	DS	287.3	3.1	1.72	9.12	5.75	44	1.230	1.3
2015-10-21	9	ZS	284.9	6.4	0.13	9.40	2.67	14	1.919	-6.82
2015-10-22	9	ZS	291.3	5.6	0.73	9.37	6.30	17	1.545	-6.1
2015-10-23	9	ZS	293.1	6.8	0.52	9.45	5.04	6	2.273	-7.7
2015-10-24	9	DS	295.8	3.7	2.77	7.28	5.36	12	1.177	0.5
2015-10-25	9	DS	291.5	4.0	0.67	9.38	5.02	53	1.357	0.8
2015-10-26	9	DS	287.2	3.5	0.73	8.58	4.22	17	1.376	0.7
2015-10-27	9	ZS	281.7	5.8	0.13	9.33	6.43	22	1.731	-6.4
2015-10-28	9	DS	280.0	4.4	2.97	9.38	6.40	49	1.282	0.3
2015-10-29	9	DS	279.8	5.5	3.13	9.33	6.64	33	1.295	0.6
2015-10-30	9	DS	283.7	3.4	0.50	7.92	4.63	43	1.311	0.6
2015-10-31	9	DS	276.4	3.8	0.15	1.48	0.88	8	2.341	-0.1

ในงานนี้ ผู้วิจัยจะนำข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่วัดได้จาก Brewer spectrophotometer ในช่วงปี 1997-2015 มาใช้งาน ผลการวัดแสดงได้ดังรูปที่ 3.32



รูปที่ 3.32 ปริมาณโอโซนรวมที่วัดด้วย Brewer spectrophotometer ระหว่างปี 1997-2015 ณ ศูนย์อุตุ-นิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.20°N, 100.60°E)

จากกราฟพบว่า ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมจะขาดหายค่อนข้างมาก เนื่องจากมีปัญหาเกี่ยวกับความชื้นในอากาศเข้าไปภายในหัววัดของ Brewer spectrophotometer ส่งผลให้ค่าปริมาณโอโซนรวมที่วัดได้มีความคลาดเคลื่อนค่อนข้างมาก ดังนั้นเจ้าหน้าที่ของกรมอุตุนิยมวิทยาจึงทำการตัดข้อมูลช่วงที่มีความคลาด-เคลื่อนออกไป และในช่วงกลางปี 2003-2014 เครื่องวัดเสีย จึงทำให้ไม่มีข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่สถานี

ดังกล่าว แต่จากข้อมูลที่มีอยู่จะเห็นการเปลี่ยนแปลงแต่ละปีว่ามีลักษณะคล้ายกัน กล่าวคือ ปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำในช่วงต้นปี จากนั้นจะมีค่าค่อยๆสูงขึ้นจนถึงค่าสูงสุดในช่วงกลางปี (พฤษภาคม-ตุลาคม) หลังจากนั้นค่าจะค่อยๆ ลดลงจนมีค่าต่ำสุดในเดือนธันวาคม

3.2 การศึกษาปริมาณโอโซนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม

ในงานนี้ จะเห็นว่าข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่หาได้จากเครื่องมือวัดภาคพื้นดินมีค่อนข้างจำกัด โดยบางสถานีสามารถหาปริมาณโอโซนได้เฉพาะกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆเท่านั้น ซึ่งไม่เพียงพอต่อการนำมาวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงและการจัดทำแผนที่ปริมาณโอโซนรวมสำหรับประเทศไทย ดังนั้นผู้วิจัยจึงจำเป็นต้องอาศัยข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียมมาใช้งาน

3.2.1 ข้อมูลปริมาณโอโซนจากดาวเทียม

การวัดโอโซนด้วยดาวเทียมเป็นการวัดด้วยเซ็นเซอร์ระยะไกลเหนือชั้นบรรยากาศโลก ประโยชน์ของการตรวจวัดด้วยดาวเทียมคือ ให้ข้อมูลเชิงพื้นที่ที่ดีและช่วยให้ทราบการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้น ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบ Polar orbiting satellite ที่ใช้วัดปริมาณโอโซนขององค์การ NASA ที่ทำการวัดโอโซนต่อเนื่องกันตามปีต่างๆ (รูปที่ 3.33) มีดังนี้

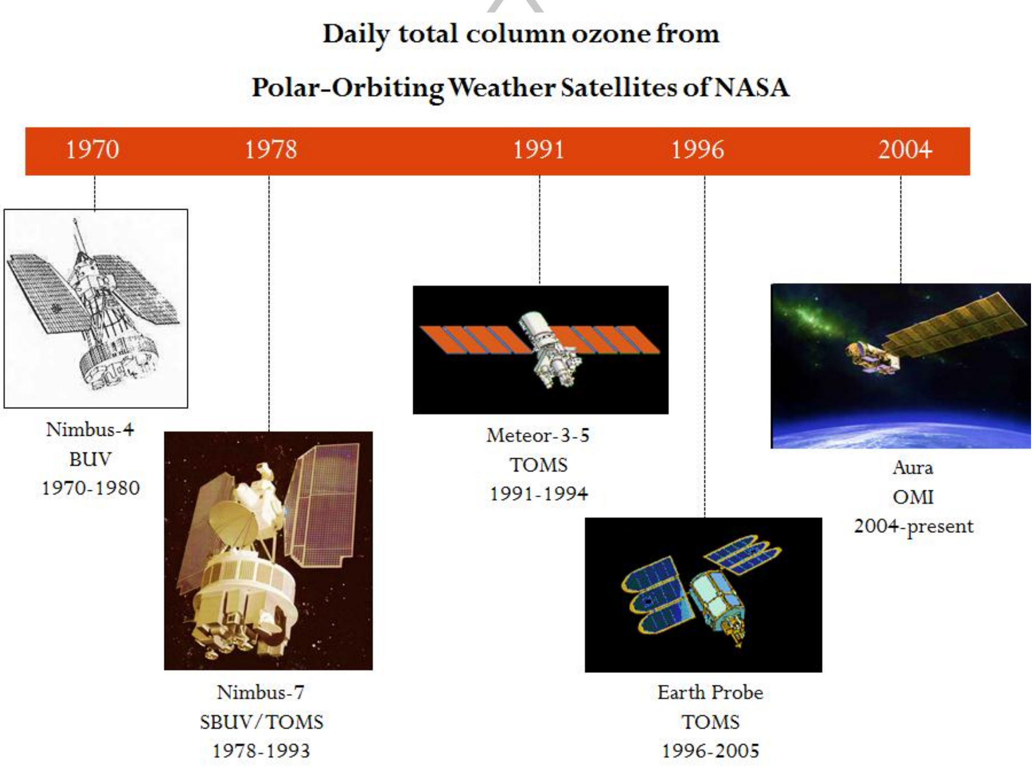
1) ดาวเทียม Nimbus-4 เริ่มดำเนินการตรวจวัดตั้งแต่วันที่ 8 เมษายน 1970 โดยได้ทำการติดตั้งหัววัด BUV (Backscatter-Ultraviolet spectrometer) สำหรับวัดการกระจายตัวของโอโซนตามความสูงและปริมาณโอโซนรวมรายวันซึ่งครอบคลุมพื้นที่ทั่วโลก ยกเว้นบริเวณขั้วโลกในบางช่วงที่ไม่ได้รับรังสีอาทิตย์จะไม่สามารถวัดปริมาณโอโซนรวมได้ ดาวเทียมดังกล่าวมีวงโคจรสูงจากพื้นผิวโลก 1,100 km ดาวเทียมนี้สามารถวัดค่าได้ดีในช่วง 2.5 ปีแรก หลังจากนั้นหัววัด BUV จะมีปัญหาในด้านการอ่านค่าโดยจะทำการอ่านค่าได้น้อยลง ดาวเทียม Nimbus-4 สิ้นสุดการทำงานเมื่อวันที่ 18 กันยายน 1980

2) ดาวเทียม Nimbus-7 เริ่มดำเนินการตรวจวัดเมื่อวันที่ 23 ตุลาคม 1978 โคจรอยู่สูงจากพื้นผิว 955 km ดาวเทียมดวงนี้ได้ทำการติดตั้งหัววัด 2 ตัว ประกอบด้วยหัววัด TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) และ SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet spectrometer) โดยหัววัด SBUV เป็นหัววัดที่พัฒนามาจาก BUV ใช้สำหรับวัดปริมาณโอโซนรวมและโปรไฟล์ของโอโซนจากพื้นผิวโลกจนถึงที่ระดับความสูง 50 km สำหรับหัววัด TOMS จะดำเนินการวัดปริมาณโอโซนรวมรายวันทั่วโลก โดยมีความละเอียดเชิงพื้นที่ (spatial resolution) เท่ากับ 1 องศาละติจูด x 1.25 องศาลองจิจูด ดาวเทียม Nimbus-7 สิ้นสุดการทำงานลงเมื่อวันที่ 6 พฤษภาคม 1993

3) ดาวเทียม Meteor-3 เป็นดาวเทียมที่เกิดจากความร่วมมือระหว่างองค์การ NASA กับรัสเซีย ดาวเทียมนี้ได้ทำการติดตั้งหัววัด TOMS เพื่อใช้ตรวจวัดปริมาณโอโซนรวมทั่วโลก โดยมีวงโคจรสูงจากพื้นผิว 1,230 km ดาวเทียม Meteor-3 เริ่มดำเนินการตรวจวัดเมื่อวันที่ 15 สิงหาคม 1991 และสิ้นสุดการทำงานลงเมื่อเดือนธันวาคม 1994

4) ดาวเทียม Earth Probe เริ่มดำเนินการตรวจวัดในเดือนกรกฎาคม 1996 โดยได้ติดตั้งหัววัด TOMS บนดาวเทียม เพื่อใช้วัดปริมาณโอโซนรวมรายวันทั่วโลก มีวงโคจรสูงจากพื้นผิว 500 km ซึ่งผิดจากที่กำหนดไว้ตอนเริ่มแรก (950 km) จากนั้นได้ทำการปรับวงโคจรใหม่เป็น 740 km ในเดือนมิถุนายน 1997 ดาวเทียมนี้สิ้นสุดการทำงานเมื่อปี 2005

5) ดาวเทียม Aura เริ่มดำเนินการตรวจวัดครั้งแรกเมื่อปี 2004 และยังคงถูกใช้งานจนถึงปัจจุบัน ดาวเทียม Aura ได้ติดตั้งหัววัดใหม่ชื่อว่า OMI (Ozone Monitoring Instrument) เพื่อใช้สำหรับวัดปริมาณโอโซนรวมรายวันทั่วโลก



รูปที่ 3.33 ดาวเทียมแบบ Polar-orbiting weather satellite ขององค์การ NASA ที่ทำการตรวจวัดปริมาณโอโซนรวมรายวันตั้งแต่ปี 1970-ปัจจุบัน (www.nasa.gov, http://directory.eoportal.org)

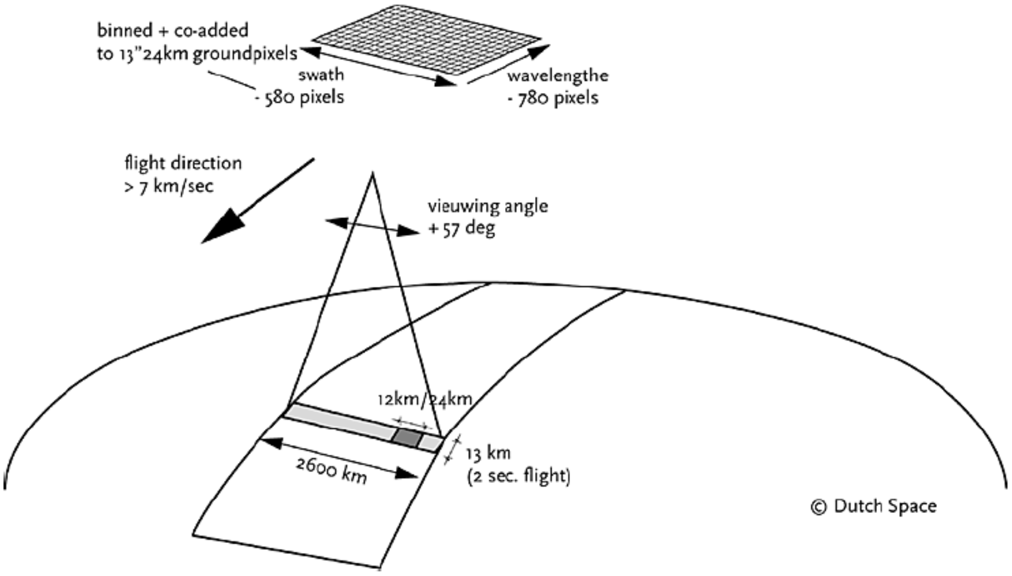
หลักการทำงานของหัววัด OMI และ TOMS จะมีลักษณะคล้ายคลึงกัน โดยหัววัด OMI ได้รับการพัฒนาและปรับปรุงให้มีประสิทธิภาพดีขึ้นกว่าหัววัด TOMS โดย OMI เป็นหัววัดที่มีมุมมองกว้าง สามารถวัดการกระเจิงของรังสีอาทิตย์ขณะใดๆ (solar backscattered irradiance) ได้เป็นระยะทางตามแนวนอน 2,600 km มี spatial resolution เท่ากับ 1 องศาละติจูด x 1 องศาลองจิจูด หัววัดมีลักษณะเป็นกล้องโทรทรรศน์ที่มี across-track 115° (รูปที่ 3.34) มีเซ็นเซอร์ภายในเป็นแบบ CCD (Charge Couple Device) ทำหน้าที่รับแสงแล้วแปลงเป็นสัญญาณอนาล็อก (analog) รังสีอาทิตย์ที่หัววัดรับได้มีช่วงความยาวคลื่นที่

กว้างกว่า TOMS กล่าวคือ หัววัด OMI จะแบ่งช่องสัญญาณรับรังสีอาทิตย์เป็น 3 ช่องสัญญาณ ได้แก่ ช่อง UV-1 (264-311 nm), UV-2 (307-383 nm) และ VIS (349-504 nm) มีการทำงานที่แตกต่างกัน 3 โหมด ได้แก่ Global mode, Spatial zoom-in mode และ Spectral zoom-in mode สำหรับการวัดปริมาณโอโซนรวมจะใช้โหมดของ spatial zoom-in mode ใน level 2 โดยใช้วิธีการ TOMS version 8 ซึ่งเป็นการนำความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตที่ 2 ความยาวคลื่นมาหาค่า N โดยเลือกความยาวคลื่นหนึ่งที่มีการดูดกลืนของโอโซนน้อย (331.2 nm) และอีกความยาวคลื่นหนึ่งมีการดูดกลืนของโอโซนที่ดี (317.5 nm) โดยตั้งสมมติฐานว่าประสิทธิภาพการสะท้อนแสง (effective reflectivity หรือ cloud fraction) ไม่มีผลต่อรังสีที่ความยาวคลื่น 331.2 และ 317.5 nm สำหรับในการหาค่า N จะใช้หลักการพื้นฐานเช่นเดียวกับ Dobson spectrophotometer ขณะที่ขั้นตอนการคำนวณปริมาณโอโซนของหัววัด OMI จะพัฒนากระบวนการของ Dave และ Mateer (1967) ขึ้นใหม่ โดยได้พัฒนากระบวนการการถ่ายเทรังสีอัลตราไวโอเลตให้ดีขึ้น รวมทั้งมีการตรวจสอบความสอดคล้องภายในหัววัด และนำข้อมูลที่ได้มาเปรียบเทียบกับข้อมูลภาคพื้นดินทำให้ได้ข้อมูลที่มีความถูกต้องดียิ่งขึ้น ซึ่งขั้นตอนวิธีการดังกล่าวมีการตั้งสมมติฐาน 2 ข้อ ได้แก่

ข้อที่ 1 คิดว่ารังสีอัลตราไวโอเลตที่สะท้อนจากพื้นผิวกลับเข้าสู่หัววัดที่ความยาวคลื่นมากกว่า 310 nm ส่วนใหญ่จะใช้ฟังก์ชันของปริมาณโอโซนจากชุดข้อมูลโปรไฟล์แบบ climatology

ข้อที่ 2 ใช้แบบจำลองการถ่ายเทรังสีแบบง่าย โดยใส่ค่าของเมฆ ฝุ่นละออง และการสะท้อนที่พื้นผิวแบบ Lambertain เข้าไปในแบบจำลอง จากนั้นคำนวณค่าสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตที่กระเจิงเข้าสู่หัววัด (อาจจำเป็นต้องมีการแก้ค่าสำหรับสถานการณ์พิเศษ)

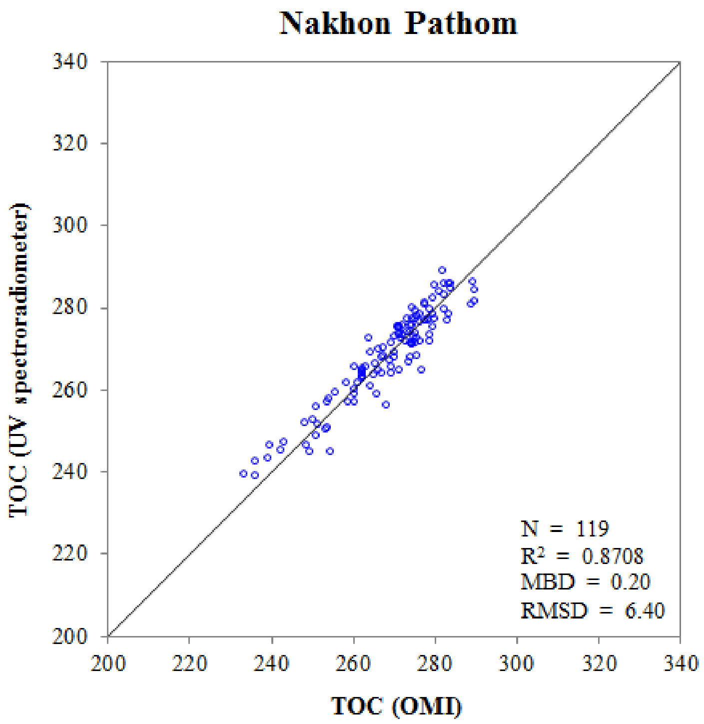
นอกจากนี้หัววัด OMI ยังสามารถวัด trace gas ที่สำคัญๆ ซึ่งมีผลต่อปฏิกิริยาทางเคมีของโอโซนและคุณภาพอากาศได้อีกด้วย



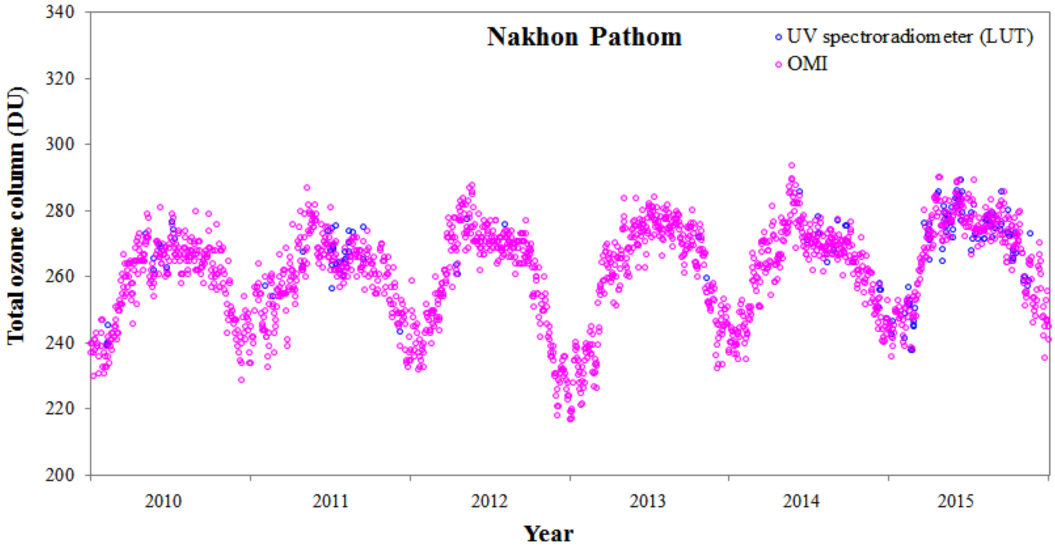
รูปที่ 3.34 มุมมองการวัดของหัววัด OMI (Levelt et al., 2006)

3.2.2 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินและจากดาวเทียม

ในงานนี้ ผู้วิจัยจะนำข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียมเหล่านี้มาจัดทำเป็นแผนที่ปริมาณโอโซนในบรรยากาศระยะยาวของประเทศไทย จากนั้นนำผลจากข้อมูลดาวเทียมมาวิเคราะห์การเปลี่ยน-แปลงปริมาณโอโซนระยะยาวสำหรับประเทศไทย ก่อนจะนำข้อมูลดาวเทียมมาใช้งานนั้น ผู้วิจัยจะทำการตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูล (validation) โดยนำข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่หาได้จากเครื่องมือวัดภาคพื้น ดินมาเปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียมทั้ง 5 สถานี ได้แก่ สถานีนครปฐม สถานีเชียงใหม่ สถานีอุบลราชธานี สถานีกรุงเทพฯ และสถานีสงขลา ผลการเปรียบเทียบแสดงได้ดังรูปที่ 3.35-3.44



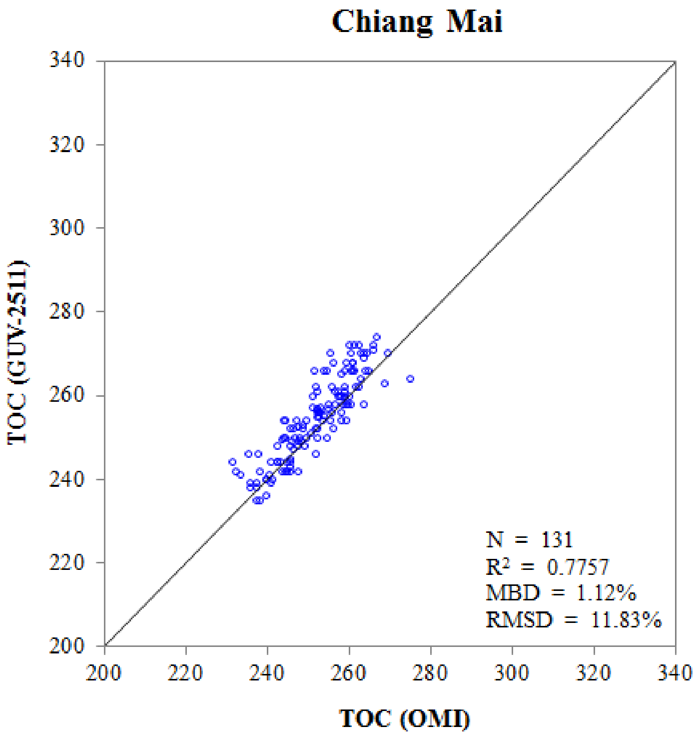
รูปที่ 3.35 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวม (TOC) ที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆระหว่างปี 2010-2015 ที่สถานีนครปฐม



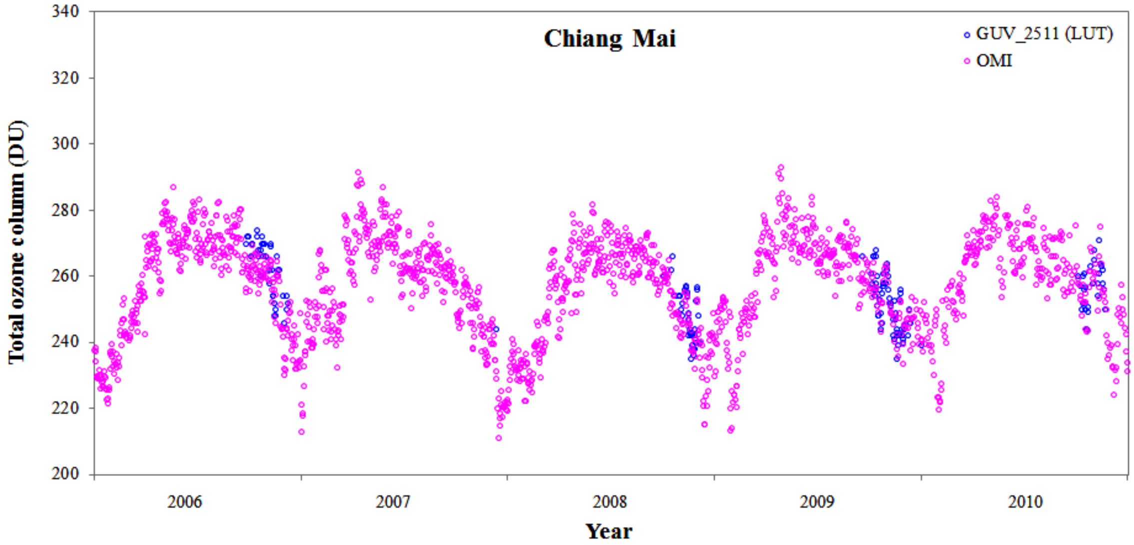
รูปที่ 3.36 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตระหว่างปี 2010–2015 ที่สถานีนครปฐม

จากผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆ (2010-2015) ที่สถานีนครปฐม พบว่าปริมาณโอโซนรวมส่วนใหญ่มีความสอดคล้องกัน โดยมีค่าความแตกต่างในรูปของ mean bias different (MBD) และ root mean square different (RMSD) เท่ากับ 0.20% และ 6.40% ตามลำดับ (รูปที่ 3.35) จากรูปที่ 3.36 จะเห็นว่า ปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำสุดในช่วงต้นปี และจะค่อยๆ เพิ่มสูงขึ้นในช่วงกลางปี (เมษายน-ตุลาคม) จากนั้นจะมีค่าลดต่ำลงในช่วงปลายปี

มหาวิทยาลัยศิลปากร

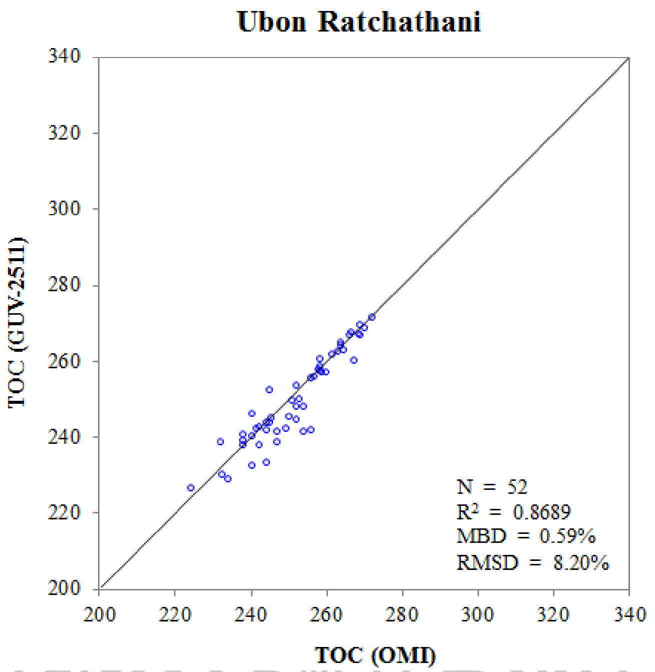


รูปที่ 3.37 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆระหว่างปี 2006-2010 ที่สถานีเชียงใหม่

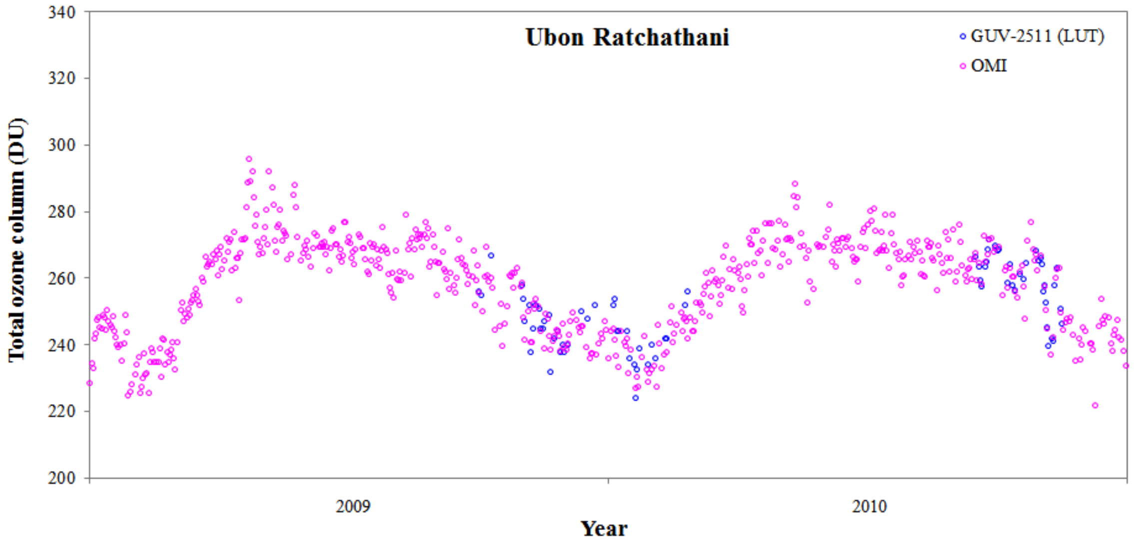


รูปที่ 3.38 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ระหว่างปี 2006-2010 ที่สถานีเชียงใหม่

จากรูปที่ 3.37 พบว่าปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ที่สถานีเชียงใหม่มีความสอดคล้องกันดี โดยมีค่า MBD และ RMSD เท่ากับ 1.12% และ 11.83% ตามลำดับ และจากรูปที่ 3.38 จะพบการแปรค่าตามฤดูกาลของปริมาณโอโซนรวม กล่าวคือ ปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำสุดในช่วงปลายปีและต้นปี (พฤศจิกายน-กุมภาพันธ์) และมีค่าสูงในช่วงกลางปี (เมษายน-กันยายน)

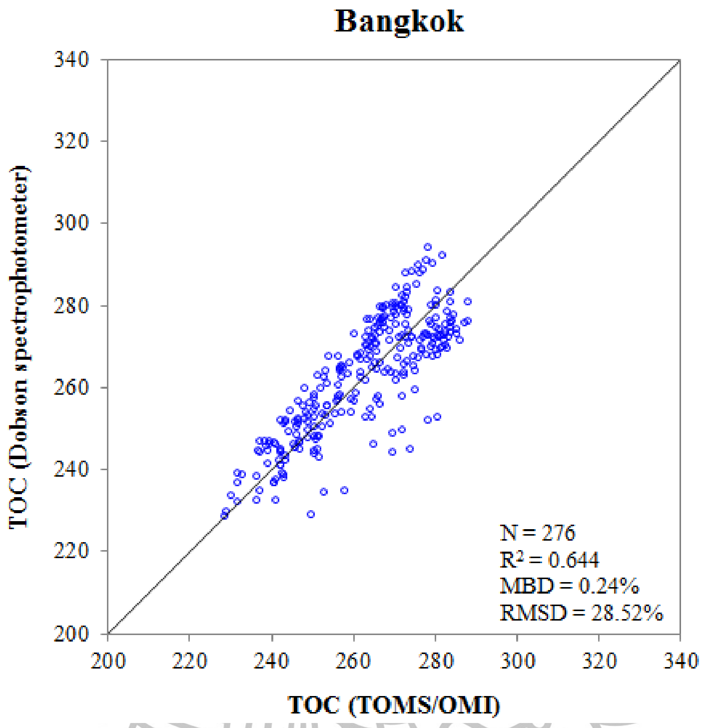


รูปที่ 3.39 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่หาได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆระหว่างปี 2009-2010 ที่สถานีอุบลราชธานี



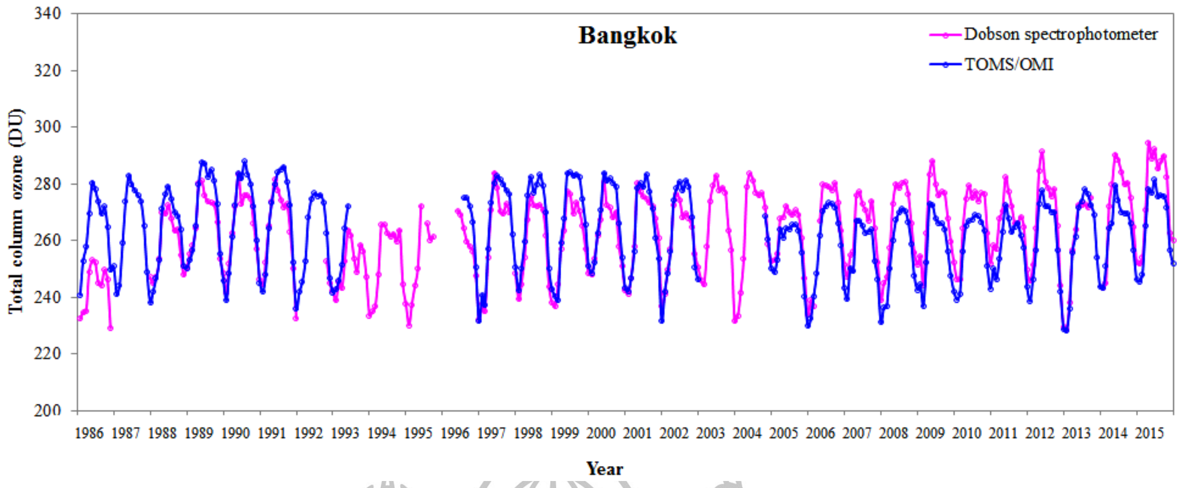
รูปที่ 3.40 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากดาวเทียม Aura/OMI และเครื่องวัด GUV-2511 ระหว่างปี 2009-2010 ที่สถานีอุบลราชธานี

จากผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากเครื่องวัด GUV-2511 และดาวเทียม Aura/OMI ในกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆระหว่างปี 2009-2010 ที่สถานีอุบลราชธานี (รูปที่ 3.39) พบว่าข้อมูลส่วนใหญ่มีความสอดคล้องกัน โดยมีค่า MBD และ RMSD เท่ากับ 0.59% และ 8.20% ตามลำดับ และจากรูปที่ 3.40 จะเห็นว่าปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำสุดในช่วงต้นปี และค่าจะค่อยๆเพิ่มสูงขึ้นในช่วงกลางปี (เมษายน-ตุลาคม) จากนั้นจะมีค่าลดต่ำลงในช่วงปลายปี



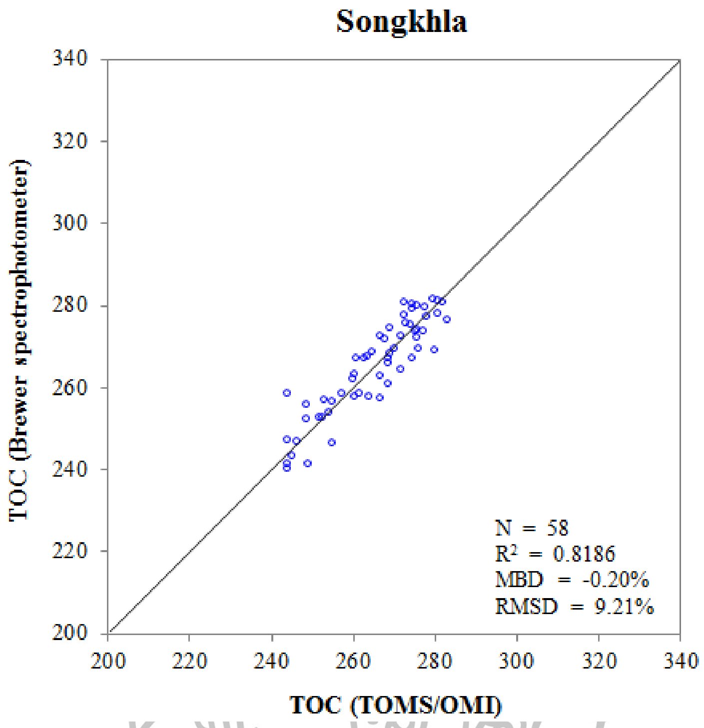
รูปที่ 3.41 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากการวัดด้วยหัววัด TOMS/OMI และ Dobson spectrophotometer ระหว่างปี 1986-2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยาบางนา

มหาวิทยาลัยศิลปากร

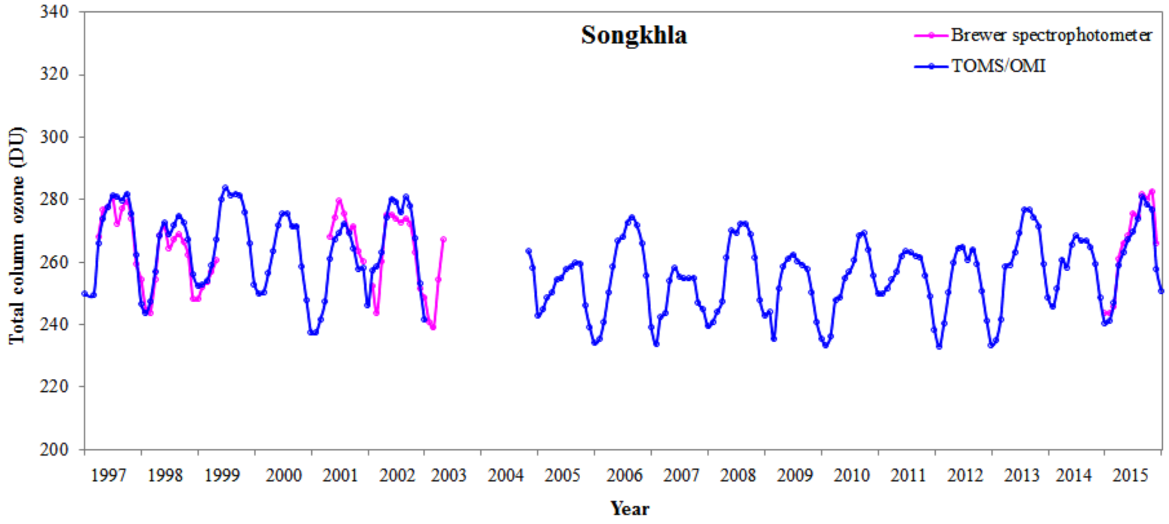


รูปที่ 3.42 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากการวัดด้วยหัววัด TOMS/OMI และ Dobson spectrophotometer ระหว่างปี 1986-2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา

จากผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จาก Dobson spectrophotometer และหัววัด TOMS/OMI ระหว่างปี 1986-2015 ที่สถานีกรุงเทพฯ (รูปที่ 3.42) พบว่าข้อมูลส่วนใหญ่มีความสอดคล้องกันโดยมีค่า MBD เท่ากับ 0.24% และ RMSD เท่ากับ 28.52% และจากรูปที่ 3.42 แสดงให้เห็นว่าปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากการวัดด้วย Dobson spectrophotometer และหัววัด TOMS/OMI มีความสอดคล้องกันอย่างดีในฤดูแล้ง แต่จะมีค่าค่อนข้างแตกต่างกันเล็กน้อยในช่วงฤดูฝน ซึ่งน่าจะเกิดจากอิทธิพลของเมฆ อย่างไรก็ตามจากผลดังกล่าวจะเห็นการแปรค่าตามฤดูกาลของปริมาณโอโซนรวมกล่าวคือ ปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำสุดในช่วงต้นปี (มกราคม-กุมภาพันธ์) จากนั้นค่าจะค่อยๆ เพิ่มสูงขึ้นจนมีค่าสูงสุดในช่วงเดือนพฤษภาคม-กันยายน จากนั้นเมื่อย่างเข้าสู่เดือนตุลาคม ปริมาณโอโซนรวมจะเริ่มมีค่าลดต่ำลง และลดต่ำลงเรื่อยๆ จนมีค่าต่ำสุดในเดือนธันวาคม



รูปที่ 3.43 ผลการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากการวัดด้วยหัววัด TOMS/OMI และ Brewer spectrophotometer ระหว่างปี 1997-2015 ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา



รูปที่ 3.44 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนจากการวัดด้วยหัววัด TOMS/OMI กับข้อมูลวัดภาคพื้นดินที่วัดด้วย Brewer spectrophotometer ระหว่างปี 1997-2015 ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา

จากผลการเปรียบเทียบปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากการวัดด้วยหัววัด TOMS/OMI กับข้อมูลที่วัดได้จาก Brewer spectrophotometer ณ ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลาระหว่างปี 19797-2015 พบว่าข้อมูลส่วนใหญ่มีความสอดคล้องกันดี โดยมีค่า MBD และ RMSD เท่ากับ -0.20 และ 9.21 ตามลำดับ (รูปที่ 3.43) โดยจากกราฟรูปที่ 3.44 พบว่าปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำสุดในช่วงเดือนมกราคม/ กุมภาพันธ์ และจะค่อยๆ มีค่าเพิ่มสูงขึ้นจนถึงค่าสูงสุดในช่วงเดือนเมษายน-ตุลาคม จากนั้นจะค่อยๆ ลดต่ำลงจนถึงค่าต่ำสุดในเดือนธันวาคม

3.2.3 การศึกษาการกระจายตัวของปริมาณโอโซนและการจัดทำแผนที่ปริมาณโอโซนระยะยาวของประเทศไทย

เนื่องจากการวัดปริมาณโอโซนรวมด้วยเครื่องมือวัดภาคพื้นดินมีค่าใช้จ่ายที่สูงและสามารถวัดได้เพียงบางตำแหน่งของประเทศเท่านั้น ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงเลือกใช้ข้อมูลจากดาวเทียมขององค์การ NASA ที่ระหว่างปี 1986-2015 มาใช้งานในด้านการวิเคราะห์การกระจายตัวตามพื้นที่ของปริมาณโอโซนรวมระยะยาวของประเทศไทย โดยนำเสนอออกมาในรูปของแผนที่ปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาวและรายวันเฉลี่ยต่อปีระยะยาวของประเทศไทย ซึ่งมีวิธีการสร้างแผนที่ดังนี้

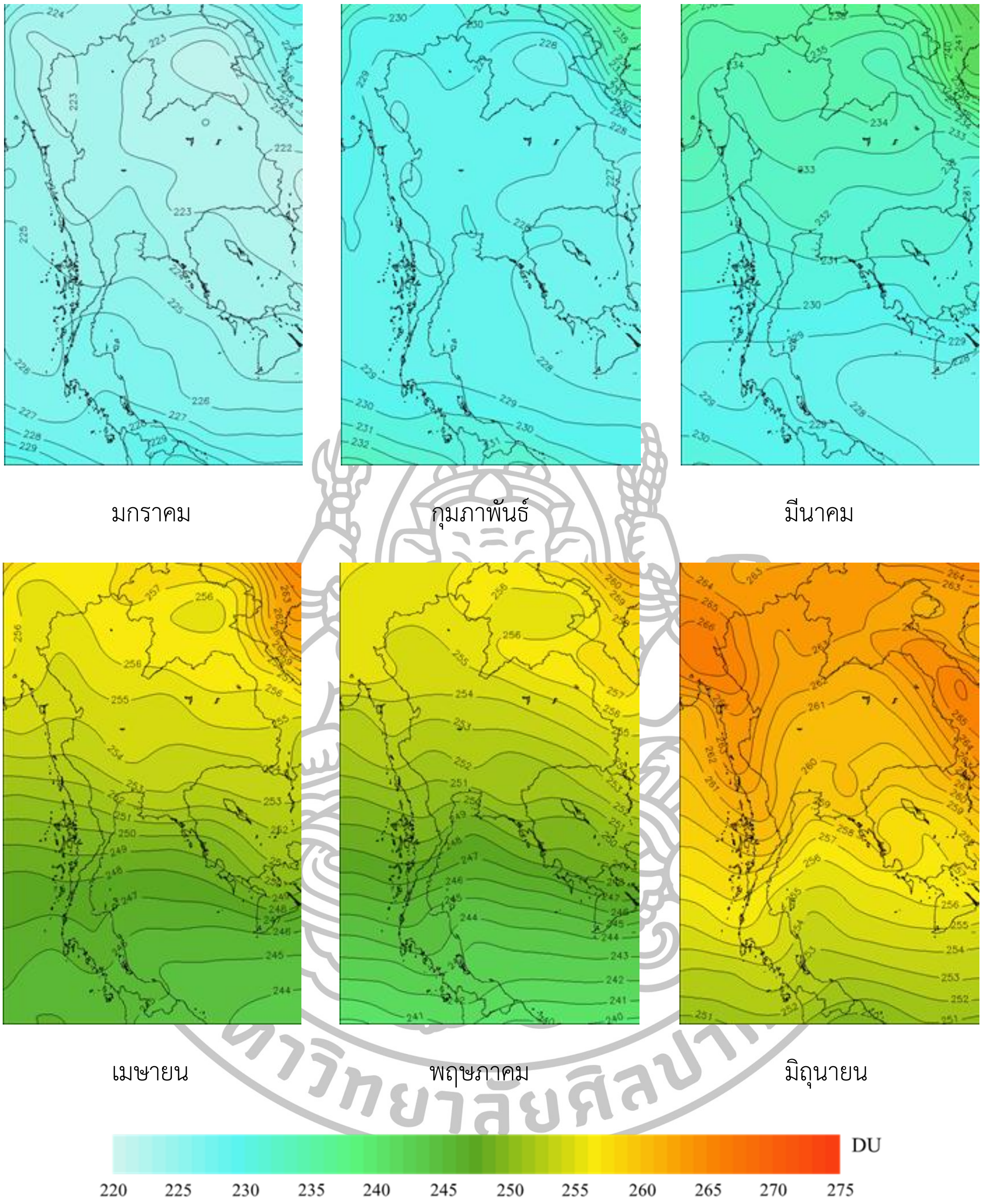
1) ดาวน์โหลดข้อมูลปริมาณโอโซนรวมจากดาวเทียม 4 ดวงข้างต้น (Nimbus-7 Meteor-3 Earth Probe และ Aura) ตั้งแต่เดือนมกราคม 1986 จนถึงเดือนธันวาคม 2015 จากเว็บไซต์ขององค์การ NASA (http://avdc.gsfc.nasa.gov/) มาใช้เป็นข้อมูลตั้งต้น

2) เขียนโปรแกรมภาษา IDL เพื่ออ่านข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทยตั้งแต่ละติจูดที่ 5.0-25.0°N และที่ลองจิจูด 95.0-110.0°E โดยจะทำการแปลงพิกเซลของดาวเทียมทั้ง 4 ดวงให้มีขนาดเท่ากัน (1 องศาตามละติจูด x 1 องศาตามลองจิจูด)

