

การตรวจเอกสาร

1. พลังงานจากดวงอาทิตย์

1.1 นิยามและความหมาย

Vanwijk and Schilteubing (1966) กล่าวว่า พลังงานจากดวงอาทิตย์เป็นพลังงานที่สำคัญของสมดุลพลังงานในชั้นบรรยากาศและบนพื้นผิวโลก และดวงอาทิตย์เป็นวัตถุที่มีอุณหภูมิสูงกว่าศูนย์องศาสมบูรณ์ (-237 องศาเซลเซียส) สามารถดูดกลืนพลังงานในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ในทางกลับกันดวงอาทิตย์ก็สามารถแผ่พลังงานออกมาในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าได้เท่าๆ กัน

Ivanovich and David (1974) กล่าวถึง ดวงอาทิตย์ว่าเป็นดาวสีเหลืองที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 1.4 ล้านกิโลเมตร และมีระยะทางเฉลี่ยห่างจากโลกประมาณ 149.5 ล้านกิโลเมตรและผลจากปฏิกิริยานิวเคลียร์ ที่เกิดขึ้นทำให้ดวงอาทิตย์มีอุณหภูมิ 6,000 องศาเซลวิน และเป็นแหล่งพลังงานปริมาณมหาศาล ซึ่งรังสีดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ นั้นส่งผลต่อกระบวนการเปลี่ยนแปลงความร้อนที่เกิดขึ้นบนโลก และจากการที่โลกมีการเคลื่อนที่รอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ทำให้ความเข้มของพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ได้รับในบริเวณชั้นบนสุดของชั้นบรรยากาศมีการเปลี่ยนแปลงไปตามระยะทางระหว่างโลกและดวงอาทิตย์ใน 1 รอบปี

Louis (1984) กล่าวถึง ดวงอาทิตย์ว่ามีอุณหภูมิประมาณ 6,000 องศาเซลวิน มีคุณสมบัติเช่นเดียวกับวัตถุดำ (black body) ซึ่งสามารถแผ่รังสีได้ทุกช่วงความยาวคลื่นออกไปได้ทุกทิศทางในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (electromagnetic wave) ซึ่งรังสีจากดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นที่มีพลังงานสูงสุด มีความยาวคลื่นเท่ากับ 0.48 ไมครอน ในขณะที่โลกมีอุณหภูมิประมาณ 300 องศาเซลวิน รังสีจากโลกในช่วงความยาวคลื่นที่มีพลังงานสูงสุด มีความยาวคลื่นเท่ากับ 9.8 ไมครอน ซึ่งเป็นคลื่นที่ไม่สามารถมองเห็นได้

1.2 พลังงานแสงอาทิตย์ที่แผ่รังสีมายังโลก

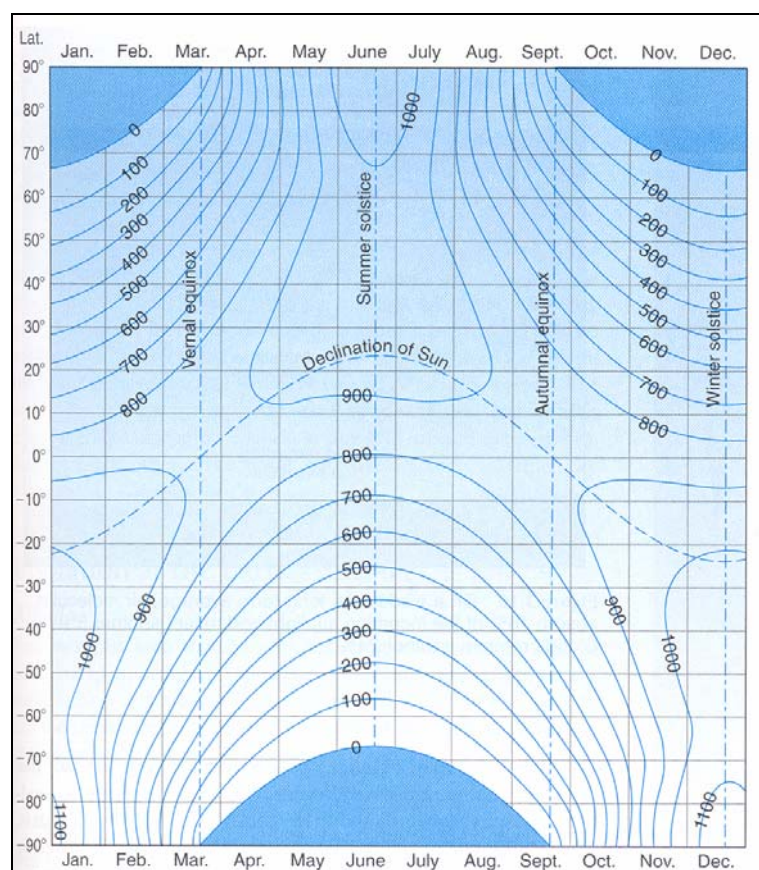
Moteith (1973) อธิบายถึง การกระจายความยาวช่วงคลื่นหรือสเปกตรัมของพลังงาน จากดวงอาทิตย์ว่าสามารถแบ่งออกได้เป็น 3 ส่วน ประกอบด้วย อัลตราไวโอเลต (ultraviolet) ประมาณร้อยละ 2-5 มีช่วงความยาวคลื่นระหว่าง 0.3-0.4 ไมครอน แสงสว่าง (visible spectrum) ประมาณร้อยละ 44-47 มีช่วงความยาวคลื่นระหว่าง 0.4-0.7 ไมครอน และอินฟราเรด (infrared) ประมาณร้อยละ 44-47 อยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.9-3 ไมครอน ช่วงคลื่นอินฟราเรดเป็นช่วงคลื่น ที่ถูกดูดกลืนมากกว่า การกระเจิง ซึ่งถูกดูดกลืนที่ชั้นบรรยากาศ และที่สำคัญก็คือไอน้ำซึ่งมี ความสามารถในการดูดกลืนในช่วงคลื่น 0.9-3 ไมครอน ดังนั้นไอน้ำที่มีในบรรยากาศมากทำให้ เป็นการเพิ่มปริมาณปริมาณรังสีในชั้นบรรยากาศเพิ่มมากขึ้น