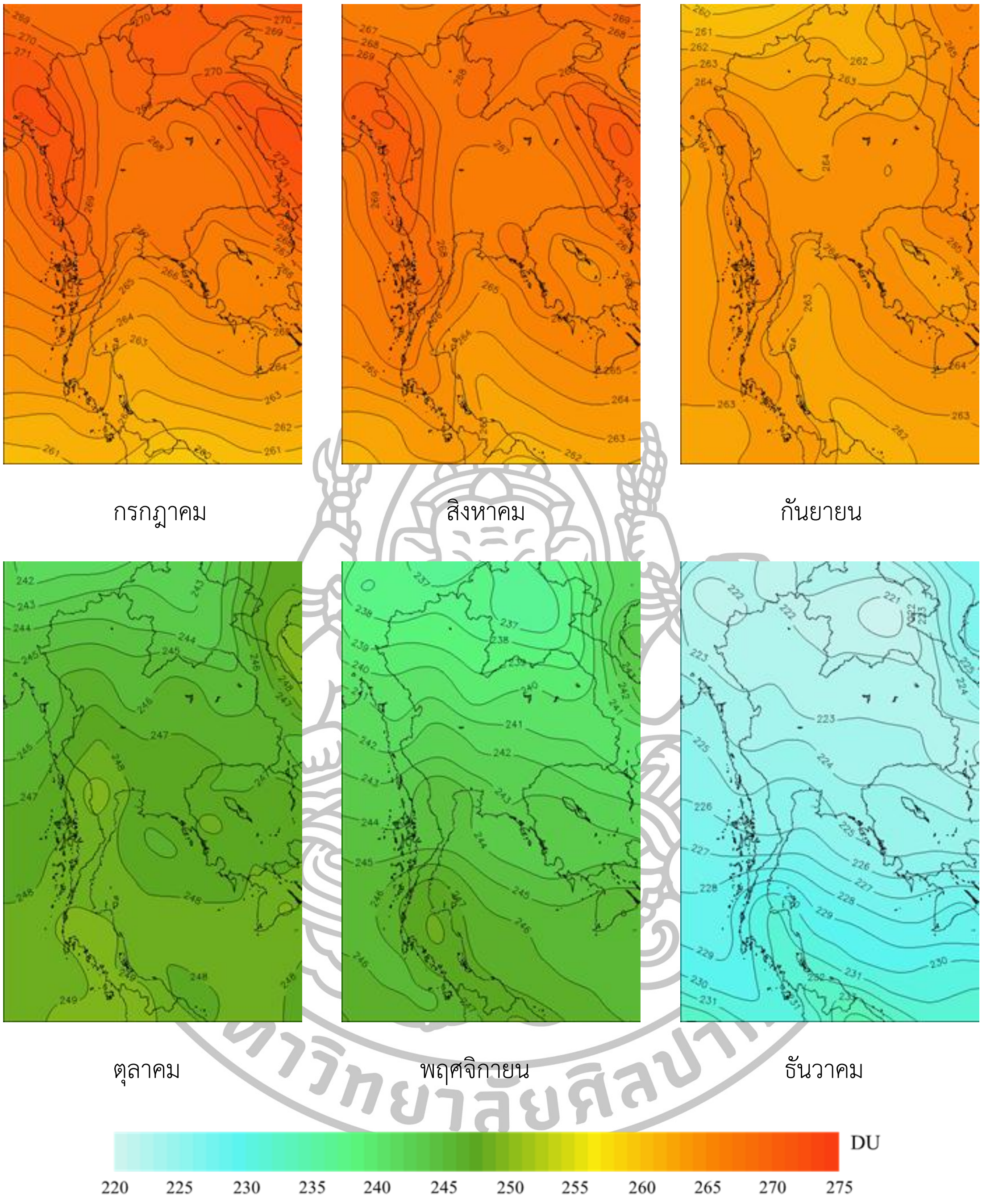
3) นำค่าปริมาณโอโซนรวมรายวันของแต่ละพิกเซลมาหาค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว (1986-2015) และค่ารายวันเฉลี่ยต่อปีระยะยาว (1986-2015) โดยต้องทำการ interpolation ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมของประเทศไทยด้วย เนื่องจากข้อมูลดาวเทียมมี resolution ต่ำ

4) นำค่าปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว และค่าปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อปีระยะยาว มาแสดงเป็นรหัสสีบนแผนที่ปริมาณโอโซนรวมระยะยาวในบรรยากาศของประเทศไทย

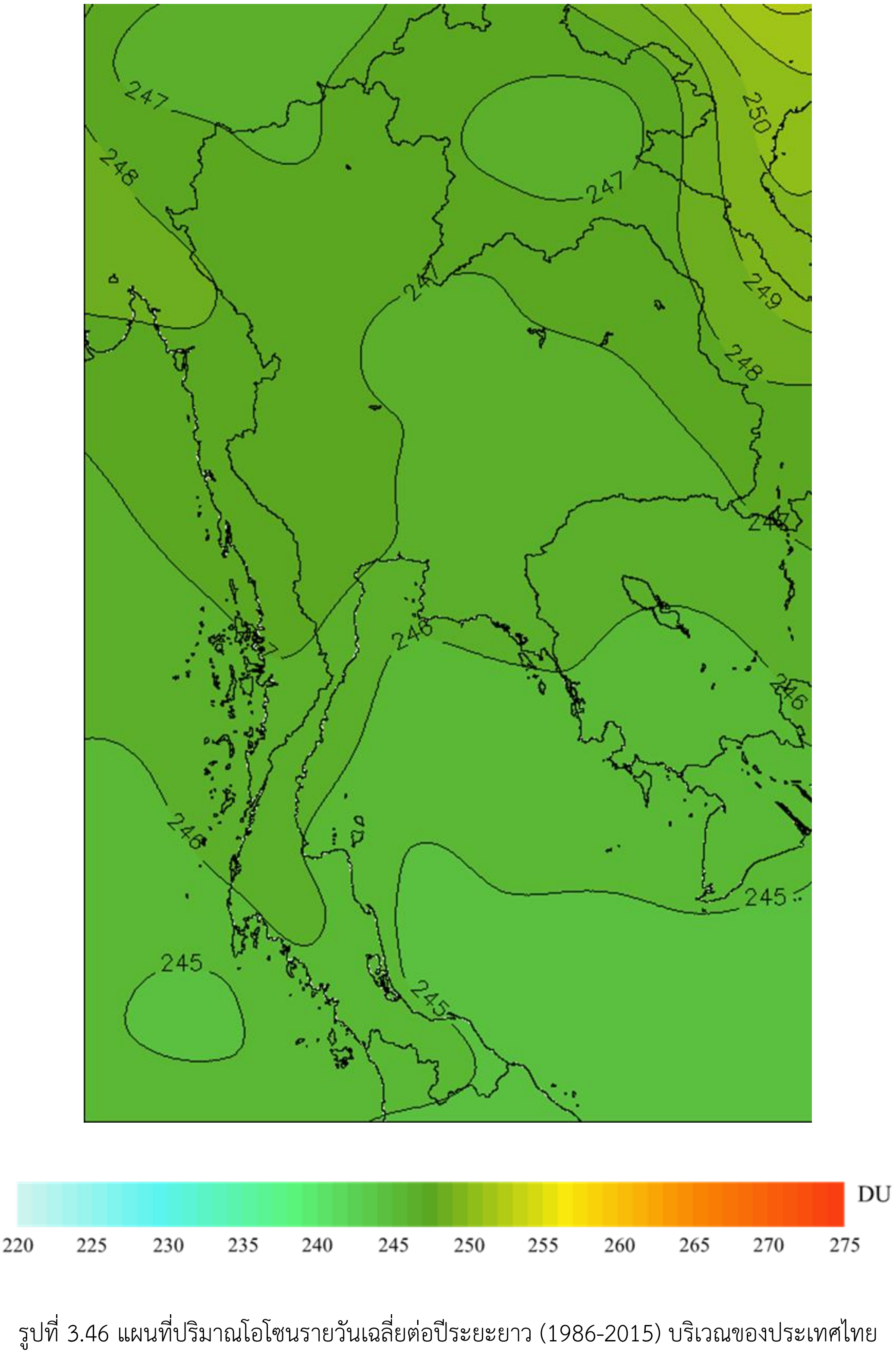
ผลที่ได้แสดงในรูปที่ 3.45 จากรูปจะเห็นการกระจายตามพื้นที่ของปริมาณโอโซนรวมในบรรยากาศของประเทศไทย ซึ่งค่าปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว (1986-2015) ของประเทศไทยมีค่าประมาณ 221-270 DU โดยปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำในฤดูแล้ง (ธันวาคม-กุมภาพันธ์) และจะมีค่าสูงในฤดูฝน (มิถุนายน-กันยายน) กล่าวคือ ปริมาณโอโซนรวมจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นจากต้นปีจนถึงค่าสูงสุดในช่วงกลางปี และจะค่อยๆ ลดลงจนถึงค่าต่ำสุดในช่วงปลายปี ซึ่งสอดคล้องกับค่าปริมาณโอโซนรวมที่วัดได้จากเครื่องวัดภาคพื้นดิน นอกจากนี้ยังพบการแปรค่าปริมาณโอโซนรวมตามละติจูดด้วย โดยปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าลดลงเมื่อละติจูดมีค่าสูงขึ้นในเดือนมกราคม-กุมภาพันธ์ และเดือนตุลาคม-ธันวาคม ขณะที่ในระหว่างเดือนมีนาคม-กันยายน ปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าเพิ่มขึ้นตามค่าละติจูดที่สูงขึ้น



รูปที่ 3.45 แผนที่ปริมาณโอโซนรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว (1986-2015) บริเวณประเทศไทย



รูปที่ 3.45 แผนที่ปริมาณโอโซนรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว (1986-2015) บริเวณประเทศไทย (ต่อ)



รูปที่ 3.46 แผนที่ปริมาณโอโซนรายวันเฉลี่ยต่อปีระยะยาว (1986-2015) บริเวณของประเทศไทย

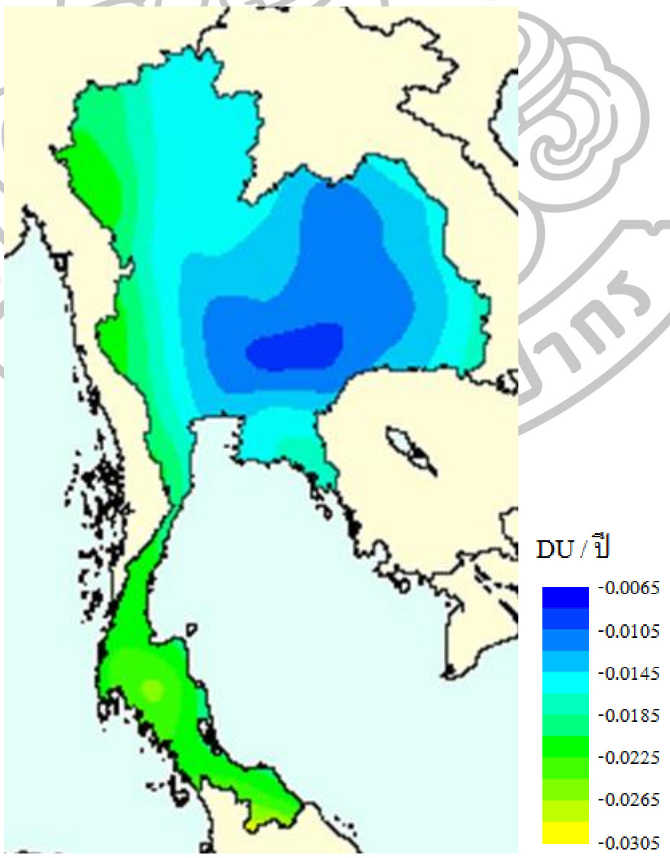
จากรูปที่ 3.46 พบว่าค่าปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาวของประเทศไทยมีค่าสูงปานกลางคือ มีค่าในช่วง 245-250 DU โดยปริมาณโอโซนรวมจะมีการแปรค่าตามละติจูดด้วย โดยปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าเพิ่มตามค่าละติจูดที่สูงขึ้น

3.2.4 การวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงปริมาณโอโซนของประเทศไทย

ในงานนี้ ผู้วิจัยจะนำข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว (1986-2015) ที่ได้จากการวัดด้วยดาวเทียมมาทำการวิเคราะห์แนวโน้มปริมาณโอโซนรวมสำหรับประเทศไทย โดยผู้วิจัยได้เขียนโปรแกรมภาษา IDL เพื่อหาแนวโน้มปริมาณโอโซนรวมบริเวณประเทศไทยในช่วง 30 ปีที่ผ่านมา ซึ่งผู้วิจัยมีวิธีการหาแนวโน้มปริมาณโอโซนรวมดังนี้

1) นำข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนในปี 1986-2015 ที่ได้จากการจัดทำแผนที่ มาใช้เป็นข้อมูลตั้งต้น

2) เขียนโปรแกรมภาษา IDL เพื่ออ่านข้อมูลปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือน (1986-2015) ที่ครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย ตั้งแต่ละติจูดที่ 5.0-25.0°N และลองจิจูดที่ 95.0-110.0°E มาหาแนวโน้มปริมาณโอโซนรวมสำหรับประเทศไทย โดยนำเสนอเป็นรหัสสีบนแผนที่แนวโน้มปริมาณโอโซนรวมระยะยาวสำหรับประเทศไทย ดังรูปที่ 3.47



รูปที่ 3.47 แผนที่แนวโน้มปริมาณโอโซนรวมระยะยาวของประเทศไทย (1986-2015)

จากรูปที่ 3.47 พบว่าแนวโน้มปริมาณโอโซนรวมระยะยาวของประเทศไทยมีค่าเฉลี่ยโดยรวมทั้งประเทศเท่ากับ -0.018 DU/ปี สอดคล้องกับงานวิจัยของ Sahai และคณะ (2000) พบว่าปริมาณโอโซนรวมของประเทศบราซิลซึ่งอยู่ในเขตร้อนมีแนวโน้มลดลงในช่วงปี 1994-1997 โดยมีค่าแนวโน้มเท่ากับ -2.0± 1.2% ที่สถานี Cachoeira Paulista (22.7°S, 45.0°W) สำหรับสถานี Natal (5.8°S, 35.8°W) มีแนวโน้มลดลงเช่นเดียวกัน โดยลดลงเท่ากับ -0.8±0.8% ในช่วงปี 1978-1997

จากรูปพบว่าปริมาณโอโซนรวมระยะยาวของประเทศไทยมีแนวโน้มการลดลงต่ำสุดที่บริเวณภาคกลางและภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่างโดยเฉพาะจังหวัดนครราชสีมา ซึ่งมีแนวโน้มเท่ากับ -0.0065 DU/ปี หรือราว 0.2 DU ในช่วงเวลา 30 ปี ขณะที่ปริมาณโอโซนรวมจะมีแนวโน้มลดลงมากที่สุดทางภาคใต้โดยเฉพาะอย่างยิ่งในส่วนตอนล่างของจังหวัดยะลา นราธิวาส โดยมีค่าประมาณ -0.0305 DU/ปี หรือราว 1 DU ในช่วง 30 ปี และจากรูปพบว่าบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันออก (อ่าวไทย) มีแนวโน้มการลดลงของปริมาณโอโซนรวมที่น้อยกว่าบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตก การที่ปริมาณโอโซนรวมทางภาคใต้มีการลดลงที่มากกว่าบริเวณอื่นๆ ของประเทศไทยนั้นจะทำให้รังสี UV โดยเฉพาะรังสี UVB ที่ตกกระทบพื้นผิวมีปริมาณเพิ่มมากขึ้น ส่งผลกระทบต่อสุขภาพของมนุษย์ กล่าวคือ ประชาชนในพื้นที่ดังกล่าวมีความเสี่ยงเป็นผิวหนังไหม้แดดและโรคมะเร็งผิวหนังสูงขึ้น สอดคล้องกับผลที่ได้จากการวัดปริมาณรังสี UV ที่สถานีวัดในภาคใต้ของประเทศไทยที่พบว่า ปริมาณรังสี UV ที่วัดได้ในเวลาเที่ยงวันของวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆระหว่างฤดูร้อน มีดัชนีรังสีอัลตราไวโอเลต (UV index) มากกว่า 12 ซึ่งมีค่าสูงมาก (Buntoung et al., 2012)

3.3 กรณีศึกษาโอโซนที่กรุงเทพฯ

3.3.1 โปรไฟล์ของโอโซน

โดยทั่วไป โอโซนในบรรยากาศจะมีการเปลี่ยนแปลงตามความสูงขึ้นอยู่กับสภาวะของบรรยากาศ ณ ขณะนั้นที่ระดับความสูงต่างๆ ดังนั้นข้อมูลโปรไฟล์ของโอโซนจึงเป็นข้อมูลที่สำคัญของการศึกษาสภาวะของบรรยากาศ ปัจจุบันข้อมูลดังกล่าวสำหรับประเทศไทยยังมีน้อยมาก ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงเสนอทำการหาโปรไฟล์ของโอโซนที่กรุงเทพฯ โดยเลือกทำการศึกษาที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E) เนื่องจากสถานีดังกล่าวตั้งอยู่ในเขตพื้นที่กรุงเทพฯ ซึ่งเป็นพื้นที่ที่สำคัญของประเทศ พื้นที่ดังกล่าวติดกับลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยา มีพื้นที่ทั้งหมด 7,762 ตารางกิโลเมตร และมีประชากรสูงถึง 10.1 ล้านคน (Zhu et al., 2012) พื้นที่โดยรอบของสถานที่ที่ทำการวัดมีทางด่วนและมอเตอร์เวย์ตัดผ่านหลายสาย มีรถไฟฟ้า BTS วิ่งผ่านทางด้านหน้ากรมอุตุนิยมวิทยา บางนา และสถานีดังกล่าวยังถูกล้อมรอบด้วยโรงงานอุตสาหกรรมทาง ด้านทิศตะวันออกเฉียงใต้และทิศเหนือ ส่งผลให้มีมลพิษทางอากาศ (โอโซน) ค่อนข้างสูง สอดคล้องกับผลการตรวจวัดมลพิษทางอากาศของกรมควบคุมมลพิษที่ตรวจพบสารประกอบอินทรีย์ระเหย (Volatile organic compounds; VOCs) ก๊าซไนโตรเจนไดออกไซด์ (NO_2) และก๊าซคาร์บอนมอนอกไซด์ (CO) ในปริมาณที่สูงมากของพื้นที่เขตกรุงเทพฯ (ตารางที่ 3.3) โดยสารทั้งสามตัวนี้ถือเป็นสารตั้งต้นโอโซนที่สำคัญ ส่วนใหญ่จะถูกปล่อยออกมาจากยวดยานพาหนะ

ตารางที่ 3.3 การประเมินอัตราการปล่อยมลพิษทางอากาศในพื้นที่เขตกรุงเทพฯ ปี 1997

Pollutants	Emission loads (tons/year)			
	Point source	Mobile source	Area source	Total
NO_x	6,553	164,737	6,434	177,724
CO	909	249,320	4,467	254,696
VOC	382	171,086	8,468	179,936

ที่มา : PCD (2000) และได้รับการปรับปรุงโดย Zhang และ Kim Oanh (2002)

นอกจากสภาพอากาศบริเวณโดยรอบสถานีจะมีผลต่อโปรไฟล์ของโอโซนแล้ว สภาพภูมิอากาศตามฤดูกาลยังส่งผลต่อโอโซนด้วย เนื่องจากประเทศไทยได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ซึ่งลมมรสุมทั้งสองนี้เป็นอีกปัจจัยหนึ่งที่ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของโอโซน ดังนั้นในการวิเคราะห์การแปรค่าของโปรไฟล์ของโอโซน ผู้วิจัยจึงจำเป็นต้องรู้ข้อมูลความเร็วลม ทิศทางลม อุณหภูมิอากาศ ความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศ ความเข้มข้นโอโซนและสารตั้งต้นโอโซนที่พื้นผิว รวมถึงข้อมูลฝุ่นละอองเพื่อนำมาใช้ในการวิเคราะห์โปรไฟล์ของโอโซน ซึ่งข้อมูลเหล่านี้ผู้วิจัยได้รับความเอื้อเฟื้อข้อมูลจากกรมอุตุ-นิยมวิทยา บางนา และกรมควบคุมมลพิษ

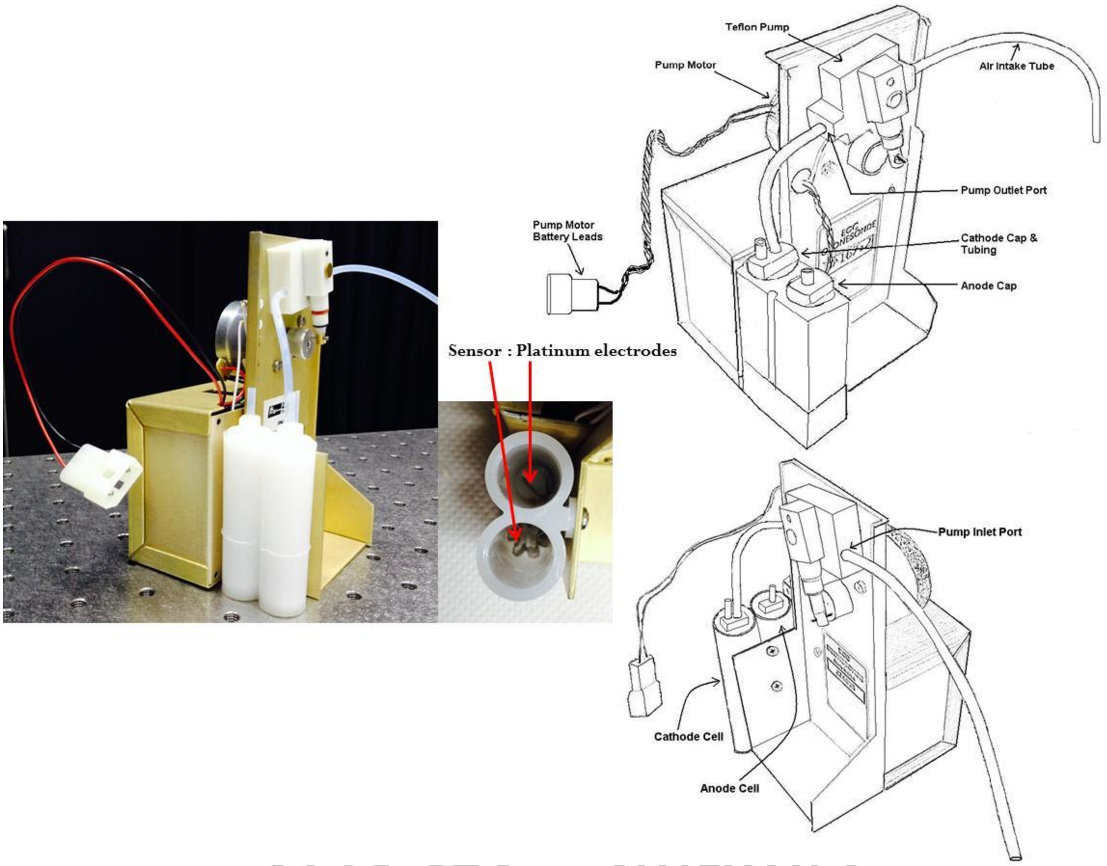
ในงานนี้ ผู้วิจัยสามารถตรวจวัดโปรไฟล์ของโอโซนที่ระดับความสูงต่างๆ ได้โดยการปล่อยบัลลูนซึ่งติดตั้งเครื่องตรวจวัดโอโซน (ozonesonde) เริ่มดำเนินการตรวจวัดตั้งแต่เดือนพฤษภาคม 2014-เมษายน 2015 ทำการตรวจวัดเดือนละ 1 ครั้งในช่วงเวลา 09.00 น. ยกเว้นในเดือนมีนาคมและเมษายน 2015 ที่จะดำเนินการตรวจวัดหลายเวลา กล่าวคือ ในวันที่ 10 มีนาคม 2015 จะทำการตรวจวัดที่เวลา 06.00 09.00 16.00 และ 20.00 น. และวันที่ 7 เมษายน 2015 จะทำการตรวจวัดที่เวลา 06.00 13.00 และ 16.00 น. ดังแสดงรายละเอียดไว้ในตารางที่ 3.4

มหาวิทยาลัยศิลปากร

ตารางที่ 3.4 ช่วงเวลาที่ทำการตรวจวัดโปรไฟล์ของโอโซนด้วย ozonesonde ระหว่างเดือนพฤษภาคม 2014-เมษายน 2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา

วัน เดือน ปี	เวลาที่ทำการตรวจวัด				
	06.00 น.	09.00 น.	13.00 น.	16.00 น.	20.00 น.
21 พฤษภาคม 2014	-	✔	-	-	-
13 มิถุนายน 2014	-	✔	-	-	-
15 กรกฎาคม 2014	-	✔	-	-	-
8 สิงหาคม 2014	-	✔	-	-	-
10 กันยายน 2014	-	✔	-	-	-
28 ตุลาคม 2014	-	✔	-	-	-
25 พฤศจิกายน 2014	-	✔	-	-	-
9 ธันวาคม 2014	-	✔	-	-	-
20 มกราคม 2015	-	✔	-	-	-
20 กุมภาพันธ์ 2015	-	✔	-	-	-
10 มีนาคม 2015	✔	✔	-	✔	✔
7 เมษายน 2015	✔	-	✔	✔	-

มหาวิทยาลัยศิลปากร



รูปที่ 3.48 เซ็นเซอร์สำหรับวัดปริมาณโอโซน

Ozonesonde ที่จะนำมาใช้หาปริมาณโอโซนในบรรยากาศตามความสูงเป็นเซลล์ไฟฟ้าเคมี (Electrochemical concentration cell; ECC) รุ่น 2ZV7 ผลิตโดยบริษัท EN-SCI Corporation ozonsonde ดังกล่าวประกอบด้วย 1) เซ็นเซอร์อิเล็กโทรด 2 ตัว แช่ในแอโนดและแคโทดของสารละลายโพแทสเซียมไอโอไดด์ (KI) ที่มีความเข้มข้นต่างกัน 2) ช่องอากาศเข้าซึ่งทำงานร่วมกับปั๊มอากาศ ซึ่งทำหน้าที่ดูดอากาศจากสิ่งแวดล้อมเข้าสู่เซ็นเซอร์ นอกจากนี้ยังมีส่วนเชื่อมต่อสัญญาณไฟฟ้าและแบตเตอรี่สำหรับขับเคลื่อนมอเตอร์ด้วย (รูปที่ 3.48) เซ็นเซอร์ที่ติดตั้งใน ozonesonde ทำจากอิเล็กโทรดแพลตทินัม 2 ตัวแช่ในสารละลายโพแทสเซียมไอโอไดด์ (KI) ที่มีความเข้มข้นของสารละลายต่างกัน สารละลายอิเล็กโทรไลต์ประกอบด้วยโพแทสเซียมโบรไมด์ (KBr) และสารละลายบัฟเฟอร์ที่มีความเข้มข้นเท่ากันในแต่ละเซลล์ ECC ozonesonde จะให้แรงเคลื่อนไฟฟ้าขนาด 0.13 โวลต์ จากความต่างของความเข้มข้นของสารละลายโพแทสเซียมไอโอไดด์ที่ขั้วแคโทดและขั้วแอโนด

เมื่อโอโซนที่อยู่ในอากาศถูกดูดเข้าสู่เซ็นเซอร์ จะเกิดปฏิกิริยาเคมีระหว่างโพแทสเซียมไอโอไดด์และโอโซนทำให้ได้ไอโอดีน (I_2) ออกมา ดังสมการ

$$2KI + O_3 + H_2O \rightarrow 2KOH + I_2 + O_2 \qquad (3.11)$$

จากนั้นไอโอดีนจะเปลี่ยนไปเป็นไอออนของไอโอไดด์ ดังสมการ

$$I_2 + 2e^- \rightarrow 2I^+ \qquad (3.12)$$

อิเล็กตรอนที่ได้จะทำให้เกิดกระแสไฟฟ้าไหล โดยปริมาณกระแสไฟฟ้านี้จะสัมพันธ์กับปริมาณโอโซนนั่นเอง จากค่ากระแสไฟฟ้าและอัตราการไหลของโอโซนเข้าสู่เซ็นเซอร์จะสามารถคำนวณหาปริมาณโอโซนได้ดังสมการ

$$P_{O3} = 4.307 \times 10^{-3} (i_m - i_b) T_p t \qquad (3.13)$$

โดยที่ P_{O3} เป็นความดันย่อยของโอโซน (nbar)
I_b เป็นค่ากระแสไฟฟ้าต่ำสุด (background current) ของเซ็นเซอร์ (μA)
T_p เป็นค่าอุณหภูมิของปั๊ม (pump) (K)
t เป็นเวลาที่ปั๊มดึงอากาศให้ไหลผ่านเซ็นเซอร์ (s)

สำหรับการวัดโอโซนตามความสูงต่างๆ ทำได้โดยการนำ ozonesonde และ radiosonde ผูกติดไปกับบัลลูนแล้วปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศ ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดที่ระดับความสูงต่างๆ (อุณหภูมิอากาศ ความชื้นสัมพัทธ์ ความเร็วลม ทิศทางลม ความดันบรรยากาศ และตำแหน่งของการวัด) จะถูกส่งกลับสู่ภาคพื้นโดยอาศัยคลื่นวิทยุจาก radiosonde มายังเครื่องรับภาคพื้นดิน จากนั้นสัญญาณจะถูกประมวลผลและบันทึกค่าด้วยคอมพิวเตอร์ ดังแสดงในรูปที่ 3.49

มหาวิทยาลัยศิลปากร

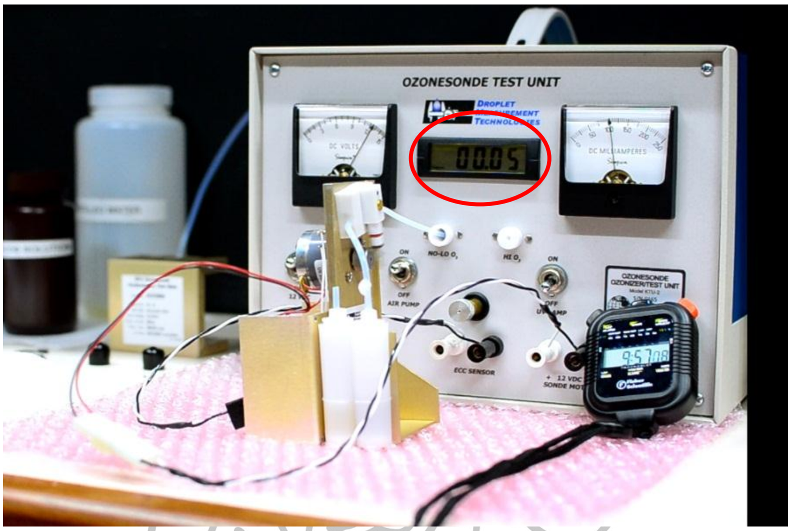
รูปที่ 3.49 อุปกรณ์ที่ใช้ในการวัดโปรไฟล์ของโอโซน

ก่อนที่ผู้วิจัยจะดำเนินการวัดโปรไฟล์ของโอโซน ผู้วิจัยต้องทำการทดสอบการทำงานของ ozonesonde ก่อน ซึ่งขั้นตอนการทดสอบมีดังนี้

1) นำ ozonesonde มาทดสอบหากระแสไฟฟ้าและความดันของปั๊มที่ติดใน ozonesonde เป็นเวลาประมาณ 10-30 นาที ดังแสดงในรูปที่ 3.50 โดยที่กระแสไฟฟ้าของปั๊มควรจะน้อยกว่า 100 mA จึงจะสามารถนำไปใช้งานได้

รูปที่ 3.50 วิธีการหาค่ากระแสไฟฟ้าของปั๊มของ ozonesonde

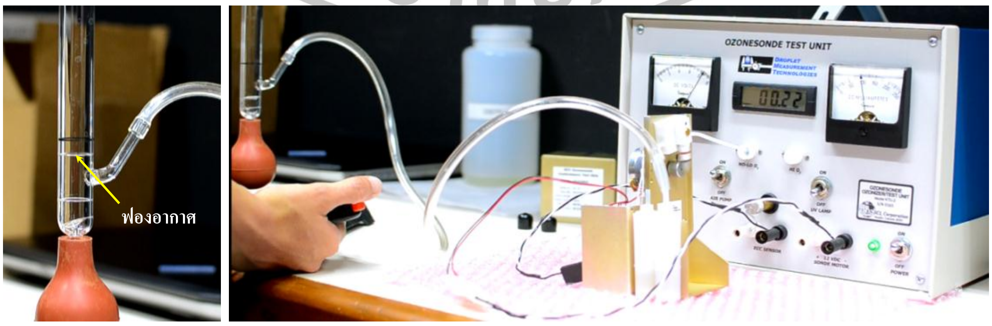
2) หาค่า background current ของเซลล์ไฟฟ้าเคมีของ ozonesonde ซึ่งสามารถหาได้โดยทำการเติมสารละลายโพแทสเซียมไอโอไดด์เข้มข้น 0.05% ในเซลล์แคโทดจำนวน 3 ซีซี (หรือมิลลิลิตร) และสารละลายโพแทสเซียมไอโอไดด์อิ่มตัวจำนวน 1.5 ซีซีในเซลล์แอโนด จากนั้นนำไปทดสอบกับเครื่อง ozonesonde test unit เป็นเวลา 10 นาที ดังรูปที่ 3.51 ซึ่งค่าที่ได้จะนำไปแทนในสมการ (3.13)



รูปที่ 3.51 การหาค่า background current ที่ได้จากการทดสอบ ozonesonde ด้วยเครื่อง ozonesonde test unit

3) หาเวลาที่ฟองอากาศใช้ในการไหลผ่านหลอดแก้วขนาด 100 มิลลิลิตร โดยใช้นาฬิกาจับเวลาเมื่อฟองอากาศเคลื่อนที่ผ่านเส้นเริ่มต้นและเส้นสุดท้ายที่ทำเครื่องหมายไว้บนหลอดแก้ว (เส้นสีดำ) ดังรูปที่ 3.52 ซึ่งเวลาดังกล่าวจะนำไปใช้คำนวณค่าความดันย่อยของโอโซนที่ระดับความสูงต่างๆ โดยการป้อนข้อมูลลงในโปรแกรม O3 ซึ่งมีสมการการคำนวณดังสมการ (3.13)

มหาวิทยาลัยศิลปากร



รูปที่ 3.52 วิธีการหาค่าเวลาที่ฟองอากาศใช้ในการไหลผ่านหลอดขนาด 100 มิลลิลิตร

ในการทดสอบข้อที่ 1) และ 2) จะทำการทดสอบทั้งหมด 3 ครั้ง ซึ่งแต่ละครั้งจะทดสอบห่างกัน 7 วัน โดยในการทดสอบครั้งที่ 1-2 จะทำการทดสอบเฉพาะข้อที่ 1) และ 2) เท่านั้น ส่วนในการทดสอบครั้งสุดท้าย (ครั้งที่ 3) ก่อนจะนำ ozonesonde ไปใช้งานจริง ผู้วิจัยต้องทำตามขั้นตอนข้อที่ 1)-3) เพื่อนำค่าที่ได้จากข้อที่ 2) และ 3) ซึ่งเป็นข้อมูลอินพุทป้อนลงในโปรแกรม O3 ซึ่งเป็นส่วนหนึ่งของซอฟแวร์สำหรับประมวลผลการวัดโปรไฟล์ของโอโซนของ ozonesonde

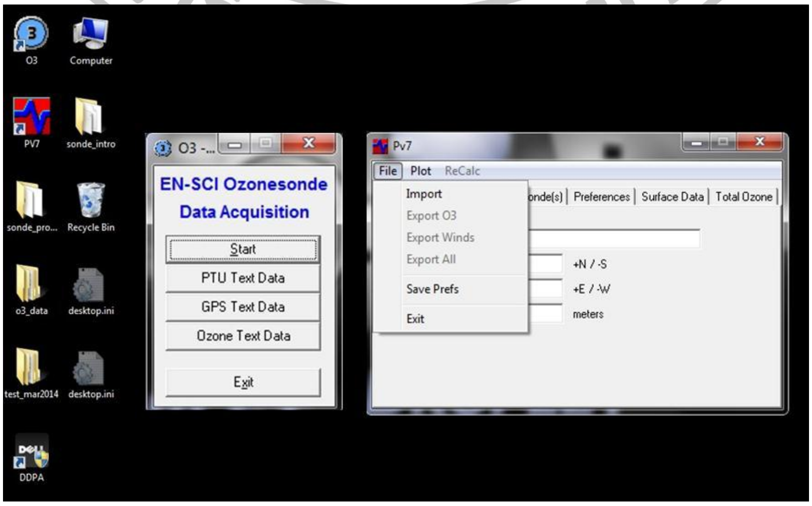
เมื่อทดสอบ ozonesonde ครั้งที่ 3 เสร็จแล้ว ผู้วิจัยจะนำ ozonesonde ไปใช้งานจริงโดยนำ ozonesonde ไปติดไว้กับ radiosonde จากนั้นนำไปทดสอบสัญญาณกับเครื่องรับ-ส่งสัญญาณวิทยุที่ความถี่ 403.0 MHz โดยสามารถตรวจสอบการทำงานผ่านเครื่องคอมพิวเตอร์ที่ใช้ในการประมวลผลดังแสดงในรูปที่ 3.53

รูปที่ 3.53 การทดสอบการทำงานของ ozonesonde ที่เชื่อมต่อกับ radiosonde และเครื่องรับ-ส่งสัญญาณ

เมื่อทดสอบการทำงานของชุดอุปกรณ์ ozonesonde เรียบร้อยแล้ว ผู้วิจัยได้นำชุดอุปกรณ์ ozonesonde ที่ผ่านการทดสอบมาใช้ตรวจวัดโปรไฟล์ของโอโซนที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา เพื่อทำการวิเคราะห์การแปรค่าของโอโซน การวัดโปรไฟล์ของโอโซนในแต่ละครั้งจะประกอบด้วยชุดอุปกรณ์ต่างๆ ดังนี้ บัลลูนขนาด 1,600 กรัม ร่มชูชีพ รอก ozonesonde และ radiosonde โดยบัลลูนแต่ละลูกจะทำการอัดด้วยก๊าซฮีเลียมขนาด 90 kg/cm^2 (ประมาณ 1,285.7 psi) (รูปที่ 3.54) ซึ่งจะให้อัตราลอยประมาณ 5 m/s และสามารถลอยขึ้นไปได้สูงประมาณ 30-37 km จากพื้นผิวก่อนที่บัลลูนจะแตก สำหรับในส่วนของ

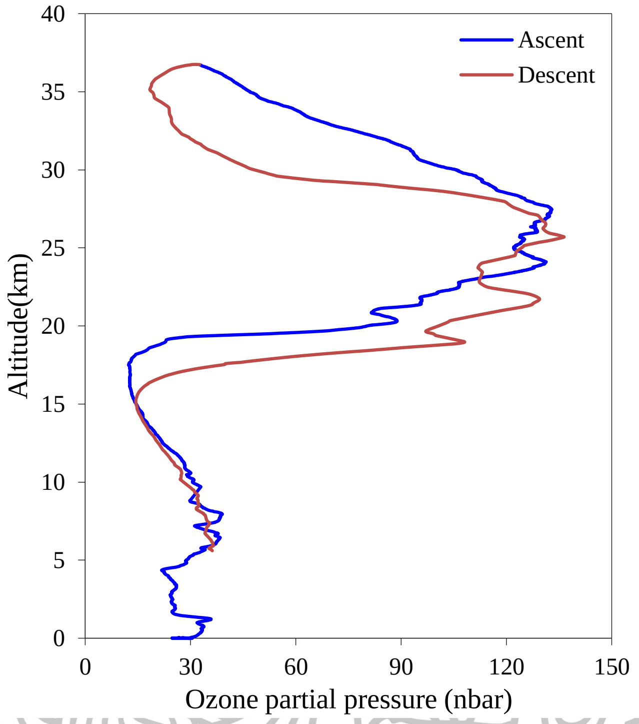
เครื่องรับ-ส่งสัญญาณและการขยายสัญญาณวิทยุจะใช้ขาตั้งกล้องติดเสาอากาศยากิรับสัญญาณที่ความถี่ 403.0 MHz โดยเชื่อมต่อกับเครื่องคอมพิวเตอร์ผ่านทางโมเด็ม เครื่องคอมพิวเตอร์จะติดตั้งซอฟแวร์สำหรับประมวลผลข้อมูลไว้ (รูปที่ 3.55) ซึ่งสามารถเก็บข้อมูลได้ทั้งขาขึ้นและขาลงของบัลลูน ในการตรวจวัดแต่ละครั้งจะใช้เวลาประมาณ 3 ชั่วโมง (ตั้งแต่เวลาประมาณ 9.00-12.00 น.)

รูปที่ 3.54 การอัดก๊าซฮีเลียมเข้าไปในบัลลูนขนาด 1,600 กรัม ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา



รูปที่ 3.55 ซอฟแวร์ที่ใช้ในการประมวลผลซึ่งเชื่อมต่อกับเครื่องคอมพิวเตอร์ผ่านทางโมเด็ม

ในที่นี้จะยกตัวอย่างผลการตรวจวัดโปรไฟล์ของโอโซนด้วย ozonesonde ในวันที่ 21 พฤษภาคม 2014 เวลา 09.00 น. ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา แสดงได้ดังรูปที่ 3.56 จากรูปจะเห็นว่าโปรไฟล์ของโอโซนที่ได้จากการประมวลผลด้วยซอฟแวร์มีทั้งขาขึ้น-ลงของบัลลูน ผู้วิจัยจะไม่นำข้อมูลขาลงมาทำการวิเคราะห์ เนื่องจากในตอนขาลง บัลลูนมีการร่วงหล่นที่เร็วมาก



รูปที่ 3.56 โปรไฟล์ของโอโซนขาขึ้น-ลงที่วัดได้ด้วย ozonesonde ในวันที่ 21 พฤษภาคม 2014 เวลา 09.00 น. ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E)

เมื่อได้ข้อมูลโปรไฟล์ของโอโซนแล้ว ขั้นแรกผู้วิจัยจะทำตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลก่อน ซึ่งในการตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูล โดยทั่วไปนิยมนำไปตรวจสอบกับโปรไฟล์ของโอโซนที่วัดได้จาก Brewer spectrophotometer แต่เนื่องจาก Brewer spectrophotometer ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา เสีย จึงไม่สามารถนำโปรไฟล์ของโอโซนที่วัดได้จาก ozonesonde มาเปรียบเทียบกันได้ ดังนั้นผู้วิจัยจึงทำการแปลงโปรไฟล์ของโอโซนให้เป็นปริมาณโอโซนรวมแล้วนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่วัดด้วย Dobson spectrophotometer และดาวเทียม Aura/OMI ณ ตำแหน่งสถานีเดียวกันและในช่วงเวลาเดียวกัน (มกราคม 2014-ธันวาคม 2015) แทน โดยในการแปลงค่าความดันย่อยของโอโซนให้เป็นปริมาณโอโซนรวม มีขั้นตอนการแปลงดังนี้

1) ความดันย่อยของโอโซนที่ระดับความสูงใดๆ (P_{O3}) สามารถแปลงเป็นอัตราส่วนผสมโอโซน (ozone mixing ratio) ในหน่วยของอัตราส่วนหนึ่งในล้านของปริมาตรอากาศ (part per million per volume (ppmv) ที่ระดับความสูงนั้นๆ ได้ดังสมการ

$$O_3(\text{ppmv}) = \frac{P_{O3}}{P} \qquad (3.14)$$

โดยที่ P เป็นความดันบรรยากาศที่ระดับความสูงใดๆ (mbar)

2) แปลงความเข้มข้นโอโซนในหน่วยของ ppmv ให้เป็นปริมาณโอโซนในหน่วยของ Dobson Unit (DU) ดังสมการ

$$O_3(\text{DU}) = 10\left(\frac{RT_0}{g_0 p_0}\right) = \sum_{i=1}^{N-1} 0.5[O_3(\text{ppmv})_i + O_3(\text{ppmv})_{i+1}(p_i - p_{i+1}) \qquad (3.15)$$

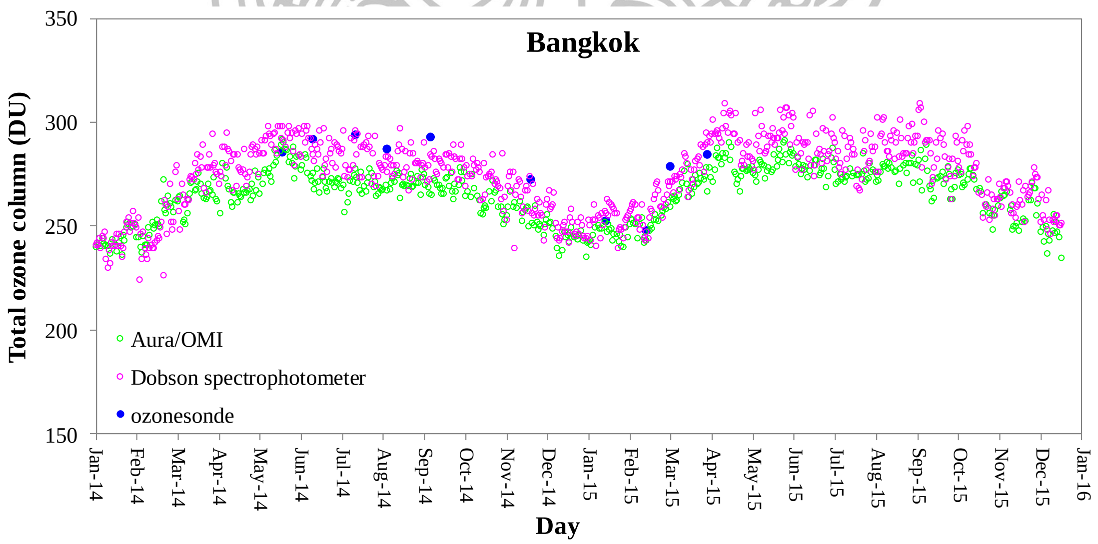
เมื่อ $R = \frac{k_B N_A}{M_A}$ = 287.3 J/K·kg

T_0 = 273.15 K

g_0 = 9.80665 m/s^2

p_0 = 1013.25 kPa

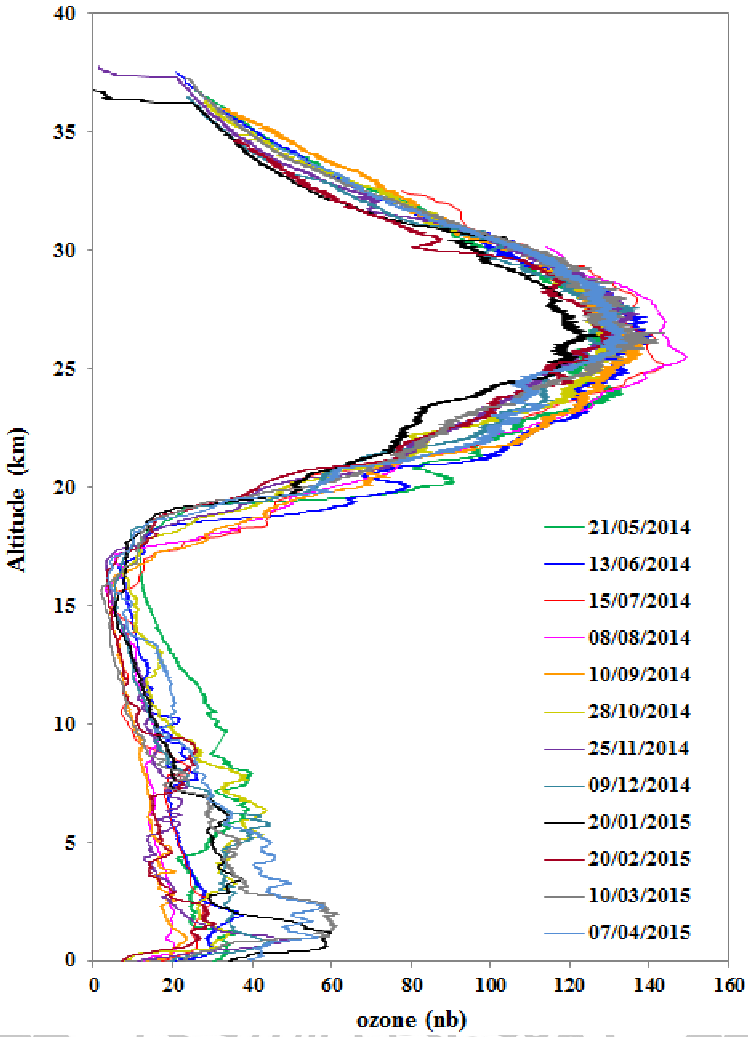
จากนั้นนำข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จาก ozonesonde มาทำการเปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากการวัดด้วย Dobson spectrophotometer และจากดาวเทียม Aura/OMI ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.57



รูปที่ 3.57 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่ได้จากการวัดด้วย Dobson spectrophotometer ดาวเทียม Aura/OMI และ ozonesonde ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ระหว่างปี 2014-2015