Louis (1984) กล่าวถึง การได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์เมื่อโลกอยู่ในตำแหน่ง ใน วันที่ต่างกันและตำแหน่งที่ต่างกันทำให้พื้นผิวโลกได้รับจากพลังงานจากดวงอาทิตย์ในปริมาณที่ แตกต่างกัน ดังภาพที่ 1 สำหรับตำแหน่งของโลกที่อยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุด (perihelion) คือ 147.3×10^6 กิโลเมตร ซึ่งตรงกับวันที่ 3 มกราคม และตำแหน่งที่อยู่ห่างจากดวงอาทิตย์มากที่สุด (aphelion) คือ 152.1×10^6 กิโลเมตร ตรงกับวันที่ 3 กรกฎาคม และบริเวณที่ได้รับพลังงานจากดวง อาทิตย์มากที่สุดก็คือ บริเวณเส้นศูนย์สูตรของโลก (earth's equator) โดยในรอบ 1 ปี ดวงอาทิตย์ จะเคลื่อนไปอยู่ตรงตำแหน่งของเส้นศูนย์สูตร ตรงกับวันที่ 21 มีนาคม และจากนั้นในช่วงเวลา 6 เดือน ดวงอาทิตย์ก็จะเคลื่อนตัวขึ้นไปทางซีกโลกเหนือเหนือเส้นศูนย์สูตรขึ้นไปและเคลื่อนลงมา ที่ตำแหน่งเดิมอีกทีในวันที่ 22 กันยายน ส่วนในวันที่ 22 มิถุนายนดวงอาทิตย์จะเคลื่อนไปอยู่ตรง ตำแหน่งของเส้นศูนย์สูตร จากนั้นในช่วงเวลา 6 เดือน ดวงอาทิตย์ก็จะเคลื่อนตัวลงไปที่ซีกโลกใต้ ได้เส้นศูนย์สูตรลงไปและเคลื่อนขึ้นมาที่ตำแหน่งเดิมอีกครั้งและ 22 ธันวาคม ซึ่งตำแหน่งในทั้งหมด ที่กล่าวมานี้เป็นตำแหน่งที่พลังงานจากดวงอาทิตย์ตกกระทบตั้งฉากกับผิวโลกที่เส้นศูนย์สูตร พลังงานบริเวณเส้นศูนย์สูตรจึงสูงกว่าบริเวณอื่น

1.3 ปัจจัยที่มีผลต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์

ปัจจัยที่มีผลต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับนั้นมีหลายปัจจัยด้วยกันซึ่ง ผู้ทำ การศึกษาได้รวบรวมสามารถแบ่งได้ ทั้งหมด 8 ปัจจัย Barry and Chorley (1978); Moteith(1973); Danielson et al.(2003) อธิบายได้ดังนี้