จากรูปที่ 3.57 พบว่าข้อมูลส่วนใหญ่มีความสอดคล้องกัน โดยจะสังเกตว่าในช่วงฤดูฝน ปริมาณโอโซนรวมที่วัดได้จาก Dobson spectrophotometer กับ ozonesonde จะสอดคล้องกันดีกว่าข้อมูลที่วัดได้จากดาวเทียม ซึ่งการที่ข้อมูลดาวเทียมมีค่าแตกต่างจากข้อมูลทั้งสอง อาจเกิดจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ กล่าวคือ ความชื้นสัมพัทธ์ที่มีค่าสูงและมีเมฆมากจะส่งผลต่อการวัดของหัววัด OMI แต่ไม่ได้ส่งผลมากนัก โดยผลการตรวจวัดทั้งสามนั้นจะพบการแปรค่าตามฤดูกาล นั่นคือ ปริมาณโอโซนรวมมีค่าต่ำสุดในช่วงกลางเดือนมกราคม และจะค่อยๆ เพิ่มสูงขึ้นจนมีค่าสูงสุดในช่วงกลางเดือนมิถุนายน จากนั้นค่าจะลดลงจนถึงค่าต่ำสุดในช่วงปลายปี แต่จากผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวพบว่า ความเข้มข้นโอโซนจะมีค่าสูงในเดือนธันวาคม-มกราคม (~50 ppbv) และมีค่าต่ำสุดในเดือนกรกฎาคม-สิงหาคม (~10 ppbv) ความแตกต่างที่เกิดขึ้นนี้ยืนยันว่าปริมาณโอโซนส่วนใหญ่ไม่ได้เกิดจากผลของความเข้มข้นโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ (การปล่อยโอโซนที่พื้นผิวและกระบวนการที่เกี่ยวข้องกับโอโซนใน boundary layer) แต่จะถูกควบคุมโดยการไหลเวียนของโอโซนทั่วโลกในชั้นสตราโตสเฟียร์ (Brewer-Dobson circulation) เป็นหลัก

ผลของโปรไฟล์ของโอโซนที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ตั้งแต่เดือนพฤษภาคม 2014-เมษายน 2015 มีข้อมูลจำนวน 17 โปรไฟล์ โดยในงานนี้ ผู้วิจัยจะนำโปรไฟล์ของโอโซนที่ได้มาทำการวิเคราะห์การกระจายตัวของโอโซนตามความสูง แสดงได้ดังรูปที่ 3.58



รูปที่ 3.58 โปรไฟล์ของโอโซนที่ได้จากวัดด้วย ozonesonde ระหว่างเดือนพฤษภาคม 2014-เมษายน 2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา (13.67°N, 100.62°E)

มหาวิทยาลัยศิลปากร

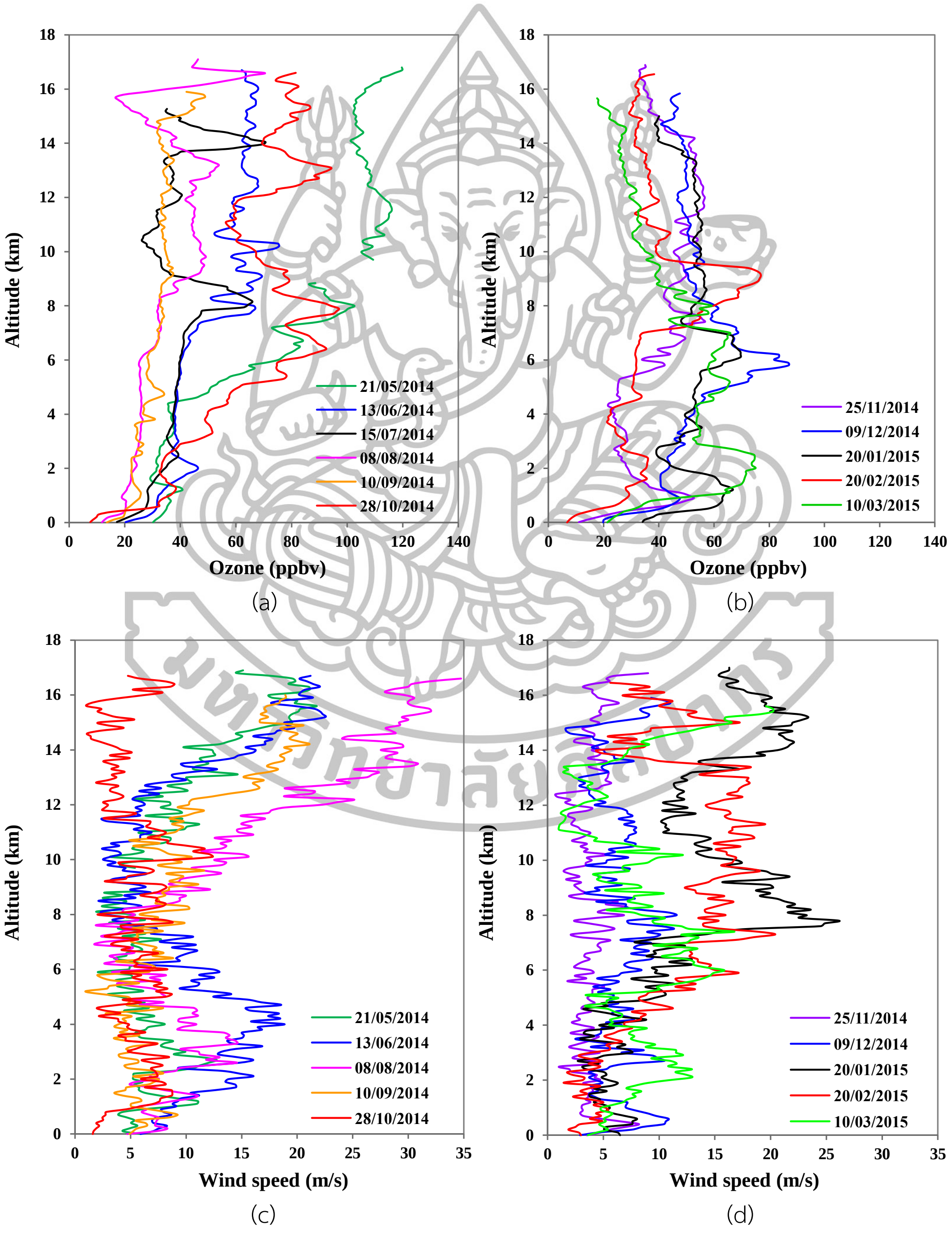
จากรูปที่ 3.58 จะเห็นว่าปริมาณโอโซนมีการแปรค่าตามความสูง กล่าวคือ โอโซนมีค่าผันผวนในชั้นโทรโพสเฟียร์ ยกเว้นในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนบนที่มีการเปลี่ยนแปลงค่าเพียงเล็กน้อยและแทบจะไม่มีการเปลี่ยนแปลงที่โทรโพพอส สำหรับในชั้นสตราโตสเฟียร์ตอนล่างจะพบว่าค่าโอโซนมีค่าเพิ่มสูงขึ้นอย่างรวดเร็วเมื่อพ้นชั้นโทรโพพอส และค่าโอโซนจะมีค่ามากที่สุดที่ระดับความสูงประมาณ 22-28 km โดยทั่วไปจะเรียกช่วงความสูงดังกล่าวว่า ชั้นโอโซน (ozone layer) เมื่อพ้นความสูงช่วงนี้ไป โอโซนจะมีค่าลดต่ำลงอย่างรวดเร็วจนกระทั่งหมดไปที่ระดับความสูง >35 km (โดยประมาณ) โดยโปรไฟล์โอโซนส่วนใหญ่จะมีลักษณะการแปรค่าตามความสูงที่คล้ายคลึงกัน ในงานนี้ ผู้วิจัยจะแบ่งกรณีศึกษาโปรไฟล์โอโซนออกเป็น 2 กลุ่ม ได้แก่ กรณีศึกษาโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ และกรณีศึกษาโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ ดังนี้

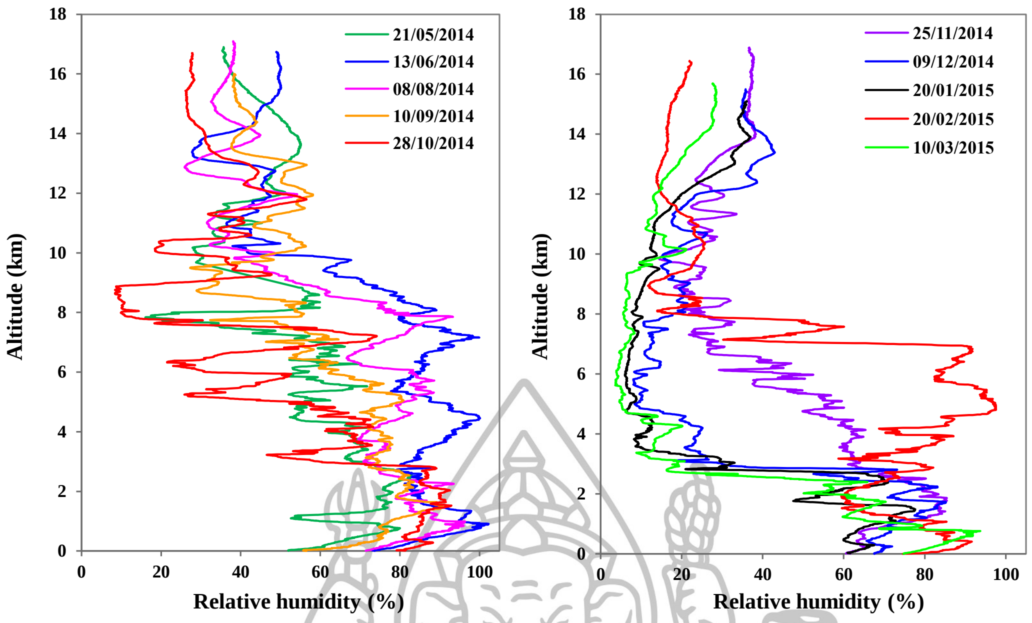
3.3.2 กรณีศึกษาโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์

จากโปรไฟล์โอโซนที่วัดได้ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา พบว่าโอโซนจะมีลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่ผันผวนมากในชั้นโทรโพสเฟียร์ โดยจะขึ้นกับฤดูกาลและเวลาในรอบวัน ดังนี้

3.3.2.1 การแปรค่าตามฤดูกาลของโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์

ในที่นี้ ผู้วิจัยจะแบ่งการพิจารณาออกเป็น 2 ฤดูกาล ได้แก่ ฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม) และฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) ดังแสดงในรูปที่ 3.59

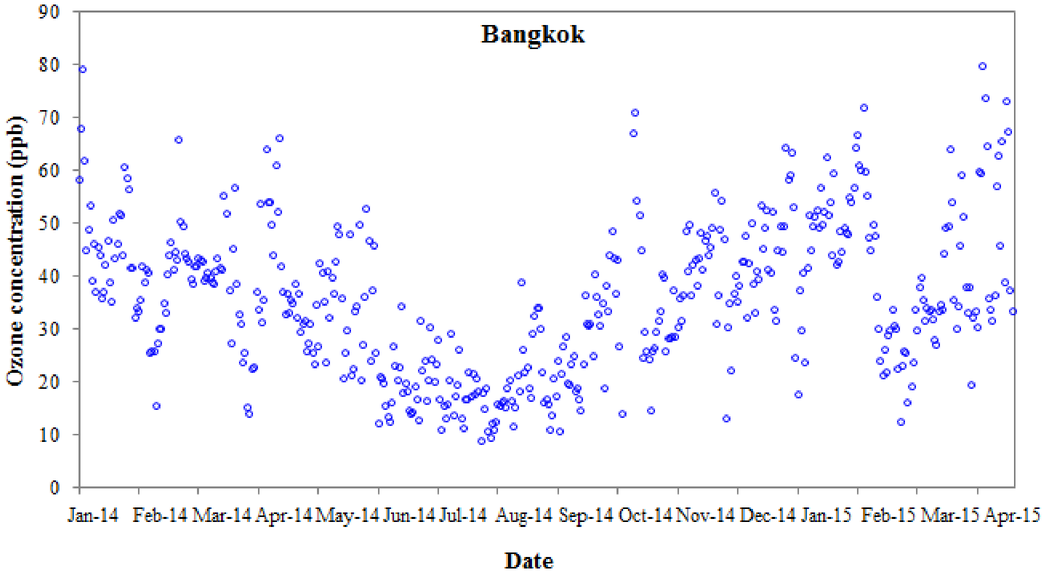




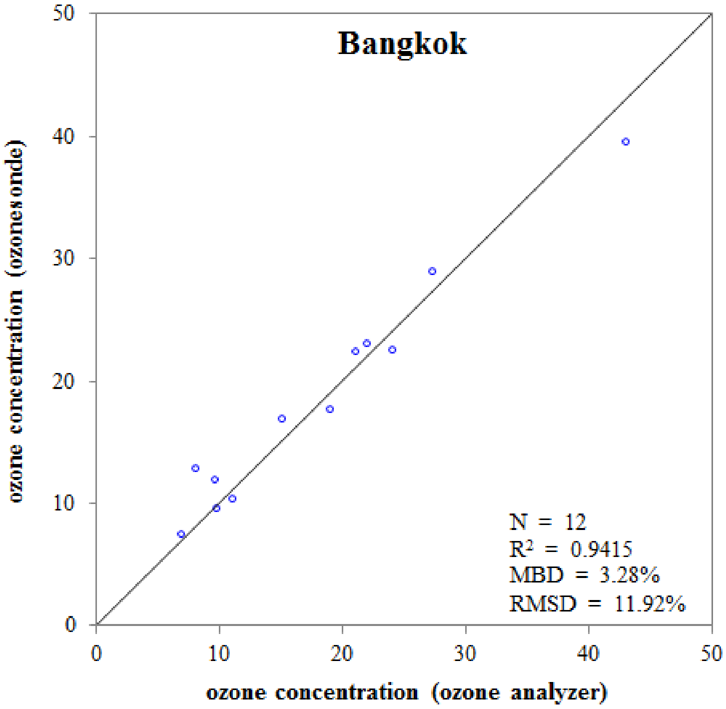
(e) (f)

รูปที่ 3.59 การแปรค่าตามฤดูกาลของโปรไฟล์โอโซน ความเร็วลม และความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศ ในชั้นโทรโพสเฟียร์ระหว่างฤดูฝน (a, c, e) และฤดูแล้ง (b, d, f) ตามลำดับ ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ณ เวลา 09.00 น. (ไม่มีข้อมูลพื้นฐานทางอุตุนิยมวิทยาในเดือนกรกฎาคม 2014 และเมษายน 2015 เนื่องจาก radiosonde เกิดความเสียหายระหว่างตรวจวัด และไม่ได้ทำการตรวจวัดที่เวลาดังกล่าว ตามลำดับ)

จากรูปที่ 3.59a และ 3.59b พบว่า ความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวในเดือนพฤษภาคม มิถุนายน และกรกฎาคม เริ่มจะมีค่าลดลงหลังจากมีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่ทำให้ฝนตกชุกและมีเมฆมาก (ความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศมีค่าสูง) ส่งผลให้โอโซนมีค่าลดลงและมีค่าต่ำสุดในเดือนสิงหาคมและกันยายน จากนั้นจะมีค่าสูงขึ้นอีกครั้งในช่วงเดือนตุลาคม สอดคล้องกับผลที่ได้จากข้อมูลความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวซึ่งวัดด้วย ozone analyzer แบบ Ultraviolet (UV) absorption photometry โดยกรมควบคุมมลพิษ (รูปที่ 3.60) กล่าวคือ ความเข้มข้นโอโซนจะมีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) และเริ่มมีค่าลดลงในช่วงเดือนพฤษภาคม จนมีค่าต่ำสุดในเดือนสิงหาคมและกันยายน จากนั้นจะเริ่มมีค่าสูงขึ้นอีกครั้งในช่วงเดือนตุลาคม เมื่อทำการเปรียบเทียบข้อมูลความเข้มข้นโอโซนที่วัดด้วย ozonesonde และเครื่องวัด ozone analyzer ในวันและเวลาเดียวกันพบว่า ข้อมูลทั้งสองมีความสอดคล้องกันดีโดยมีค่า MBD และ RMSD เท่ากับ 3.28% และ 11.92% ตามลำดับ (รูปที่ 3.61)



รูปที่ 3.60 ข้อมูลความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวรายวัน ซึ่งวัดด้วยเครื่องวัด ozone analyzer ที่กรมอุตุนิยม-วิทยา บางนา ระหว่างวันที่ 1 มกราคม 2014-30 เมษายน 2015



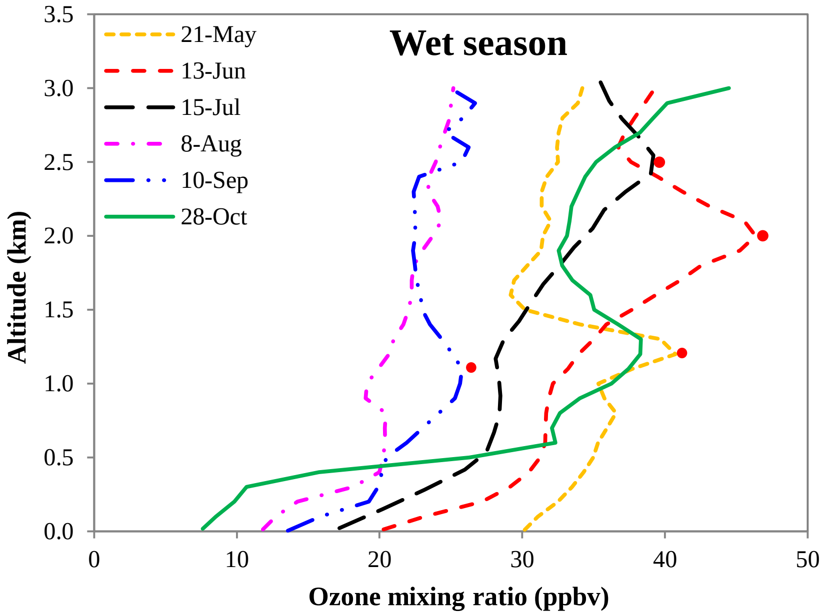
รูปที่ 3.61 การเปรียบเทียบข้อมูลความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวที่วัดด้วย ozonesonde และเครื่องวัด ozone analyzer แบบ Ultraviolet (UV) absorption photometry ระหว่างเดือนพฤษภาคม 2014-เมษายน 2015 (ที่วันและเวลาเดียวกัน) ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา

สำหรับชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลาง (4-10 km) พบว่าความเข้มข้นโอโซนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความสูงในช่วงฤดูฝนโดยมีค่าเพิ่มสูงขึ้นอย่างรวดเร็วมากในเดือนพฤษภาคมและตุลาคม ขณะที่เดือนอื่นในช่วงกลางฤดูฝน ความเข้มข้นโอโซนจะมีค่าเพิ่มสูงขึ้นไม่มากนักถ้าเทียบกับเดือนพฤษภาคมและตุลาคม (รูปที่ 3.59a) ในด้านของความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลางพบว่า ความชื้นสัมพัทธ์จะค่อยๆ มีค่าลดลงตามความสูง (รูปที่ 3.59c) เช่นเดียวกับความเร็วลมในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลางที่มีแนวโน้มลดลงตามความสูง (รูปที่ 3.59e) ขณะที่ในช่วงฤดูแล้ง ความเข้มข้นโอโซนส่วนใหญ่ในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลางจะมีค่าสูงกว่าในฤดูฝน (ยกเว้นเดือนพฤษภาคมและตุลาคม) จากรูปที่ 3.59b พบว่าความเข้มข้นโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลางมีค่าสูงมากโดยมีค่าประมาณ 80 ppbv (ธันวาคมและกุมภาพันธ์) ซึ่งอาจเกิดจากการลดลงอย่างรวดเร็วของความชื้นสัมพัทธ์และลมเฉือน (wind shear) ในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลาง (รูปที่ 3.59f และ 3.59d) เป็นเหตุให้เกิดการสะสมของโอโซนที่สูงมากในชั้นนี้ (Ma et al., 2011)

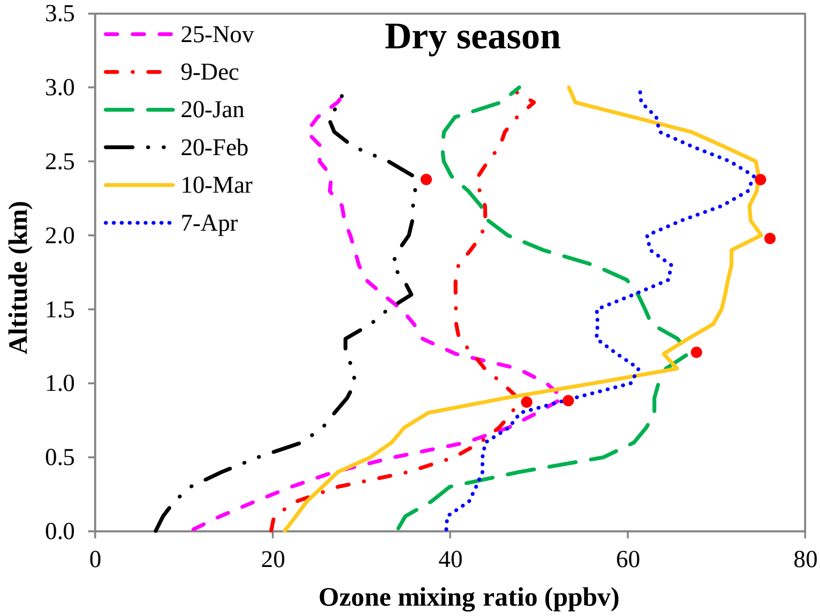
สำหรับชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนบน (10-16 km) จะเห็นว่าในช่วงฤดูฝน ความเข้มข้นโอโซนจะมีค่าในช่วง 20-120 ppbv (รูปที่ 3.59a) ถ้าแยกพิจารณาแต่ละโปรไฟล์พบว่าความเข้มข้นโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนบนมีแนวโน้มค่อนข้างคงที่ตามความสูงในเดือนพฤษภาคม มิถุนายน และกันยายน โดยที่ความเร็วของลมในชั้นนี้มีค่าประมาณ 15-20 m/s (รูปที่ 3.59c) ขณะที่ในเดือนสิงหาคม และตุลาคม ความเข้มข้นโอโซนมีความผันผวนมาก โดยอาจเป็นผลมาจากความเร็วลมที่แตกต่างกัน สำหรับในเดือนสิงหาคม ความเร็วลมมีค่าสูงสุดโดยเฉลี่ยประมาณ 35 m/s ขณะที่ในเดือนตุลาคมพบว่า ความเร็วลมมีค่าน้อยมาก โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 5 m/s ดังรูปที่ 3.59c สำหรับความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศในชั้นนี้จะมีแนวโน้มคงที่ มีค่าอยู่ในช่วง 25-60% ดังรูปที่ 3.59e สำหรับในช่วงฤดูแล้ง ความเข้มข้นโอโซนจะมีแนวโน้มลดลงเล็กน้อยตามความสูง ส่วนความชื้นสัมพัทธ์จะมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นเล็กน้อยตามความสูงแต่จะมีค่าต่ำกว่าในช่วงฤดูฝน สำหรับความเร็วลมจะมีแนวโน้มคงที่ในเดือนพฤศจิกายนและธันวาคม ในเดือนมกราคมและมีนาคม ความเร็วลมมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นตามความสูง และจะมีแนวโน้มลดลงในเดือนกุมภาพันธ์

จากรูปที่ 3.59a และ 3.59b ผู้วิจัยได้ทำการแยกพิจาณาการแปรค่าความเข้มข้นโอโซนที่ระดับความสูง $\leq$ 3 km (boundary layer) ดังแสดงในรูปที่ 3.62

มหาวิทยาลัยศิลปากร



(a)

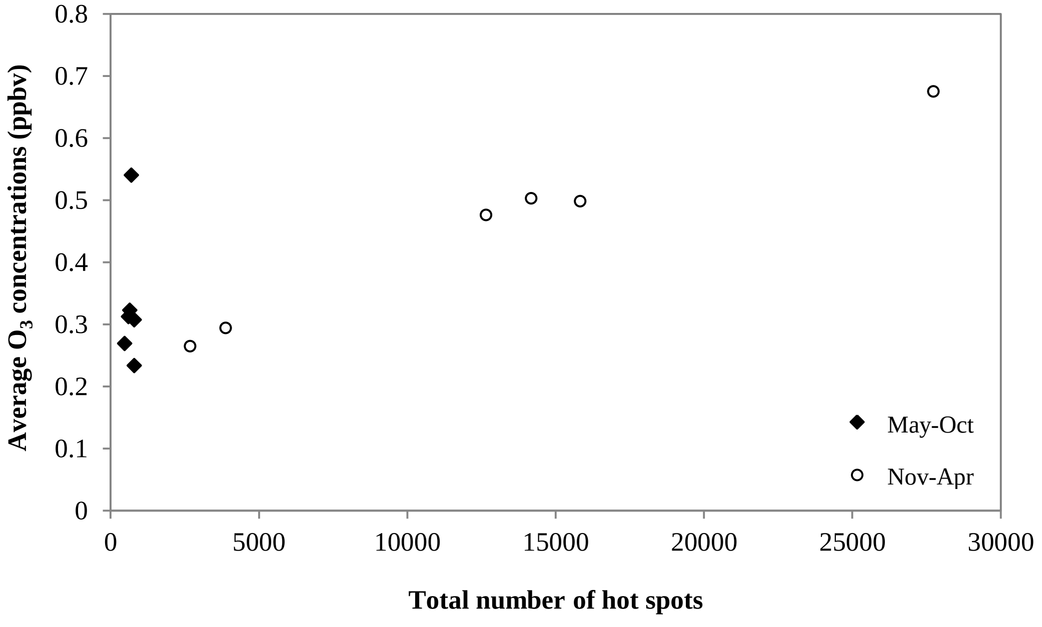


(b)