1.3.1 ค่าคงที่รังสีดวงอาทิตย์ สาเหตุหลัก 2 ประการที่ทำให้ปริมาณพลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบเหนือบรรยากาศโลก (extraterrestrial radiation) มีค่าไม่คงที่ คือ 1) การแปรเปลี่ยนของปริมาณรังสีที่แผ่ออกจากดวงอาทิตย์ และ 2) การแปรเปลี่ยนของระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของพลังงานที่แผ่ออกจากดวงอาทิตย์มีค่าน้อยมากจึงกำหนดให้เป็นค่าคงที่ ดังนั้นระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์จึงเป็นสาเหตุเดียวที่ทำให้พลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบเหนือบรรยากาศโลกในแต่ละวันมีค่าไม่เท่ากันระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์มีค่าแตกต่างกันออกไปในการโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ซึ่งเป็นวงรี โดยแตกต่างกันเพียงเล็กน้อยประมาณ 1.7 % ระยะห่างเฉลี่ยประมาณ 1.495×10^8 กิโลเมตร มุมรองรับ



ภาพที่ 1 พลังงานจากดวงอาทิตย์ในแต่ละวัน ที่ละติจูดต่างๆ บนพื้นผิวโลก
ในช่วงเวลาแต่ละเดือน เมื่อไม่มีอิทธิพลจากชั้นบรรยากาศของโลก
ที่มา: Danielson *et al.* (2003)

ดวงอาทิตย์เมื่อมองจากโลกเท่ากับ 32 ลิปดา ค่าพลังงานแสงอาทิตย์ในหนึ่งหน่วยเวลาที่ตกกระทบ ตั้งฉากบนพื้นที่หนึ่งหน่วยนอกระบบสุริยะที่ระยะห่างเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ เรียกว่า ค่าคงที่แสงอาทิตย์ มีค่าประมาณ $1,353 \text{ W/m}^2$ หรือ $4.871 \text{ MJ/m}^2/\text{hr}$

Moteith(1973) ได้กล่าวว่า ในช่วง 40 ปีที่ผ่านมาได้มีการศึกษาคำนวณค่าคงที่รังสีดวงอาทิตย์ โดยพบว่ามีค่าอยู่ในช่วง $1,360\text{-}1,400 \text{ W/m}^2$ หรือ $1.94\text{-}2.00 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$ และจากการสำรวจครั้งล่าสุดจากบอลลูน เครื่องบิน และจากจรวดที่บินเหนือบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ ให้ผลการศึกษายืนยันค่าคงที่แสงดวงอาทิตย์ ว่ามีค่าเท่ากับ $1,360 \text{ W/m}^2$

1.3.2 มุมที่รังสีดวงอาทิตย์ตกกระทบ เมื่อรังสีของดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศของโลก มุมเอียงของแสงอาทิตย์ที่ส่องผ่านบรรยากาศ มีส่วนทำให้เกิดการสูญเสียพลังงานในลักษณะที่แตกต่างกันขึ้นอยู่กับปัจจัย 2 อย่างคือ (1) ความยาวของรังสีที่เคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศ คือ รังสีในแนวเฉียงมีระยะทางในการเคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศยาวกว่ารังสีในแนวตั้งฉาก และ (2) คุณสมบัติของบรรยากาศ เช่น ปริมาณไอน้ำและฝุ่นละออง

รังสีดวงอาทิตย์ที่ส่องตั้งฉากกับพื้นโลกมีปริมาณความเข้มของพลังงานสูงสุด เนื่องจากมีความหนาของอากาศที่แสงส่องผ่านน้อยที่สุด และที่ระดับสูงจากพื้นดินได้รับพลังงานสูงกว่าพื้นดินหรือระดับน้ำทะเล ซึ่งเมื่อมุมเอียงของรังสีดวงอาทิตย์มากขึ้น การดูดกลืนและกระเจิงรังสีโดยไอน้ำ โอโซน และออกซิเจนก็มากขึ้นตามไปด้วย

1.3.3 การกระเจิง (scattering) และการดูดกลืน (absorption) โดยไอน้ำและโมเลกุลอากาศเป็นสาเหตุที่ทำให้ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบผิวโลกมีการเปลี่ยนแปลงไม่คงที่อธิบายได้ดังนี้

1) การกระเจิง แบ่งได้เป็น 2 กลุ่มคือ โมเลกุล และฝุ่นละออง เมื่อรังสีดวงอาทิตย์ส่องผ่านบรรยากาศลงมายังพื้นโลก ในบรรยากาศที่มีวัตถุเล็กๆ หรือโมเลกุลของสารต่างๆ คือ พลังงานรังสีดวงอาทิตย์เกิดการกระเจิงถ้าเส้นผ่าศูนย์กลางของโมเลกุลนั้นมีขนาดสั้นกว่าความยาวคลื่นของพลังงานรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้นจะถูกกระเจิงได้มากกว่าคลื่นยาว ปรากฏการณ์นี้เรียกว่า เรย์เลห์ (Rayleigh scattering) และถ้าเส้นผ่าศูนย์กลางของโมเลกุลนั้นมีขนาดยาวกว่าความยาวคลื่นของรังสีดวงอาทิตย์ รังสีทุกขนาดความยาวคลื่นจะถูกกระเจิงได้ดีเท่าๆ กัน ปรากฏการณ์นี้