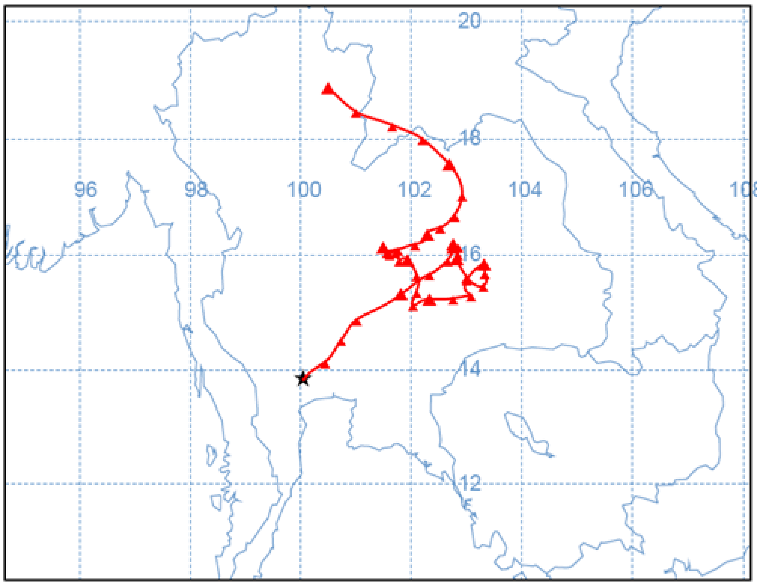
รูปที่ 3.62 ความเข้มข้นโอโซนที่ระดับความสูงต่ำกว่า 3,000 เมตร ซึ่งวัดด้วย ozonesonde ตั้งแต่เดือนพฤษภาคม 2014-เมษายน 2014 ในช่วง (a) ฤดูฝน ตั้งแต่เดือนพฤษภาคม-ตุลาคม 2014 และ (b) ฤดูแล้ง ตั้งแต่เดือนพฤศจิกายน 2014-เมษายน 2015 วงกลมทึบสีแดงแสดงระดับความเข้มข้นโอโซนสูงสุดในท้องถิ่น (local maximum ozone concentration)

จากรูปที่ 3.62a แสดงให้เห็นว่าในช่วงฤดูฝน ความเข้มข้นโอโซนสูงสุดในท้องถิ่น (local maximum ozone concentration) ที่ระดับความสูง ≤ 3 km (boundary layer) มีค่าสูงสุดในวันที่ 13

มิถุนายน 2014 (~46 ppbv) ส่วนในเดือนอื่นๆ ความเข้มข้นโอโซนจะมีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ 40 ppbv ยกเว้นในวันที่ 8 สิงหาคม 2014 ที่ไม่ปรากฏพีคโอโซนในท้องถิ่นที่ชั้นความสูงดังกล่าว สำหรับในวันที่ 28 ตุลาคม 2014 จะปรากฏพีคโอโซนในท้องถิ่นที่ระดับความสูงประมาณ 1.3 km แต่จากกราฟพบว่า ความเข้มข้นโอโซนที่ระดับความสูง 3 km มีค่าสูงกว่าพีคโอโซนในท้องถิ่น แสดงให้เห็นว่าในฤดูฝน ความเข้มข้นโอโซนใน boundary layer มีค่าต่ำกว่าในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลางและตอนบน ซึ่งอาจเกิดจากการได้รับอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ส่งผลให้โอโซนและสารตั้งต้นของโอโซนใน boundary layer มีค่าลดลง (Janjai et al., 2014; 2015) ในกรณีของฤดูแล้ง พีคโอโซนในท้องถิ่นจะมีค่าสูงกว่าช่วงฤดูฝนโดยมีค่าประมาณ 75 ppbv ที่ระดับความสูง 2 km ในวันที่ 10 มีนาคม 2015 (รูปที่ 3.62b) ความเข้มข้นโอโซนใน boundary layer มีค่าที่สูงกว่าในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลางและตอนบน ซึ่งน่าจะเกิดจากการได้รับอิทธิพลของไฟป่าและการเผาไหม้ของเสียทางการเกษตร (biomass burning) จากทางภาคเหนือของประเทศไทย พม่า ลาว และกัมพูชา (รูปที่ 3.63) ซึ่งมีการแพร่กระจายระยะไกล (long-range transport) จากพื้นที่ดังกล่าวมายังพื้นที่เขตกรุงเทพฯ (ดังรูปที่ 3.64) โดยการแพร่กระจายนี้เป็นกลไกสำคัญที่สำคัญของการผลิตโอโซนในพื้นที่กรุงเทพฯ ซึ่งสอดคล้องกับงานวิจัยของ Pochanart และคณะ (2001) ที่พบว่าความเข้มข้นโอโซนสูงสุดในชั้นโทรโพสเฟียร์มีค่าสูงถึง 70 ppbv ระหว่างเดือนมีนาคม-เมษายน (ฤดูแล้ง) โดยนักวิจัยดังกล่าวเชื่อว่าน่าจะเกิดจากอิทธิพลของ biomass burning จากภาคใต้ของจีน พม่า และไทย ซึ่งส่งผลต่อสารตั้งต้นที่จำเป็นต่อการสร้างโอโซนใน boundary layer นอกจากนี้การที่ระดับโอโซนที่พื้นผิวมีค่าสูงในช่วงฤดูแล้งน่าจะเกิดจากผลของ downward transport ร่วมด้วย



รูปที่ 3.63 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างจำนวน hot spot ต่อเดือนที่ได้จากการวัดในบริเวณประเทศไทย พม่า ลาว และกัมพูชากับความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่วัดได้ที่กรมอุตุนิยม-วิทยา บางนา



รูปที่ 3.64 การเคลื่อนที่ของมวลอากาศที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ย้อนหลังไป 10 วัน (HYSPLIT Back trajectory) ก่อนหน้าวันที่ 25 พฤศจิกายน 2014 ณ เวลา 07.00 น. ที่ระดับความสูง 1,000 เมตรโดยที่แกนตั้งจะแทนตำแหน่งของละติจูด แกนนอนแสดงตำแหน่งของลองจิจูด ส่วนดาวแทนตำแหน่งของสถานีที่ทำการตรวจวัดในงานนี้

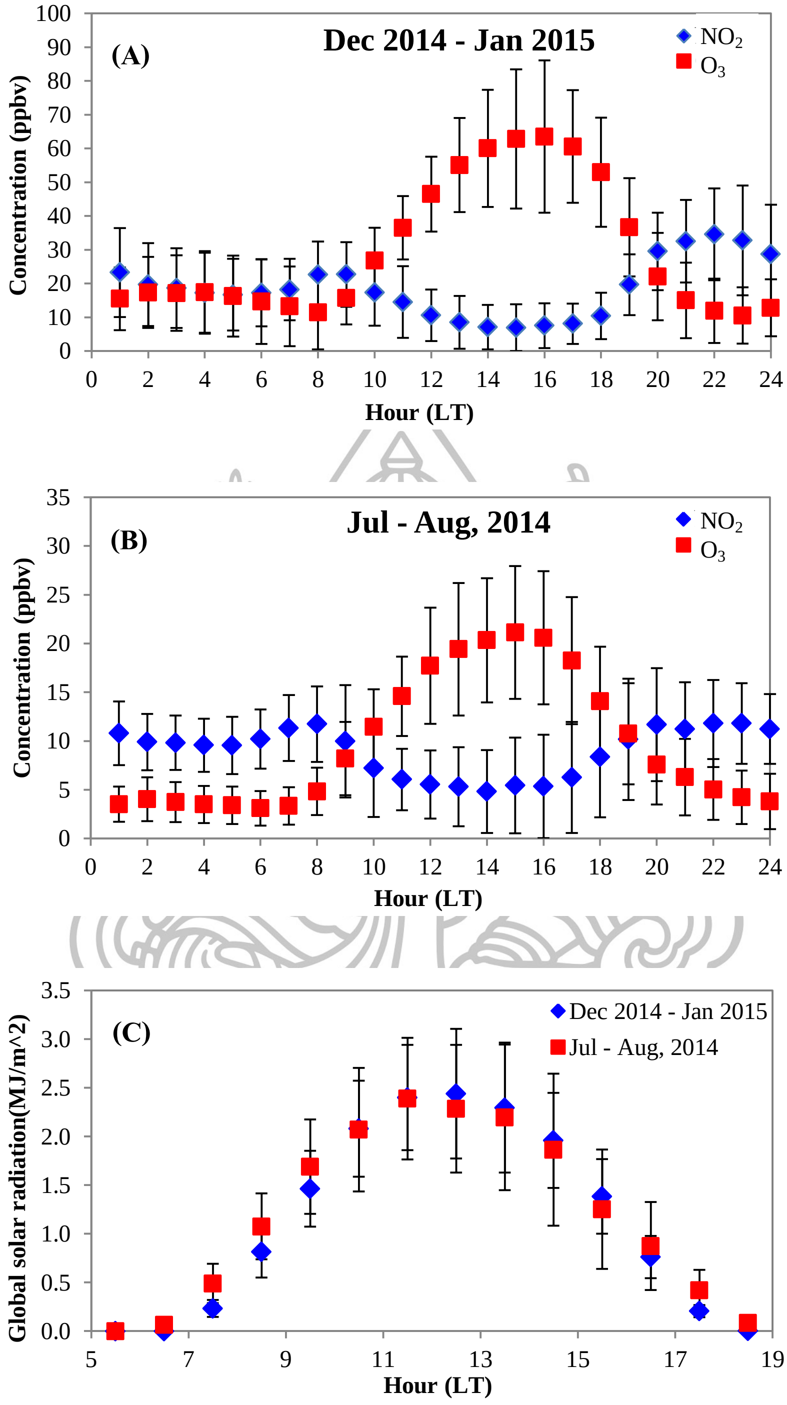
ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวด้วยเนื่องจากโอโซนที่พื้นผิวมีการแปรค่าตามฤดูกาลที่ชัดเจน ถ้าพิจารณาจากลักษณะทางสถิติรายเดือนของมลพิษทางอากาศ ดังตารางที่ 3.5 จะพบว่าปริมาณของก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (SO_2) มีการเปลี่ยนแปลงค่อนข้างน้อยตลอดทั้งปี ในขณะที่ปริมาณของก๊าซไนโตรเจนไดออกไซด์ (NO_2) ก๊าซคาร์บอนมอนอกไซด์ (CO) และโอโซน (O_3) จะมีการเปลี่ยนแปลงค่าตามฤดูกาลอย่างชัดเจน โดยจะเห็นว่าระดับของก๊าซ O_3 จะมีค่าสูงสุดในเดือนกุมภาพันธ์/มีนาคม ขณะที่ระดับของก๊าซ NO_2 จะมีค่าต่ำสุดในช่วงเวลาดังกล่าว จากผลดังกล่าวแสดงให้เห็นว่าปริมาณของก๊าซ NO_2 จะมีผลต่อระดับของก๊าซ O_3 ที่พื้นผิว

ตารางที่ 3.5 ค่าสถิติรายเดือนของมลพิษทางอากาศในปี 2014 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ซึ่งวัดโดยกรมควบคุมมลพิษ โดยที่ค่าภายในวงเล็บอยู่ในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 5-95

เดือน	CO (ppmv)	SO_2 (ppbv)	NO_2 (ppbv)	O_3 (ppbv)
มกราคม	1.0 (2.0-0.2)	4 (8-2)	30 (79-7)	31 (82-2)
กุมภาพันธ์	0.7 (2.3-0.1)	4 (7-2)	5 (22-0)	32 (52-10)
มีนาคม	0.5 (1.3-0.2)	5 (7-0)	3 (16-0)	32 (50-11)
เมษายน	0.7 (1.0-0.3)	2 (4-1)	7 (23-2)	26 (65-11)
พฤษภาคม	0.5 (1.0-0.3)	3 (8-1)	11 (26-3)	17 (52-3)
มิถุนายน	0.6 (1.0-0.3)	4 (8-1)	8 (18-2)	13 (31-1)
กรกฎาคม	0.5 (1.0-0.5)	4 (11-2)	10 (18-1)	9 (30-2)
สิงหาคม	0.6 (1.3-0.0)	4 (10-2)	9 (18-1)	7 (35-1)
กันยายน	0.5 (0.9-0.1)	4 (9-1)	9 (18-4)	7 (40-1)
ตุลาคม	0.8 (1.7-0.4)	3 (6-20)	16 (38-4)	13 (65-1)
พฤศจิกายน	0.8 (1.7-0.3)	3 (7-0)	17 (44-4)	16 (64-3)
ธันวาคม	0.9 (1.8-0.3)	3 (6-0)	17 (43-3)	23 (65-2)

จากตารางที่ 3.5 พบว่าปริมาณของก๊าซ NO_2 จะมีผลต่อระดับของก๊าซ O_3 ที่พื้นผิว สอดคล้องกับวัฏจักรคะตะไลติกของ NO_x (Crutzen, 1995; Seinfeld and Pandis, 2006) และอีกปัจจัยหนึ่งที่สำคัญต่อการแปรค่าตามเวลาในรอบวันและฤดูกาลของความเข้มข้น NO_2 และ O_3 คือรังสีอาทิตย์ ดังนั้นผู้วิจัยได้นำข้อมูลความเข้มรังสีอาทิตย์ ความเข้มข้น NO_2 และความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิว มาวิเคราะห์ความสัมพันธ์ ดังรูปที่ 3.65

มหาวิทยาลัยศิลปากร



รูปที่ 3.65 ข้อมูลเฉลี่ยรายชั่วโมงสำหรับ (a) ความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวและความเข้มข้น NO_2 ที่พื้นผิวระหว่างเดือนธันวาคม 2014-มกราคม 2015 (ตัวแทนในช่วงฤดูแล้ง) (b) ความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวและความเข้มข้น NO_2 ที่พื้นผิวระหว่างเดือนกรกฎาคม-สิงหาคม 2014 (ตัวแทนในช่วงฤดูฝน) และ (c) ความเข้มรังสีอาทิตย์ระหว่างเดือนธันวาคม 2014-มกราคม 2015 และเดือนกรกฎาคม-สิงหาคม 2014

จากรูปที่ 3.65 พบว่าการแปรค่าของความเข้มข้น NO_2 และ O_3 ที่พื้นผิวทั้ง 2 ฤดูกาลมีลักษณะคล้ายกัน กล่าวคือ ความเข้มข้นโอโซนจะมีค่าสูงในช่วงเวลากลางวันและมีค่าต่ำในช่วงเวลากลางคืน สำหรับความเข้มข้นของ NO_2 ที่มีค่าต่ำในช่วงเวลากลางวัน และมีค่าสูงในช่วงเวลากลางคืน โดยความเข้มข้น NO_2 และ O_3 จะสอดคล้องกับความเข้มรังสีอาทิตย์ เนื่องจากรังสีอาทิตย์เป็นปัจจัยที่สำคัญปัจจัยหนึ่งที่ส่งผลต่อปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลของการสร้าง-สลายตัวโอโซน ขณะที่ความเข้มข้น NO_2 จะส่งผลต่อการสร้าง-สลายตัวของโอโซนผ่านวัฏจักรคะตะไลติกของ NO_x (Crutzen, 1995; Seinfeld and Pandis, 2006)

นอกจากนี้ยังมีอีกตัวแปรหนึ่งที่ส่งผลต่อการแปรค่าของโอโซนตามฤดูกาลนั่นคือ ทิศทางลม โดยผู้วิจัยได้นำข้อมูลทิศทางลมพื้นผิวที่ทำการตรวจวัดในช่วงเช้าและบ่าย (07.00 และ 16.00 น.) ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา มาพิจารณาโดยวิเคราะห์จากค่าความถี่ของทิศทางลมดังตารางที่ 3.6

ตารางที่ 3.6 การแจกแจงความถี่ข้อมูลทิศทางลมพื้นผิวรายวันที่เวลา 07.00 น. (A) และ 16.00 น. (B) ระหว่างปี 2014 ณ กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา โดยแบ่งเป็น 8 ทิศทาง ได้แก่ ลมเหนือ (north; N) ลมตะวันออกเฉียงเหนือ (northeast; NE) ลมตะวันออก (east; E) ลมตะวันออกเฉียงใต้ (southeast, SE) ลมใต้ (south; S) ลมตะวันตกเฉียงใต้ (southwest; SW) ลมตะวันตก (west; W) และลมตะวันตกเฉียงเหนือ (southwest; SW) ข้อมูลที่มีค่าเกิน 40% จะเขียนด้วยตัวหนา

(A)

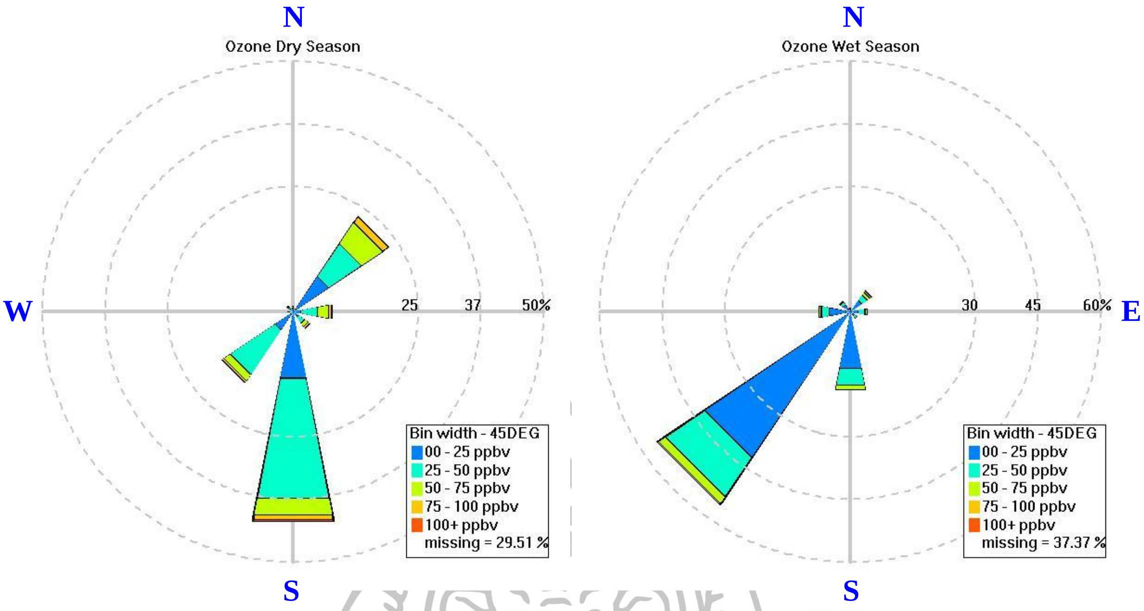
เดือน	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	ไม่มีข้อมูล
มกราคม	0	**43**	**29**	0	0	0	0	**29**	77
กุมภาพันธ์	0	**43**	0	0	**57**	0	0	0	75
มีนาคม	0	0	0	20	**80**	0	0	0	52
เมษายน	0	20	0	0	**67**	0	7	0	50
พฤษภาคม	0	0	7	0	**82**	9	9	0	64
มิถุนายน	0	0	0	0	18	18	**64**	0	61
กรกฎาคม	0	0	10	0	**45**	**45**	0	0	64
สิงหาคม	0	0	7	0	**36**	**36**	**21**	0	55
กันยายน	0	0	11	0	11	**33**	**33**	0	68
ตุลาคม	25	**62**	0	0	13	0	0	1	71
พฤศจิกายน	7	**64**	**29**	0	0	0	0	0	48
ธันวาคม	9	**82**	0	0	0	0	0	0	64

(B)

เดือน	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	ไม่มีข้อมูล
มกราคม	0	**44**	6	6	**31**	12	0	1	45
กุมภาพันธ์	0	14	8	12	**54**	12	0	0	7
มีนาคม	0	6	6	3	**79**	6	0	0	0
เมษายน	3	10	0	20	**43**	17	0	0	0
พฤษภาคม	0	0	0	0	**74**	**26**	0	7	0
มิถุนายน	0	0	0	4	**60**	**36**	0	0	20
กรกฎาคม	0	0	0	0	**57**	**40**	3	0	3
สิงหาคม	0	0	0	0	**29**	**57**	7	7	3
กันยายน	0	0	0	0	**30**	**33**	**22**	15	10
ตุลาคม	0	**27**	**23**	4	**29**	9	4	4	29
พฤศจิกายน	16	**36**	16	4	12	0	12	4	20
ธันวาคม	4	**39**	15	8	15	11	0	8	16

จากตารางที่ 3.6 พบว่าในช่วงฤดูแล้ง ลมหลักจะเป็นลมตะวันออกและลมตะวันออกเฉียงเหนือ โดยลมตะวันออกเฉียงเหนือมีกำลังแรงในช่วงเช้าของเดือนธันวาคม (82%) และในช่วงบ่ายของเดือนมกราคม (44%) ส่วนในฤดูฝน ลมหลักเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้โดยมีกำลังแรงในช่วงเช้าของเดือนกรกฎาคม (45%) และในช่วงบ่ายของเดือนสิงหาคม (57%) สำหรับการเปลี่ยนทิศทางลมจากฤดูแล้งมาเป็นลมในฤดูฝน ผู้วิจัยจะพิจารณาจากค่าความถี่ของลมตะวันออกเฉียง เหนือที่มีค่าลดลงตั้งแต่เดือนกุมภาพันธ์ ขณะที่ลมใต้จะมีความถี่สูงขึ้นในเดือนเดียวกัน โดยลมใต้จะมีความถี่เพิ่มสูงขึ้นจนถึงเดือนพฤษภาคม หลังจากนั้นจะเริ่มมีค่าลดลงและถูกควบคุมโดยลมตะวันตกเฉียงใต้แทน และเมื่อถึงฤดูแล้ง (ตั้งแต่เดือนตุลาคม) ความถี่ของลมตะวันตกเฉียงใต้จะมีค่าลดลงอย่างรวดเร็ว ขณะที่ลมตะวันออกเฉียงเหนือจะมีความถี่สูงขึ้น

จากการวิเคราะห์ข้อมูลความเข้มข้นโอโซนและทิศทางลมที่พื้นผิวจะพบความเกี่ยวข้องกัน ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้ทำการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นโอโซนร่วมกับทิศทางลมที่พื้นผิว (รูปที่ 3.66) พบว่าในช่วงฤดูแล้ง ความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวจะมีค่าสูงโดยมีค่าเกิน 75 ppbv เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมตะวันออกเฉียงเหนือและลมใต้ สำหรับลมตะวันตกเฉียงใต้จะมีผลต่อความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวเพียง 10 -15% ส่วนลมในทิศอื่นๆ จะมีผลต่อความเข้มข้นโอโซนที่พื้นผิวน้อยมาก สำหรับในช่วงฤดูฝน ความเข้มข้นโอโซนจะมีค่าต่ำกว่า 75 ppbv โดยมีเพียง 2% เท่านั้นที่มีค่าเกิน 50 ppbv ซึ่งความเข้มข้นโอโซนที่มีค่าเกิน 50 ppbv นี้เกิดจากอิทธิพลของลมใต้และลมตะวันตกเฉียงใต้ การที่โอโซนมีความเข้มข้นต่ำในช่วงฤดูฝนจะสอดคล้องกับการขาดสารตั้งต้นโอโซนเนื่องจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้