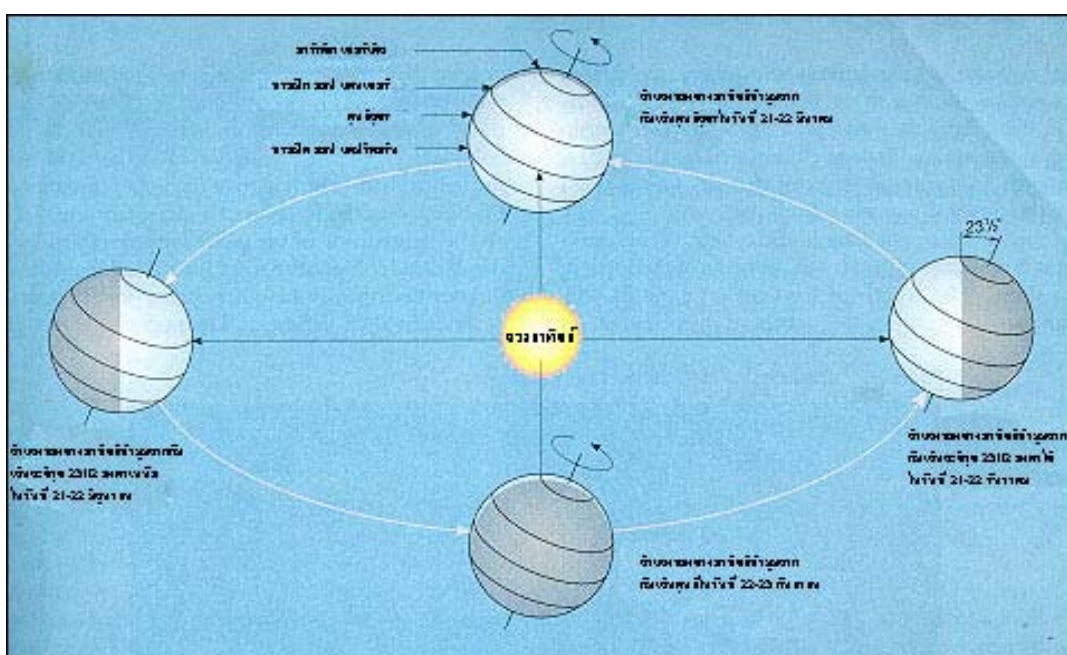
เรียกว่า ไมค์ (Mie scattering) การกระเจิงของรังสีดวงอาทิตย์มีผลต่อการเพิ่มการสะท้อนกลับรังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์ซึ่งจะทำให้อุณหภูมิบนผิวโลกเพิ่มสูงขึ้น

2) การดูดกลืน การดูดกลืนรังสีเกิดกับบางช่วงคลื่นเท่านั้น ซึ่งต่างจากการกระเจิงที่เกิดกับทุกความยาวคลื่น ทั้งนี้เพราะพลังงานของแสงต้องสมนัยกับพลังงานในการเปลี่ยนสถานะของอิเล็กตรอน การหมุนและการกวัดแกว่งของโมเลกุลจึงจะเกิดการดูดกลืนแสงด้วยโมเลกุลได้ การดูดกลืนรังสีในบรรยากาศของโลกส่วนใหญ่ถูกดูดกลืนโดยโอโซนสำหรับรังสีในช่วงคลื่นอัลตราไวโอเล็ต และโดยไอน้ำในช่วงคลื่นอินฟราเรด รังสีที่มีความยาวคลื่นต่ำกว่า 0.29 ไมครอน จะถูกดูดกลืนเกือบทั้งหมดโดยโอโซน นอกจากนี้รังสีที่มีความยาวคลื่นมากกว่า 2.5 ไมครอน จะถูกดูดกลืนไว้มากโดยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์และไอน้ำ ดังนั้นในการใช้ค่ารังสีจึงพิจารณาในช่วงคลื่นประมาณ 0.29 ถึง 2.5 ไมครอน ซึ่งเป็นส่วนที่เหลือจากการกระเจิง และการดูดกลืนในชั้นบรรยากาศมาถึงผิวโลกมากกว่าช่วงคลื่นอื่น การดูดกลืนนี้มีผลทำให้ลดการพาความร้อนจากโลกสู่บรรยากาศตอนล่าง และอุณหภูมิในชั้นบรรยากาศเพิ่มสูงขึ้น รวมทั้งเป็นการเพิ่มพลังงานความร้อนที่โลกได้รับ ฉะนั้นการดูดกลืนที่เกิดขึ้นนี้จะเป็นผลให้อุณหภูมิบนพื้นผิวโลกเพิ่มมากขึ้น

1.3.4 ปริมาณ ความหนา ชนิดของเมฆ เมฆเป็นตัวกลางที่บดบังรังสีดวงอาทิตย์ทำให้รังสีดวงอาทิตย์ในส่วนของที่จะส่งตรงลงมายังพื้นดินนั้นลดลงหรือหายไป โดยเมฆชนิดต่างๆ มีผลต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่แตกต่างกัน คือ เมฆแต่ละชนิดจะอยู่ที่ความสูงและความหนาของเมฆที่แตกต่างกัน ซึ่งเมฆชนิดที่อยู่ในระดับความสูงมากๆ ส่งผลต่อการบดบังปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงมายังพื้นผิวโลกได้น้อยกว่าเมฆชนิดที่อยู่ใกล้พื้นดิน และส่วนความหนาของเมฆ เมฆชนิดที่มีความหนามากก็ยิ่งบดบังปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงมายังพื้นผิวโลกมากตามไปด้วย เช่น เมฆเซอร์รัส (Cirrus) เป็นเมฆที่มีลักษณะเป็นปุยหรือเป็นเส้นสีขาวไม่ติดกันเป็นแผ่น อยู่ในระดับความสูง 6-12 กิโลเมตร ซึ่งเป็นระดับที่สูงที่สุด จึงมีผลต่อการลดลงของปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกน้อยที่สุด

1.3.5 ความขุ่นมัวของบรรยากาศ ฝุ่นละอองในบรรยากาศเป็นตัวการสำคัญทำให้อากาศขุ่นมัว ความขุ่นมัวของอากาศมากหรือน้อยนั้นมาจากความหนาแน่น ขนาดและชนิดของฝุ่นละอองในอากาศ โดยฝุ่นละอองจะดูดกลืนและกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ทำให้รังสีดวงอาทิตย์ที่มาถึงพื้นผิวโลกลดลง ซึ่งฝุ่นละอองในบรรยากาศเป็นตัวทำให้เกิดการกระเจิงมากกว่าโมเลกุลของอากาศ แต่ทั้งนี้ก็ขึ้นอยู่กับขนาดและความหนาแน่นของฝุ่นละอองในแต่ละตำแหน่ง รวมทั้งความสูงและเวลา

1.3.6 อิทธิพลทางภูมิศาสตร์ต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากโลกมีลักษณะคล้ายทรงกลมที่มีบริเวณเส้นศูนย์สูตรอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุด ประกอบกับการหมุนของโลกรอบแกนที่มุมเอียง 23.5 องศาของโลกทำให้แนวตั้งฉากของลำแสงของดวงอาทิตย์กับผิวโลกอยู่ระหว่างเส้นรุ้งที่ 23.5 องศาเหนือและใต้ จึงมีผลทำให้บริเวณผิวโลกที่เส้นรุ้งต่ำๆ มีโอกาสได้รับพลังงานมากตลอดปี และจากการที่แต่ละภูมิภาคของประเทศไทยมีตำแหน่งที่ตั้งที่แตกต่างกัน ซึ่งผลของความแตกต่างนี้มีผลต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้รับ โดยละติจูดหรือพิกัดที่บอกตำแหน่งที่ตั้งใดๆ บนพื้นผิวโลกนั้นมีผลต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ดังแสดงในภาพที่ 2 เนื่องจากดวงอาทิตย์กับโลกอยู่ห่างกัน รังสีของแสงที่เดินทางมาถึงบรรยากาศชั้นบนขนานกัน เมื่อพื้นผิวของทั้งในและนอกบรรยากาศเป็นรูปทรงกลมรังสีขนานของดวงอาทิตย์ จะทำมุมแตกต่างกันที่ละติจูดแตกต่างกัน ในเวลากลางวัน ดวงอาทิตย์อยู่ตรงกลางศีรษะ พลังงานแสงอาทิตย์จะอยู่ในแนวตั้ง และความเข้มของ พลังงานแสงอาทิตย์จะมีมากที่สุด ละติจูดที่ดวงอาทิตย์ไม่ได้อยู่ตรงศีรษะในเวลากลางวันจะเป็นแสงเอียง รังสีดวงอาทิตย์จะแผ่ไปบนพื้นผิวดินน้อยกว่า ดังนั้นที่ระดับพื้นดินจึงได้รับความเข้มของรังสีดวงอาทิตย์ลดน้อยลง



ภาพที่ 2 สุริยวิถี

ที่มา: Louis (1984)