(a) (b)

รูปที่ 3.66 ไดอะแกรมแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มข้นโอโซนและทิศทางลมที่พื้นผิว ซึ่งทำการวัดที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา โดยแบ่งเป็น (a) ฤดูแล้ง (พฤศจิกายน 2014-เมษายน 2015) และ (b) ฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม 2014) โดยแถบสีจะแทนค่าความเข้มข้นโอโซนในหน่วย ppbv ส่วนรัศมีของวงกลมจะแทนค่าความเข้มข้นโอโซนในรูปของเปอร์เซ็นต์ และแบ่งวงกลมออกเป็น 8 ส่วน แทนทิศทางลมทั้ง 8 ทิศ ได้แก่ ลมเหนือ ลมตะวันออกเฉียงเหนือ ลมตะวันออก ลมตะวันออกเฉียงใต้ ลมใต้ ลมตะวันตกเฉียงใต้ ลมตะวันตก และลมตะวันตกเฉียงเหนือ

จากนั้นผู้วิจัยจะทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มข้นโอโซนและทิศทางลมใน boundary layer โดยนำข้อมูลทิศทางลมรายวันที่ระดับต่ำกว่า 3,000 เมตร ตั้งแต่เดือนมกราคม 2014-มีนาคม 2015 ที่วัดด้วย radiosonde ของกรมอุตุนิยมวิทยา บางนา มาพิจารณาการแปรค่าตามเวลาในรอบปี ดังตารางที่ 3.7 โดยแบ่งทิศทางลมเป็น 2 กลุ่ม ได้แก่ ลมฝ่ายเหนือ ประกอบด้วยลมตะวันออกเฉียงเหนือ ลมเหนือ และลมตะวันตกเฉียงเหนือ และลมฝ่ายใต้ ประกอบด้วยลมตะวันตกเฉียงใต้ ลมใต้ และลมตะวันออกเฉียงใต้

ตารางที่ 3.7 ข้อมูลทิศทางลมรายวันที่ระดับความสูงต่ำกว่า 3,000 เมตร ตั้งแต่เดือนมกราคม 2014-มีนาคม 2015 ซึ่งถูกวัดด้วย radiosonde ของกรมอุตุนิยมวิทยา บางนา โดยแบ่งทิศทางลมออกเป็น 2 กลุ่ม ได้แก่ ลมฝ่ายเหนือ (ลมตะวันออกเฉียงเหนือ ลมเหนือ และลมตะวันตกเฉียงเหนือ) และลมฝ่ายใต้ (ลมตะวันตกเฉียงใต้ ลมใต้ และลมตะวันออกเฉียงใต้) โดยที่ภายในวงเล็บเป็นค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน

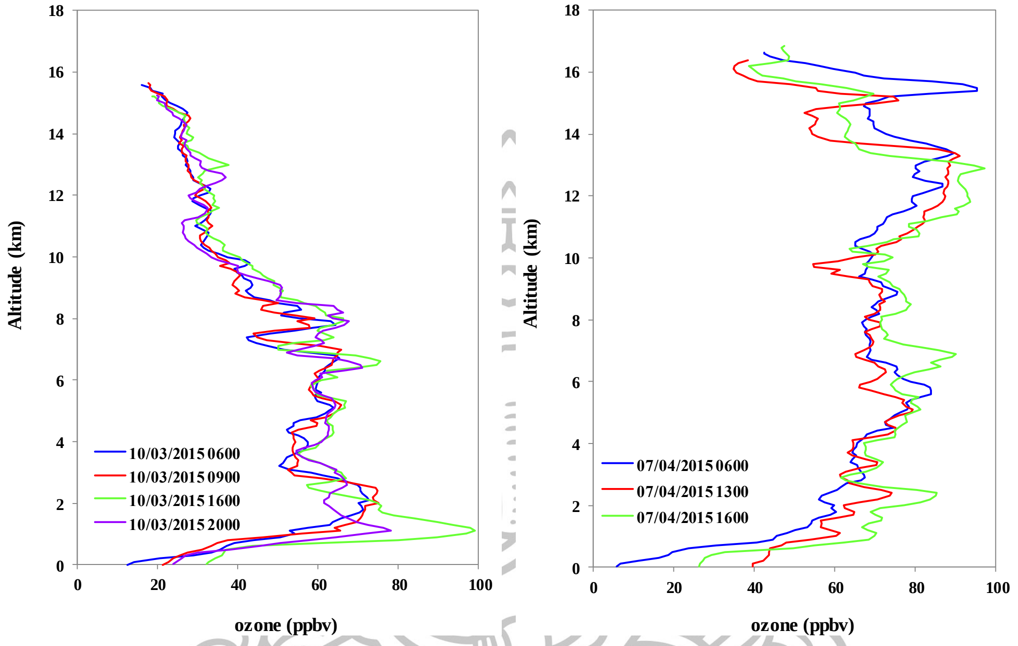
ปี	เดือน	ลมฝ่ายเหนือ (%)	ลมฝ่ายใต้ (%)
2014	มกราคม	79 (±24)	21 (±24)
2014	กุมภาพันธ์	26 (±31)	74 (±31)
2014	มีนาคม	17 (±19)	83 (±19)
2014	เมษายน	20 (±17)	80 (±17)
2014	พฤษภาคม	21 (±25)	79 (±25)
2014	มิถุนายน	19 (±25)	81 (±25)
2014	กรกฎาคม	24 (±33)	76 (±33)
2014	สิงหาคม	30 (±28)	70 (±28)
2014	กันยายน	55 (±33)	45 (±33)
2014	ตุลาคม	65 (±31)	35 (±31)
2014	พฤศจิกายน	68 (±32)	32 (±32)
2014	ธันวาคม	79 (±21)	21 (±21)
2015	มกราคม	70 (± 30)	30 (± 30)
2015	กุมภาพันธ์	41 (±40)	59 (±40)
2015	มีนาคม	33 (±23)	67 (±23)

จากตารางที่ 3.7 พบว่าในช่วงฤดูแล้ง ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือจะถูกควบคุมด้วยลมฝ่ายเหนือ ขณะที่ในฤดูฝน ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้จะถูกควบคุมโดยลมฝ่ายใต้ อย่างไรก็ตามทั้งลมฝ่ายใต้และลมฝ่ายเหนือยังคงมีอยู่ทุกเดือน โดยจะเห็นว่าในฤดูแล้ง ลมฝ่ายเหนือจะมีค่าสูงสุดในเดือนธันวาคม (79%) ขณะที่ลมฝ่ายใต้จะมีค่าเพียง 21% ซึ่งแตกต่างจากฤดูฝนที่ลมฝ่ายใต้จะมีค่าสูงสุดในเดือนกรกฎาคม โดยมีค่าสูงถึง 76% ขณะที่ลมฝ่ายเหนือมีค่าเพียง 24% เท่านั้น

จากผลการวิเคราะห์ทั้งหมดข้างต้นทำให้ผู้วิจัยทราบว่า กระบวนการที่สำคัญที่ส่งผลต่อโอโซน คือ downward transport ซึ่งเป็นผลจากการเปลี่ยนแปลงทิศทางลม ความเร็วลม และความสูงผสม (mixing height) และปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลของโอโซนและสารตั้งต้นโอโซนซึ่งเป็นผลมาจากรังสีอาทิตย์ โดยถ้ารังสีอาทิตย์มีค่าสูงจะส่งผลต่อปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลของโอโซนและสารตั้งต้นของโอโซนให้สูงตามไปด้วย

3.3.2.2 การแปรค่าตามรอบวันของโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาการแปรค่าโปรไฟล์โอโซนตามรอบวัน โดยผู้วิจัยได้เลือกทำการศึกษาในวันที่ 10 มีนาคม 2015 ที่เวลา 06.00 09.00 16.00 และ 20.00 น. และวันที่ 7 เมษายน 2015 ที่เวลา 06.00 13.00 และ 16.00 น. ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.67



(a) (b)

รูปที่ 3.67 การแปรค่าตามรอบวันของโปรไฟล์โอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ของวันที่ (a) 10 มีนาคม และ (b) 7 เมษายน 2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา

ผลที่ได้จากการวัดโปรไฟล์โอโซนในวันที่ 10 มีนาคม 2015 ที่เวลา 06.00 09.00 16.00 และ 20.00 น. และวันที่ 7 เมษายน 2015 ที่เวลา 06.00 13.00 และ 16.00 น. (รูปที่ 3.67) พบว่าความเข้มข้นโอโซนเริ่มมีค่าเพิ่มสูงขึ้นตั้งแต่ช่วงเช้า (06.00 น.) จนถึงค่าสูงสุดในช่วงบ่าย (16.00 น.) และลดลงในช่วงกลางคืน (20.00 น.) โดยความเข้มข้นโอโซน (0-4 km) มีการเปลี่ยน แปลงค่าในช่วง 72.8-99.0 ppbv ซึ่งเพิ่มขึ้นประมาณ 18.9% ในเดือนมีนาคม ขณะที่ในเดือนเมษายน ค่าโอโซนที่ระดับความสูงดังกล่าวจะมีค่าเพิ่มขึ้น 25.2% (67.4-85.3 ppbv) (ตารางที่ 3.8) ผู้วิจัยคาดว่าการเพิ่มขึ้นของความเข้มข้นโอโซนอาจเกี่ยวข้องกับ downward transport หรือปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลของสารตั้งต้นโอโซนในบรรยากาศชั้นบน (upper levels) โดยโปรไฟล์ของโอโซนที่วัดได้ในวันที่ 10 มีนาคม และ 7 เมษายน 2015 แสดงให้เห็นว่าโอโซนมีค่าสูงสุดในช่วงเวลากลางวัน สอดคล้องกับค่าความเข้มรังสีอาทิตย์ที่มีค่าสูงในช่วงเที่ยงวัน และมีค่าต่ำในช่วงเช้าและเย็น เนื่องจากผลของปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลของโอโซนที่ต้องอาศัยรังสีอาทิตย์เป็นหลัก

ตารางที่ 3.8 ความเข้มข้นโอโซนสูงสุด (peak ozone concentration; ppbv) และปริมาณโอโซน (DU) ในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนล่าง (0-4 km) ของวันที่ 10 มีนาคม และ 7 เมษายน 2015

วัน เดือน ปี	พารามิเตอร์	เวลา (LT)				
		06:00	09:00	13:00	16:00	20:00
10 มีนาคม 2015	ความเข้มข้นโอโซนสูงสุด (ppbv)	72.8	75.0	-	99.0	78.1
	ปริมาณโอโซนที่ความสูง 0 - 4 km (DU)	20.8	21.0	-	24.7	22.0
7 เมษายน 2015	ความเข้มข้นโอโซนสูงสุด (ppbv)	67.4	-	74.2	85.3	-
	ปริมาณโอโซนที่ความสูง 0 - 4 km (DU)	18.9	-	22.2	23.7	-

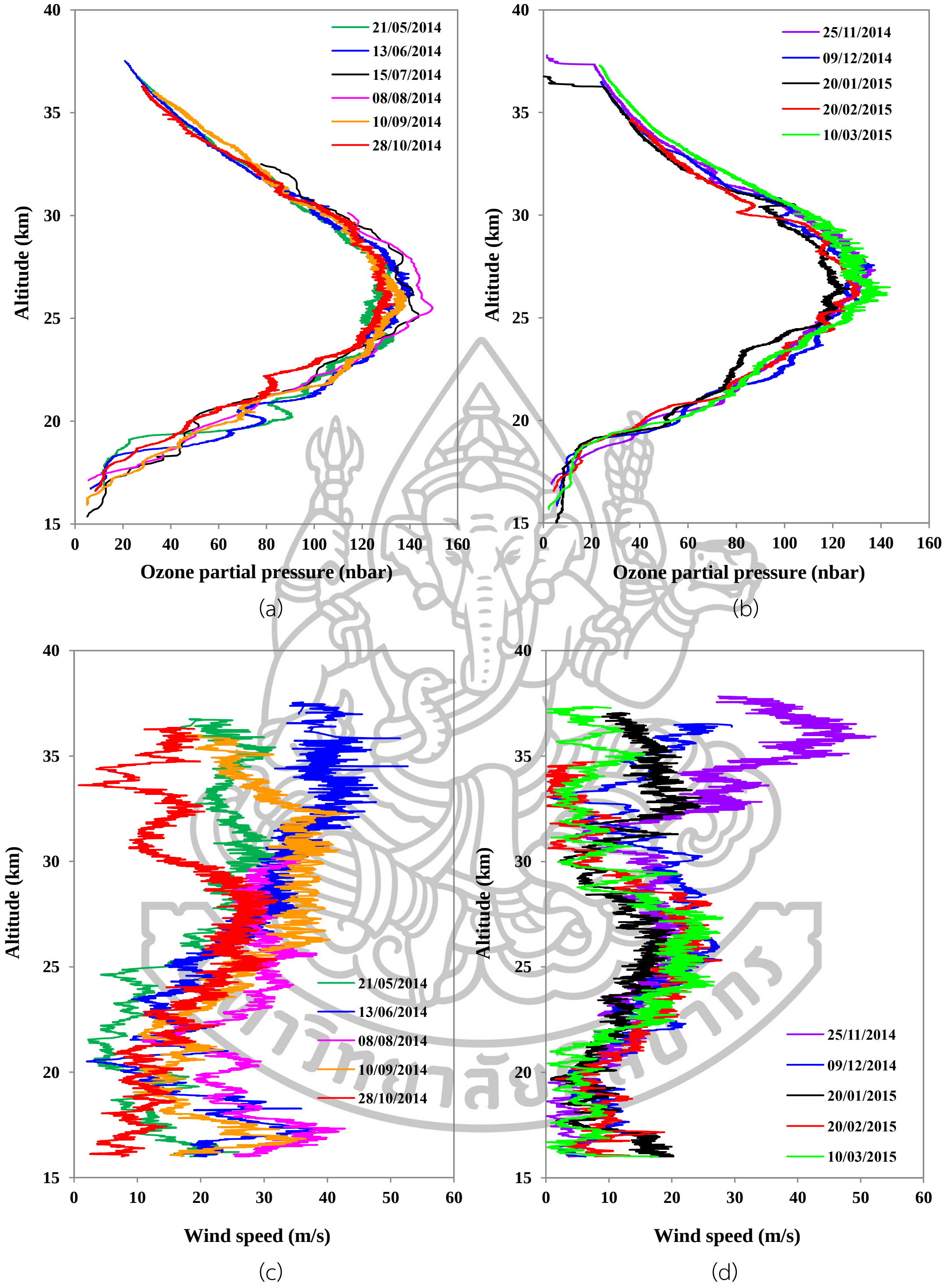
3.3.3 กรณีศึกษาโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์

กรณีโปรไฟล์ของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ที่ได้จากการศึกษานี้ จะพบการแปรค่าตามฤดูกาลและรอบวันเช่นเดียวกับในชั้นโทรโพสเฟียร์แต่ไม่เด่นชัดนัก โดยผู้วิจัยจะแบ่งการพิจารณาดังนี้

3.3.3.1 การแปรค่าตามฤดูกาลของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์

จากทฤษฎีพบว่า โอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์จะขึ้นกับอิทธิพลของกระบวนการพลศาสตร์และปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลเป็นหลัก ดังนั้นในการพิจารณาการแปรค่าโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ ผู้วิจัยจึงทำการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงโอโซนร่วมกับความเร็วลม ดังแสดงในรูปที่ 3.68

มหาวิทยาลัยศิลปากร



รูปที่ 3.68 การแปรค่าตามฤดูกาลของโปรไฟล์โอโซนและความเร็วลมในชั้นสตราโตสเฟียร์ระหว่าง (a) ฤดูฝน และ (b) ฤดูแล้ง ซึ่งทำการตรวจวัดที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา ณ เวลา 09.00 น. (ไม่มีข้อมูลโอโซนในเดือนเมษายน 2015 เนื่องจากไม่ได้ทำการตรวจวัดที่เวลาดังกล่าว และไม่มีข้อมูลลมในเดือนกรกฎาคม เพราะเซ็นเซอร์เสีย)

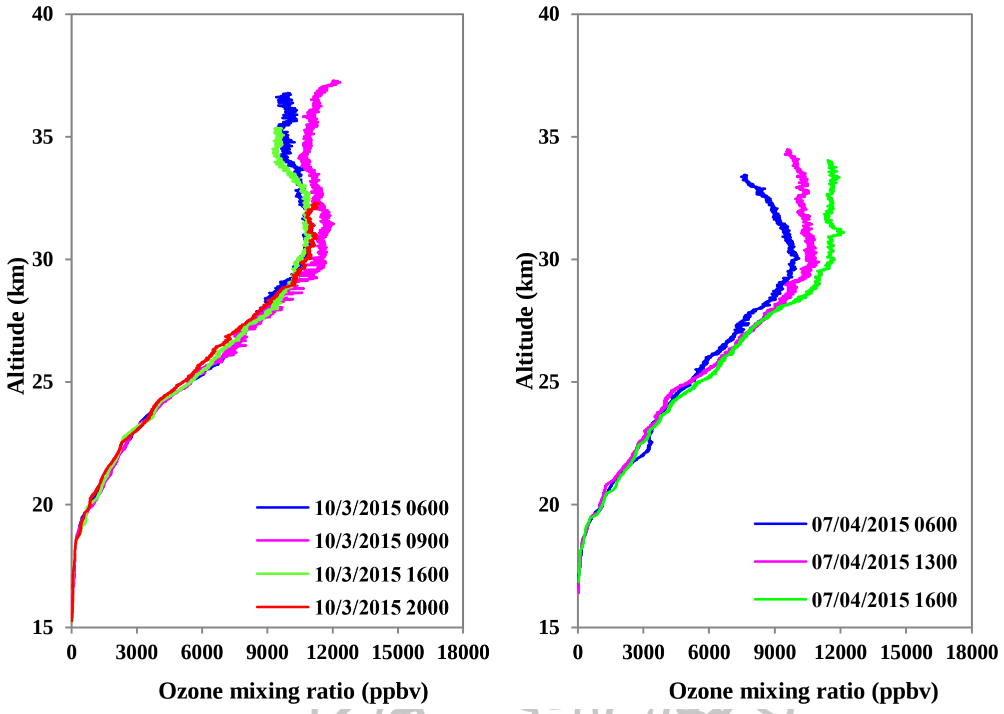
จากรูปที่ 3.69a และ 3.69b พบว่าที่ระดับความสูง 16-26 km โอโซนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความสูงในช่วงฤดูฝน และพีคโอโซนสูงสุดจะปรากฏที่ช่วงความสูง 25-26 km โดยมีพีคโอโซนสูงสุดในเดือนสิงหาคม และต่ำสุดในเดือนพฤษภาคมและตุลาคม สำหรับในฤดูแล้ง โอโซนจะมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความสูงที่ระดับความสูง 15-28 km โดยมีพีคโอโซนสูงสุดในเดือนมีนาคม และต่ำสุดในเดือนมกราคม ซึ่งพีคโอโซนในเดือนมกราคมจะมีค่าต่ำสุดในรอบปี การแปรค่าโอโซนในช่วงความสูงนี้จะสอดคล้องกับการแปรค่ารังสีอัลตราไวโอเลตนอกบรรยากาศโลกในเขตร้อน กล่าวคือ รังสีอัลตราไวโอเลตนอกบรรยากาศโลกจะมีค่าต่ำในช่วงต้นปี และค่อยๆ เพิ่มสูงขึ้นจนมีค่าสูงสุดในเดือนมีนาคม-เมษายน จากนั้นจะค่อยๆ ลดลงและเพิ่มสูงขึ้นอีกครั้งในเดือนสิงหาคม-กันยายน จากนั้นค่าจะค่อยๆ ลดลงจนมีค่าต่ำสุดในช่วงปลายปี

สำหรับในด้านของความเร็วลมในชั้นสตราโตสเฟียร์พบว่า ในฤดูฝน ที่ระดับความสูง 16-22 km ความเร็วลมมีแนวโน้มลดลงตามความสูง (ยกเว้นในเดือนตุลาคม) ส่วนที่ระดับความสูง 22-28 km ความเร็วลมมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นตามความสูง และที่ความสูงมากกว่า 28 km ความเร็วลมมีแนวโน้มลดลงตามความสูง (ยกเว้นในเดือนมิถุนายน) การเปลี่ยนแปลงของความเร็วลมที่เกิดขึ้นนี้จะส่งผลต่อโอโซน โดยทำให้ปริมาณโอโซนมีค่าเพิ่มสูงขึ้น ขณะที่ในฤดูแล้ง ที่ระดับความสูง 15-20 km ความเร็วลมมีแนวโน้มค่อนข้างคงที่และจะมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความสูงในช่วงความสูง 20-28 km ส่วนที่ความสูงมากกว่า 28 km ความเร็วลมจะมีแนวโน้มลดลงในเดือนธันวาคม มกราคมและกุมภาพันธ์ และมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นตามความสูงในเดือนพฤศจิกายนและมีนาคม ซึ่งจะเห็นได้ว่าความเร็วลมในช่วงฤดูแล้งจะมีการเปลี่ยนแปลงที่ไม่มากนัก (รูปที่ 3.69c และ 3.69d) สำหรับพีคโอโซนในช่วงฤดูฝนจะมีระดับความสูงต่ำกว่าในฤดูแล้ง โดยในฤดูฝน พีคโอโซนจะอยู่ที่ความสูงประมาณ 25-26 km ส่วนในฤดูแล้ง พีคโอโซนจะอยู่ที่ความสูง 27-28 km

จากผลโปรไฟล์ของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ตอนล่างพบว่า โอโซนกระจายตัวอย่างหนาแน่นที่ระดับความสูง 22-28 km โดยการกระจายตัวของโอโซนจะขึ้นกับปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลและการเคลื่อนตัวของอากาศ (ลม)

3.3.3.2 การแปรค่าตามรอบวันของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์

ในงานนี้ ผู้วิจัยได้พิจารณาการเปลี่ยนแปลงโอโซนตามรอบวันในชั้นสตราโตสเฟียร์ โดยจะพิจารณาจากค่าอัตราส่วนผสมของโอโซน (ozone mixing ratio) แทนการพิจารณาจากค่าความเข้มข้นโอโซน เนื่องจากสามารถเห็นลักษณะการเปลี่ยนแปลงตามรอบวันในชั้นสตราโตสเฟียร์ที่ชัดเจนกว่า ดังรูปที่ 3.69



(a) (b)

รูปที่ 3.69 การแปรค่าตามรอบวันของโปรไฟล์โอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ของวันที่ (a) 10 มีนาคมและ (b) 7 เมษายน 2015 ที่กรมอุตุนิยมวิทยา บางนา

จากรูปที่ 3.69a พบว่าโปรไฟล์ของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ที่วัดได้ในวันที่ 10 มีนาคม 2015 จะมีการแปรค่าตามรอบวัน กล่าวคือ พีคโอโซนจะมีค่าต่ำในช่วงเช้า บ่าย และค่ำ โดยมีค่าสูงในช่วงเวลากลางวัน (09.00 น.) โดยมีค่าประมาณ 12,000 ppbv (หรือ 12 ppmv) ขณะที่โปรไฟล์ของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ที่วัดได้ในวันที่ 7 เมษายน 2015 (รูปที่ 3.69b) พบว่าโอโซนมีค่าต่ำในช่วงเช้า (06.00 น.) และจะค่อยๆ มีค่าเพิ่มสูงขึ้นในช่วงเวลาเที่ยงวันจนถึงค่าสูงสุดในช่วงบ่าย (16.00 น.) โดยมีค่าสูงประมาณ 12 ppmv ซึ่งมีค่าใกล้เคียงกับค่าสูงสุดที่วัดได้ในเวลา 09.00 น. ของวันที่ 10 มีนาคม 2015 จากรูปแสดงให้เห็นว่า โอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ที่วัดได้ในวันที่ 10 มีนาคม และ 7 เมษายน 2015 มีลักษณะการแปรค่าที่แตกต่างกัน แต่จะมีค่าสูงในช่วงเวลากลางวัน ซึ่งน่าจะเป็นผลมาจากปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลที่ต้องอาศัยรังสีอาทิตย์เป็นหลัก และอาจมีกระบวนการทางพลศาสตร์อื่นๆ ที่ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงค่าโอโซนในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ ซึ่งในงานนี้ ผู้วิจัยไม่ได้ทำการวิเคราะห์ตัวแปรทางบรรยากาศที่ส่งผลต่อโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ เนื่องจากไม่มีข้อมูลทางบรรยากาศในชั้นสตราโตสเฟียร์