ความยาวของกลางวันและมุมของรังสีดวงอาทิตย์ตามเส้นขนานเดียวกันจะเท่ากัน ดังนั้นสถานที่ทุกแห่งบนเส้นขนานจะได้รับปริมาณพลังงานดวงอาทิตย์เท่ากัน (ยกเว้นสำหรับเมฆที่แตกต่างกัน และการ โปร่งแสงของบรรยากาศที่แตกต่างกัน) ด้วยเหตุผลเดียวกันนี้ ละติจูดที่แตกต่างกันจะได้รับปริมาณพลังงานจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากัน ซึ่งถ้าแกนของโลกไม่เอียง มุมของรังสีดวงอาทิตย์และความยาวของกลางวันและกลางคืนตามเส้นขนาน จะไม่เปลี่ยนแปลงในช่วงปี แต่เนื่องจากแกนโลกเอียง ดังนั้นทั้งมุมของรังสีของดวงอาทิตย์และความยาวของกลางวัน จึงผันแปรไปตามที่โลกหมุนรอบดวงอาทิตย์ และโดยทั่วไปแล้วในเขตรอบบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรจะได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มากกว่าบริเวณที่ห่างออกไปทางขั้วโลกทั้ง 2

1.3.7 อิทธิพลของความสูงและทิศทางของความลาดเท (effect of elevation and aspect) เนื่องจากบนที่สูงความหนาแน่นของอากาศลดลงรวมทั้งไอน้ำในอากาศด้วย จึงมีผลทำให้พลังงานรังสีดวงอาทิตย์สามารถเข้ามาสู่ผิวพื้นได้มากขึ้น โดยในบริเวณเส้นรุ้งตอนกลางเมื่อความสูงของพื้นที่เพิ่มขึ้น 1,000 เมตร พื้นที่นั้นมีโอกาสได้รับพลังงานรังสีดวงอาทิตย์เพิ่มขึ้น 5-15 % ในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใส ทั้งนี้เมื่อเทียบกับสถานีซึ่งอยู่ใกล้ระดับน้ำทะเล ในด้านของความลาดเทมีผลต่อการได้รับพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ คือ ถ้าทิศทางของความลาดเทไปทางทิศเหนือผิวพื้นบนความลาดเทนั้นจะสูญเสียพลังงานออกไปได้มากกว่า ความลาดเทที่ไปทางทิศใต้ ดังนั้นความสูงของพื้นผิวโลกและทิศทางของความลาดเทมีอิทธิพลต่อการได้รับพลังงานรังสีดวงอาทิตย์

1.3.8 อิทธิพลของพื้นดินและพื้นทะเล (effect of land and sea) เนื่องจากพื้นดินและพื้นทะเล มีความสามารถในการดูดกลืนหรือสะท้อนพลังงานที่ตกกระทบผิวโลกได้ไม่เท่ากันในส่วนของพื้นดินที่มีสีแตกต่าง ๆ กัน ก็มีความสามารถในการรับหรือสะท้อนพลังงานได้แตกต่างกัน

1.4 ปริมาณรังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์บนผิวโลก

Ann and Peter (1984) กล่าวว่า ปฏิกริยานิวเคลียร์ในใจกลางของดวงอาทิตย์เป็นแหล่งผลิตพลังงานดวงอาทิตย์ที่แผ่ออกมาซึ่งการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์นั้นมีคุณสมบัติคล้ายคลึงกับวัตถุดำ (Black body) สำหรับพลังงานที่แผ่ออกมารังสีคลื่นสั้นเป็นรังสีที่มีพลังงานสูงสุดซึ่งมีความยาวคลื่นมากกว่า 0.3 ไมครอน สำหรับการแผ่พลังงานมายังโลกนั้น 99 เปอร์เซ็นต์ เป็นพลังงานที่มาจากความยาวคลื่นช่วง 0.15-4.0 ไมครอน ซึ่งพลังงานที่แผ่มาได้แก่ อัลตราไวโอเลต (ultraviolet) 9 เปอร์เซ็นต์ แสงสว่าง (visible) 45 เปอร์เซ็นต์ และ อินฟราเรด (infrared) 46 เปอร์เซ็นต์

Louis J. Battan (1984) กล่าวว่า ความร้อนบนพื้นผิวโลกซึ่งมาจากรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่รังสีมายังบริเวณชั้นบรรยากาศของโลกที่มีค่าประมาณ 350 W/m^2 และจากนั้นรังสีดวงอาทิตย์เหล่านี้ก็ถูกสะท้อนออกไปโดยเมฆในชั้นบรรยากาศและพื้นผิวโลกประมาณ 30 เปอร์เซ็นต์ ซึ่งปริมาณที่สะท้อนกลับทั้งหมดนี้เรียกว่า ค่าอัลบีโด (albedo) สำหรับในชั้นบรรยากาศ ที่มีทั้งก๊าซฝุ่นละอองและเมฆจะดูดกลืนรังสีไว้ประมาณ 67 W/m^2 ส่วนที่พื้นผิวโลกดูดกลืนไว้ประมาณ 178 W/m^2 ถูกดูดกลืนในบรรยากาศประมาณ 245 W/m^2 สำหรับพื้นดินและแหล่งน้ำบนพื้นผิวโลกทำให้เกิดการสะท้อนกลับซึ่งทั้งหมดนี้เกิดจากรังสีคลื่นยาวที่แผ่รังสีออกโดยพื้นผิวโลก

1.5 สมดุลพลังงานจากรังสีดวงอาทิตย์

Monteith (1973) กล่าวถึง สมดุลของพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ต่อหน่วยพื้นที่บนพื้นผิวนั้น คือ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์สุทธิ ซึ่งได้มาจากผลรวมของพลังงานจากคลื่นสั้นที่เกิดขึ้นและการดูดกลืนพลังงานจากคลื่นยาวหักออกด้วย ผลรวมการสะท้อนและกระจายของคลื่นสั้นรวมทั้งการปลดปล่อยคลื่นยาวออกไป โดยสมการสมดุลรังสีดวงอาทิตย์ต่อพื้นที่บนพื้นผิวสามารถเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$R_n = (1-P_b)(S_t+S_e)+\Sigma(L_d+L_o-L_b)$$

เมื่อ R_n คือ ปริมาณรังสีสุทธิที่โลกได้รับ

P_b คือ ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของวัตถุ

S_t คือ รังสีคลื่นสั้นที่ลงมาถึงชั้นบรรยากาศของโลก

S_e คือ รังสีคลื่นสั้นที่มาจากสิ่งแวดล้อม

L_d คือ รังสีคลื่นยาวที่ลงมาถึงชั้นบรรยากาศของโลก

L_o คือ รังสีคลื่นยาวที่แผ่ออกมาจากสิ่งแวดล้อมต่างๆ

L_b คือ ค่าเปลี่ยนแปลงของรังสีคลื่นยาวที่อุณหภูมิพื้นผิว

สำหรับความผันแปรของรังสีดวงอาทิตย์ เกษม (2514) ได้ทำการวัดรังสีคลื่นสั้นจากรังสีดวงอาทิตย์ที่สถานีลุ่มน้ำห้วยคอกม้า บริเวณป่าดิบเขาโคยบู่ จังหวัดเชียงใหม่ ซึ่งพบว่าปริมาณคลื่นสั้นของในบริเวณป่าดิบเขามีความผันแปรอย่างมาก ต่อฤดูกาลและปริมาณความชื้นของอากาศ โดยพบว่าปริมาณรังสีคลื่นสั้นในฤดูร้อนประมาณ $390\text{-}527 \text{ cal/m}^2$ ซึ่งสูงกว่าฤดูอื่น ๆ สำหรับวันที่มี

ฝนตกทำให้อุณหภูมิลดลงและระเหยน้ำในรังสีคลื่นสั้นให้ลดน้อยลง เช่น วันที่ 23 มีนาคม 2514 มีฝนตกเกือบตลอดทั้งวันและมีปริมาณน้ำฝนถึง 64 มิลลิเมตร และมีปริมาณรังสีคลื่นสั้นประมาณ 59 cal/m² และผลการศึกษาปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่สถานีสะแกราช บริเวณป่าดิบแล้งสะแกราช จังหวัดนครราชสีมา พบว่ารังสีคลื่นสั้นที่ได้รับมีค่าแตกต่างกันไป เช่น วันที่ 10 มิถุนายน 2513 เป็นวันที่มีเมฆมาก ปริมาณรังสีคลื่นสั้นมีค่า 626 cal/m² ส่วนวันที่มีฝนตกมีปริมาณรังสีคลื่นสั้นเพียง 42 cal/m² ทั้งนี้เห็นได้ว่าปริมาณรังสีคลื่นสั้นขึ้นอยู่กับปริมาณเมฆหมอกในท้องฟ้า ซึ่งเมื่อท้องฟ้าแจ่มใสปริมาณรังสีคลื่นสั้นจะมีมาก ซึ่งตรงข้ามกับวันที่มีเมฆหมอกปกคลุมปริมาณรังสีคลื่นสั้นจะมีน้อยลง