จากผลการวิเคราะห์ที่การเปลี่ยนแปลงโอโซนในชั้นบรรยากาศทั้งสองส่วนได้แก่ ในชั้นโทรโพสเฟียร์และสตราโตสเฟียร์ ทำให้ทราบว่าโอโซนในบรรยากาศมีการแปรค่าตามฤดูกาล เวลาในรอบวัน และตามความสูง ซึ่งในงานนี้ ผู้วิจัยจะเน้นการวิเคราะห์เฉพาะในชั้นโทรโพสเฟียร์เท่านั้น โดยจะพบว่าการแปรค่าตามฤดูกาลของโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์จะขึ้นกับอิทธิพลของลมมรสุม ปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลของโอโซน

และสารตั้งต้นโอโซน downward transport long-range transport และอิทธิพลจาก biomass burning สำหรับการแปรค่าตามรอบวันของโอโซนในชั้นโทรโพสเฟียร์ จะขึ้นกับอิทธิพลของปฏิกิริยาโฟโตเคมิคัลที่อาศัยรังสีอาทิตย์เป็นหลัก

มหาวิทยาลัยศิลปากร

บทที่ 4
สรุปผลการวิจัย

จากความสำคัญของโอโซนซึ่งช่วยดูดกลืนความเข้มรังสีอัลตราไวโอเลตในบรรยากาศ และการที่ปริมาณโอโซนทั่วโลกมีแนวโน้มลดลง ผู้วิจัยจึงได้ทำการศึกษาปริมาณโอโซนในบรรยากาศของประเทศไทยระยะยาว (30 ปี) โดยใช้ข้อมูลการวัดภาคพื้นดินและดาวเทียม เนื่องจากข้อมูลภาคพื้นดินของประเทศไทยมีค่อนข้างจำกัดและติดตั้งเครื่องวัดยังไม่ยาวนานนัก ดังนั้นผู้วิจัยจึงต้องใช้ข้อมูลดาวเทียมในการศึกษาเป็นหลัก แต่เนื่องจากเราไม่ทราบว่าข้อมูลดาวเทียมมีความถูกต้องมากน้อยเพียงใดในเขตร้อน จึงจำเป็นต้องตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลดังกล่าวโดยการนำมาเปรียบเทียบกับข้อมูลที่วัดได้จากภาคพื้นดินก่อนจะนำไปใช้งาน ในด้านของข้อมูลภาคพื้นดิน ผู้วิจัยได้คำนวณปริมาณโอโซนรวมจากข้อมูลความเข้มรังสีอัลตรา-ไวโอเลตที่ติดตั้งเครื่องวัดไว้ที่สถานีนครปฐม เชียงใหม่ และอุบลราชธานี ส่วนที่สถานีกรุงเทพฯ และสงขลาจะใช้ข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยา กล่าวคือ ที่สถานีนครปฐม ผู้วิจัยเลือกใช้ข้อมูลสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอ-เลต ที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีอัลตราไวโอเลตโดยเลือกใช้คู่คลื่น 305 nm และ 340 nm (WMO, 2008) มาใช้คำนวณค่าปริมาณโอโซนรวม สำหรับที่สถานีเชียงใหม่และอุบลราชธานี ผู้วิจัยจะเลือกใช้ข้อมูลรังสีอัลตราไวโอเลตที่ความยาวคลื่น 313 และ 340 nm ซึ่งวัดได้จากเครื่องวัดรังสีอัลตราไวโอเลตแบบหลายช่องสัญญาณ (GUV-2511) มาใช้คำนวณหาปริมาณโอโซนรวม (Dahlback,1996) และในส่วนข้อมูลปริมาณโอโซนรวมที่สถานีกรุงเทพฯ และสงขลา ผู้วิจัยได้เลือกใช้ข้อมูลที่วัดด้วย Dobson spectro-photometer และ Brewer spectrophotometer ตามลำดับ เมื่อได้ข้อมูลปริมาณโอโซนรวมจากทั้ง 5 สถานีแล้ว ผู้วิจัยจะนำค่าที่ได้ไปเปรียบเทียบกับข้อมูลดาวเทียม พบว่าข้อมูลที่วัดได้จากภาคพื้นดินมีความสอดคล้องกับข้อมูลดาวเทียม ดังนั้นผู้วิจัยจึงนำข้อมูลดาวเทียมตั้งแต่ปี 1986-2015 มาจัดทำแผนที่ปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาวและรายวันเฉลี่ยต่อปีระยะยาวในบริเวณประเทศไทย พบว่าปริมาณโอโซนรวมจะมีค่าต่ำในช่วงต้นปี (มกราคม-กุมภาพันธ์) และจะค่อยๆ เพิ่มสูงขึ้นจนถึงค่าสูงสุดในช่วงเดือนพฤษภาคม-สิงหาคม จากนั้นค่าจะค่อยๆ ลดต่ำลงจนถึงค่าต่ำสุดในเดือนธันวาคม และยังพบว่าปริมาณโอโซนรวมรายวันเฉลี่ยต่อปีของประเทศไทยมีค่าสูงปานกลาง (245-250 DU) โดยมีการกระจายตามพื้นที่ในรอบปีในช่วง 221-270 DU โดยปริมาณโอโซนรวมระยะยาวจะมีแนวโน้มลดลง ซึ่งสอดคล้องกับงานวิจัยของ Sahai และคณะ (2000) ที่พบว่าปริมาณโอโซนรวมในเขตร้อนมีแนวโน้มลดลง โดยมีค่า -2.0±1.2% ที่สถานี Cachoeira Paulista ระหว่างปี 1974-1997 และ -0.8±0.8% ที่สถานี Natal (1978-1997)

ในด้านของโปรไฟล์โอโซนพบว่าโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ตอนล่างแทบจะไม่พบการเปลี่ยนแปลงตามรอบวันหรือฤดูกาลที่เด่นชัดนัก เมื่อเทียบกับชั้นโทรโพสเฟียร์ ดังนั้นในงานนี้ ผู้วิจัยจึงได้ทำการสรุปผลการเปลี่ยนแปลงของโอโซนเฉพาะในชั้นโทรโพสเฟียร์เท่านั้น จากผลการวิเคราะห์โปรไฟล์ของโอโซนทั้งหมดทำให้ทราบว่าโอโซนบริเวณใกล้พื้นผิว (boundary layer) มีการเปลี่ยนแปลงตามรอบวันอย่างชัดเจนกล่าว

คือโอโซนจะมีค่าต่ำสุดในช่วงเช้า และจะค่อยๆ มีค่าเพิ่มสูงขึ้นจนถึงค่าสูงสุดในช่วงบ่าย จากนั้นจะค่อยๆ ลดลงจนมีค่าต่ำในช่วงกลางคืน ซึ่งการเพิ่มขึ้นของโอโซนในระหว่างวันอาจเกี่ยวข้องการเคลื่อนย้ายของโอโซนจากชั้นบนลงมา (downward transport) หรือกระบวนการโฟโตเคมิคัลของสารตั้งต้นโอโซนในบรรยากาศชั้นบน (upper levels)

สำหรับการแปรค่าตามฤดูกาลของโปรไฟล์โอโซนนั้นจะเห็นการเปลี่ยนแปลงได้อย่างชัดเจนในชั้นโทรโพสเฟียร์ (troposphere) โดยพบว่า ความเข้มข้นโอโซนในเดือนพฤษภาคม มิถุนายน และกรกฎาคมเริ่ม จะมีค่าลดลงหลังจากมีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่ทำให้ฝนตกชุก ส่งผลให้โอโซนและสารตั้งต้นของโอโซนมีค่าลดลง โดยจะมีค่าต่ำสุดในเดือนสิงหาคมและกันยายน จากนั้นจะมีค่าสูงขึ้นอีกครั้งในช่วงเดือนตุลาคม นอกจากนี้ยังพบว่าพีคโอโซนในท้องถิ่น (local maximum ozone concentration) ในช่วงฤดูแล้งจะมีค่าสูงกว่าฤดูฝน โดยมีค่าประมาณ 75 ppbv ที่ระดับความสูง 2 km ในวันที่ 10 มีนาคม 2015 ซึ่งแสดงให้เห็นว่า ในช่วงฤดูแล้ง ความเข้มข้นโอโซนใน boundary layer จะมีค่าสูงกว่าในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลางและตอนบน เนื่องจากได้รับอิทธิพลจาก downward transport long-range transport และการเผาไหม้ชีวมวล (biomass burning) จากทางภาคเหนือของประเทศไทย พม่า และจีน ซึ่งสอดคล้องกับงานวิจัยของ Pochanart และคณะ (2001) ที่พบว่าความเข้มข้นโอโซนสูงสุดในชั้นโทรโพสเฟียร์จะมีค่าสูงถึง 70 ppbv ระหว่างเดือนมีนาคม-เมษายน (ฤดูแล้ง) โดยเชื่อว่าน่าจะเกิดจากอิทธิพลของไฟป่าและการเผาไหม้ของเสียทางการเกษตรจากภาคใต้ของจีน พม่า และไทย ซึ่งส่งผลต่อสารตั้งต้นที่จำเป็นต่อการสร้างโอโซนใน boundary layer

สำหรับการเปลี่ยนแปลงโอโซนตามความสูง จะพบว่าโอโซนจะมีการแปรค่าที่สูงในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนล่างและตอนกลาง อาจมีค่าเพิ่มขึ้นหรือลดลงเมื่อเทียบกับโอโซนที่พื้นผิว (ขึ้นกับฤดูกาล) ยกเว้นในชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนบนที่มีแนวโน้มลดลง และมีค่าต่ำสุดที่โทรโพพอส เมื่อพ้นชั้นโทรโพพอสแล้วโอโซนจะกลับมามีค่าเพิ่มสูงขึ้นจนถึงค่าสูงสุดที่ชั้นโอโซน (ozone layer; ที่ระดับความสูงประมาณ 22-28 km) จากนั้นโอโซนจะค่อยๆ ลดต่ำลงจนกระทั่งหมดไป

ข้อเสนอแนะ

แม้ว่าในปัจจุบันจะมีการวัดข้อมูลปริมาณโอโซนจากดาวเทียม แต่ค่าที่ได้มีความละเอียดเชิงพื้นที่ค่อนข้างต่ำ และการวัดจากข้อมูลดาวเทียมยังคงต้องใช้สถานีวัดภาคพื้นดินในการตรวจสอบความถูกต้อง ดังนั้นจึงควรจัดตั้งสถานีวัดโอโซนขึ้นในประเทศเพิ่มเติมโดยเฉพาะภูมิภาคหลักของประเทศ ทั้งนี้เพื่อนำข้อมูลที่ได้ไปใช้ในการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของโอโซนในประเทศไทยสำหรับใช้เผยแพร่สู่สาธารณชน เพื่อเพิ่มความตระหนักต่อการปกป้องชั้นโอโซน โดยการหลีกเลี่ยงสารเคมีที่ทำลายบรรยากาศชั้นโอโซน นอกจากนี้การกระจายตามพื้นที่และตามความสูงของโอโซนยังเป็นข้อมูลพื้นฐานที่สำคัญของการจำลองแบบสภาวะบรรยากาศและภูมิอากาศของประเทศ ซึ่งจะเป็นประโยชน์ต่องานวิจัยทางด้านบรรยากาศของมหาวิทยาลัยต่างๆ

มหาวิทยาลัยศิลปากร

ภาคผนวก

มหาวิทยาลัยศิลปากร

ผลงานตีพิมพ์

ส่วนหนึ่งของงานวิทยานิพนธ์นี้ได้รับการตีพิมพ์เผยแพร่ ดังนี้

1) Janjai, S., Buntoung, S. Nunez, M., Chiwpreecha, K., Pattarapanitchai, S., 2016. Meteorological factors affecting lower stratospheric ozone mixing ratios in Bangkok, Thailand. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 147, 76-89. (Impact factor: 1.463)

2) Chiwpreecha, K., Buntoung, S., Janjai, S., 2014. Estimation of total ozone column using UV spectrum data at Silpakorn University, Nakhon Pathom, Thailand. Proceedings of the 5th International Conference on Sustainable Energy and Environment (SEE 2014): Science Technology and Innovation for ASEAN Green Growth 19-21 November 2014, Bangkok, Thailand, 482-485.

มหาวิทยาลัยศิลปากร

รายการอ้างอิง

Bates, D.R., Hays, P.B., 1967. Atmospheric nitric oxide. *Planetary and Space Science* 15, 643–676.

Bates, D.R., Nicolet, M., 1950. The photochemistry of atmospheric water vapour. *Journal of Geophysical Research* 55, 301–327.

Bernhard, G., Booth, C.R., Ehramjian, J.C., 2005. Real-time ultraviolet and column ozone from multichannel ultraviolet radiometers deployed in the National Science Foundation's ultraviolet monitoring network. *Optical Engineering* 44, 041011.

Bojkov, R.D., Bishop, L., Fioletov, V.E., 1995. Total ozone trends from quality-controlled ground-based data (1964-1994). *Journal of Geographysical Research* 100, 25867-25876.

Brewer, A.W., 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 75, 351–363.

Buntoung, S., Pattaranitchai, S., Wattan, R., Masiri, I., Promsen, W., Toshing, K., Janjai, S., 2012. An investigation of solar erythemal ultraviolet radiation at two sites in touristic attraction areas of Thailand. International Radiation Symposium 2012 (IRS 2012), Dahlem Cube, Berlin, Germany, 6-10 August 2012.

Chapman, S., 1930. A Theory of Upper Atmospheric Ozone. *Memoirs of the Royal Meteorological Society* 33, 106-125.

Crutzen, P.J., 1970. The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96, 320–325.

Dahlback A., 1996. Measurements of biologically effective UV doses, total ozone abundances, and cloud effects with multichannel, moderate bandwidth filter instruments. *Applied Optics* 35, 6514-6521.

Dave, J.V., and Mateer, C.L., 1967. A preliminary study on the possibility of estimating total atmospheric ozone from satellite measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences* 24, 414-427.

Dobson, GMB., 1931 . A Photoelectric spectrophotometer for measuring the amount of atmospheric ozone. *Proceedings of the Physical Society* 43, 324–339.

Dütsch, H.U., 1968. The photochemistry of stratospheric ozone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 94, 483–497.

Fabian, P., Dameris, M., 2014. Ozone in the Atmosphere: Basic Principles, Natural and Human Impacts. Springer, Heidelberg.

Fabry, C., and Buisson, H., 1913. L'absorption de l'ultra-violet par l'ozone et la limite du spectre solaire. *Journal de Physique (5me ser.)* 3, 196-206

Farman, J.C., Gardiner, B.G., Shanklin, J.D., 1985. Large losses of total ozone in Antarctic reveal seasonal ClxOx/NOx interactions. *Nature* 315, 207-210.

Geason, J.F., Bhartia, P.K., Herman, J.R., McPeters, R.D., Newman, P.A., Stolarski, R.S., Flynn, L., Labow, G., Larko, D., Seftor, C., Wellemeyer, C., Komkyr, W.D., Miller, A.J., Planet, W., 1993. Record low global ozone in 1992. *Science* 260, 523-526.

Gritsai, Z.I., Evtushevsky, A.M., Leonov, N.A., Milinevsky, G.P., 2000. Comparison of ground-based and TOMS-EP total ozone data for Antarctica and Northern Midlatitude stations (1996-1999). *Physics And Chemistry of the Earth* 25, 459-461.

Hampsonm J., 1964. Photochemical behavior of the ozone layer. Technical note 1627/64. Canadian Armaments Research and Development Establishment. Valcartier, Quebec, p.280.

Hartogh, P., Sonnemann, G.R., Grygalashvyly, M., Jarchow, Ch., 2011. Ozone trends in the mid-latitude stratopause region based on microwave measurements at Lindau (51.66°N, 10.13°E), the ozone reference model, and model calculations. *Advances in Space Research* 47, 1937-1948.

Janjai, S., Masiri, I., Promsen, W., Pattarapanitchai, S., Pankaew, P., Laksanaboonsong, J., Bischoff-Gauss, I., Kalthoff, N., 2014. Evaluation of wind energy potential over Thailand by using an atmospheric mesoscale model and a GIS approach. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 129, 1-10.

Janjai, S., Nimnuan, P., Nunez, M., Buntoung, S., Cao, J., 2015. Assessment of three satellite-based precipitation data sets as applied to the Thailand region. *Physical Geography* 36.

Johnston, H.S., 1971. Reduction of atmospheric ozone by nitrogen oxide catalysts fromsupersonic transport exhaust. *Science* 173, 517–522.

Jones, A.E., Roscoe, H.K., Sarkissian A., Shanklin, J.D., Wolff, E.W., 1995. Year-round columnozone observation at 65°S validation and polar winter data. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 54, 481-494.

Kirchhoff, V.W.J.H., Zamorano, F., Casiccia, C., 1997. UV-B enhancements at Punta Arenas, Chile. *Journal Photochemistry and Photobiology B: Biology* 38, 174-177.

Krzyscin, J.W., Degorska, M., Rajewska-Wiech, B., 2003. Seasonal acceleration of the rate of total ozone decreases over Central europe: impact of tropopause height changes. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 60, 1755-1762.

Levelt, P. F., van den Oord, G., Dobber, M.R., Mälkki, A., Visser, H., de Vries, J., Stamnes, P., Lundell, J., Saari, H., 2006. The Ozone Monitoring Instrument, *IEEE Transactions Geoscience Remote Sensing* 44, 1093-1101.

Liou, K.N., 2002. An Introduction to Atmospheric Radiation, second ed. Academic Press, San Diego.

Livingston, J.M., Schmid, B., Russell, P.B., Eilers, J.A., Kolyer, R.W., Redemann, J., Ramirez, S.A., Yee, J.H., Swartz, W.H., Trepte, C.R., Thomason, L.W., Pitts, M.C., Avery, M.A., Randall, C.E., Lumpe, J.D., Bevilacqua, R.M., Bittner, M., Erbertseder, T., McPeters, R.D., Shetter, R.E., Browell, E.V., Kerr, J.B., Lamb, K., 2005. Retrieval of ozone column content from airborne sun photometer measurements during SOLVE II: comparison with coincident satellite and aircraft measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics* 5, 2035-2054.

London, J., 1980. Radiative energy sources and sink in the stratosphere and mesosphere. Proceeding of the NATO Advanced Study Institute on Atmospheric Ozone: Its Variation and Human Influences. Report FAA-EE-80-20, A. Aiken, Ed., 703-721.

Loyalo, D.G., Coldewey-Egbersa, R.M., Damerisb, M., Garnyb, H., Stenkeb, A., Van Roozendaelc, M., Lerotc, C., Balisd, D., Koukoulid, M., 2009. Global long-term monitoring of the ozone layer - a prerequisite for predictions, *International Journal of Remote Sensing* 30, 4295 – 4318.

Ma, Z., Zhang, X., Xu, J., Zhao, X., Meng, W. 2011. Characteristics of ozone vertical profile observed in the boundary layer around Beijing in autumn, *Journal of Environmental Science* 23, 1316-1324.

Mayer, B., Seckmeyer, G., and Kylling, A., 1997. Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modeling results. *Journal Geophysical Research* 102, 8755–8767.

Morina, M.J., Rowland, F.S., 1974. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom-catalysed destruction of ozone. *Nature* 249, 810-812.

PCD, 2000. Pollution Control Department: Estimated Emission of Air Pollutants in Bangkok Metropolitan Region in 1997. Pollution Control Department, Bangkok, Thailand.

Pochanart, P., Kreasuwun, J., Sukasem, P., Geeratithadaniyom, W., Tabucanon, M.S., Hirokawa, J., Kajii, Y., Akimoto, H., 2001. Tropical tropospheric ozone observed in Thailand. *Atmospheric Environment* 35, 2657–2668.

Proffitt, M.H., Margitan, J.J., Kelly, K.K., Loewenstein, M., Podolske, J.R., Chan, K.R., 1990. Ozone loss in the Arctic polar vortex inferred from high-altitude aircraft measurements, *Nature* 347, 31–36.

Sahai, Y., Kirchchoff, V.W.J.H., Pae Leme, N.M., 2000. Total ozone trends in the tropics, Journal of Geophysical Research 105, 19823-19828.

Saraf, N., Beig, G., 2003. Solar response in the vertical structure of ozone and temperature in the tropical stratosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 65, 1235-1243.

Schöenbein, C.F., 1839. On the voltaic polarization of certain solid and fluid substances. *The London and Edinburgh Philosophical Magazine and Journal of Sciences* 14, 43-45.

Seinfeld, J.H.and Pandis, S.N., 2006. Atmospheric Chemistry and Physics from Air Pollution to Climate Change, second ed. John Wiley & Sons, New York.

Solomon, S., Ivy, D.J., Kinnison, D., Mills, M.J., Neely III, R.R., and Schmidt, A., 2016. Emergence of healing in Antarctic ozone layer. *Science*, doi: 10.1126/science.aae0061.

Stolarski, R.S., Krueger, A.J., Schoeberl, M.R., McPeters, R.D., Newman, P.A., Alpert J.C., 1986. Nimbus 7 satellite measurements of the springtime Antarctic ozone decreases. *Nature* 322, 808-811.

Strutt, R.J., 1918. Ultra-violet transparency of the lower atmosphere, and its relative poverty in ozone. *Proceedings of the Royal Society of London* 94, 260-268.

Tevini, M., 1992. Global change research- enhanced UV-B radiation: a risk for plant growth? Global Change Prisma 12, 4–6, Federal Ministry for Research and Technology. Bonn, Germany.

World Meteorological Organization (WMO), 1999. Scientific assessment of ozone depletion: 1998, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 44, Geneva, Switzerland.

มหาวิทยาลัยศิลปากร

World Meteorological Organization (WMO), 2008a. Guide to meteorological instruments and methods of observation, 7th Edn. WMO Publication #8, Geneva, Switzerland.

World Meteorological Organization (WMO), 2008b. Operations Handbook – Ozone Observations with a Dobson Spectrophotometer. GAW Report No. 183, Geneva, Switzerland.

Zhang, B.N., Kim Oanh, N.T., 2002. Photochemical smog pollution in the Bangkok Metropolitan Region of Thailand in relation to O_3 precursor concentrations and meteorological conditions. *Atmospheric Environment* 36, 4211-4222.

Zhu, T., Melamed, M., Parrish, D., Gauss, M., Klenner, L.G., Lawrence, M., Konare, A., and Liousse, C., 2012. WMO/IGAC Impact of Megacities on Air Pollution and Climate. GAW Report 205.

สุมามาลย์ บรรเทิง. 2548. การศึกษาความเข้มรังสีอุลตราไวโอเลตจากดวงอาทิตย์ที่มีผลต่อผิวหนังของมนุษย์ในบริเวณประเทศไทยโดยอาศัยข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร.

มหาวิทยาลัยศิลปากร

ประวัติผู้วิจัย

ชื่อ – สกุล	นางสาวกุลนิษฐ์ ชิวปรีชา
ที่อยู่	77/2 ม.2 ต.โคกพระเจดีย์ อ.นครชัยศรี จ.นครปฐม
ที่ทำงาน	ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร
ประวัติการศึกษา	
พ.ศ. 2545	วิทยาศาสตรบัณฑิต (ฟิสิกส์)
พ.ศ. 2548	วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต (ฟิสิกส์)
ประวัติการทำงาน	
พ.ศ. 2545 – 2548	ผู้ช่วยวิจัยห้องปฏิบัติการฟิสิกส์บรรยากาศ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร
พ.ศ. 2549 – 2550	นักมาตรวิทยาฝึกหัด สถาบันมาตรวิทยาแห่งชาติ
พ.ศ. 2550 – 2551	อาจารย์ มหาวิทยาลัยคริสเตียน
พ.ศ. 2551 - 2552	อาจารย์ มหาวิทยาลัยราชภัฏสวนสุนันทา
พ.ศ. 2552 – 2553	อาจารย์ โรงเรียนสาธิตมหาวิทยาลัยศิลปากร มหาวิทยาลัยศิลปากร

มหาวิทยาลัยศิลปากร