2. ฝุ่นละอองในบรรยากาศ

2.1 นิยามและความหมาย

ฝุ่นละอองนั้นเป็นคำที่มีคำจำกัดความอยู่มากมาย เนื่องจากฝุ่นละอองเป็นกลุ่มของสิ่งที่ยาวและลอยอยู่ในอากาศ ดังนั้นจึงมีคำศัพท์ต่างๆ ที่บ่งชี้ถึงฝุ่นละอองและสถานะที่มีฝุ่นละออง อยู่ มากมายหลายคำซึ่งแต่ละคำอาจมีลักษณะที่แตกต่างกัน และทั้งหมดนั้นก็คือ ฝุ่นละอองที่อยู่ในอากาศทั้งสิ้น ดังนั้นผู้ศึกษาจึงได้รวบรวมนิยามความหมายของฝุ่นละออง และคำศัพท์ที่เกี่ยวข้องไว้ดังนี้

Samuel (1973) กล่าวว่า ฝุ่นละอองเป็นอนุภาคที่ลอยอยู่ในอากาศซึ่งมีสถานะทั้งที่เป็นของแข็งและของเหลว โดยอนุภาคเหล่านี้มีแหล่งที่มาอยู่ 2 ที่ด้วยกันคือ จากพื้นผิวดิน และผิวน้ำ โดยปกตินั้นสามารถพบได้ทั้งในชั้นโทรโพสเฟียร์ (troposphere) และ สตราโทสเฟียร์ (stratosphere) แต่มีความแตกต่างกันคือ ขนาด ลักษณะทางเคมีในธรรมชาติ และแหล่งที่มา

Louis (1984) กล่าวว่า ในบรรยากาศมีอนุภาคทั้งของแข็งและของเหลวอยู่มากมาย โดยที่มีขนาดใหญ่ ได้แก่ เมฆ ฝน หิมะ และลูกเห็บ สำหรับอนุภาคที่มีขนาดเล็กที่ไม่สามารถมองเห็นได้ด้วยตาเปล่า ได้แก่ ฝุ่นละอองที่มาจากดิน เกลือจากน้ำทะเล ฝุ่นควันจากการเผาไหม้ ควันจากภูเขาไฟ ซัลเฟตและไนเตรทจากกระบวนการเคมีในบรรยากาศ ซึ่งผลกระทบของอนุภาคต่างๆ ที่แขวนลอยอยู่ในชั้นบรรยากาศทำให้ปริมาณรังสีที่แผ่มายังโลกลดน้อยลงและเมื่อปริมาณฝุ่นละอองเพิ่มมีความหนาแน่นมากขึ้น ความสามารถในการมองเห็นหรือ ค่าทัศนวิสัยมีค่าลดน้อยลง และจากการสำรวจในเมืองใหญ่ พบว่ามีปริมาณฝุ่นละอองค่อนข้างมาก โดยฝุ่นละอองที่อยู่ในอากาศนั้นมีการรวมตัวกันเป็นเมฆ เป็นกลุ่มควันหรือ บางพวกเป็นอนุภาคของฝุ่นที่แขวนลอยอยู่ในอากาศ ซึ่งฝุ่นละอองที่

เกิดขึ้นในส่วนใหญ่มากจากกิจกรรมของมนุษย์ทำให้นับวันความหนาแน่นของฝุ่นละอองในบรรยากาศยิ่งเพิ่มมากขึ้น และจากเหตุนี้ ส่งผลต่อการถ่ายเทพลังงานในชั้นบรรยากาศที่การเพิ่มขึ้นของฝุ่นละอองอาจเป็นตัวการสำคัญที่มีผลกระทบต่อลักษณะภูมิอากาศโลก (Global Climate)

ฝุ่นละออง คือ สารแขวนลอยที่มีอนุภาคทั้งที่เป็นของแข็งและของเหลว อยู่ในสภาวะแก๊สหรือโดยทั่วไปก็คืออยู่ในอากาศ และคำต่างๆ ที่มีความหมายคล้ายกัน (Reist, 1984) ได้แก่

- ละออง (dust) เป็นของแข็งที่เกิดจากกระบวนการต่างๆ ที่ทำให้อนุภาคแตกตัวออกมา ซึ่งอนุภาคนี้มีขนาดเล็กเกิดมาจากวัตถุต้นกำเนิด อนุภาคชนิดนี้จะมีขนาดเล็กจนถึงเล็กมากซึ่งไม่สามารถมองเห็นได้ด้วยตาเปล่า
- ละออง (fumes) เป็นของแข็งที่มาจากการเกิดปฏิกิริยา physicochemical เช่น กระบวนการเผาไหม้ สารที่สามารถเกิดเป็น fumes ได้แก่ PbO , Fe_2O_3 หรือ ZnO ขนาดโดยทั่วไปมีขนาดเล็กกว่า 1 ไมครอน อนุภาคกลุ่มนี้จะจับตัวกันเป็นกลุ่มก้อนอย่างรวดเร็ว
- เขม่าควัน (smoke) อนุภาคในก้อนเมฆนั้นเกิดมาจากปฏิกิริยา oxidation เช่น การเผาไหม้ โดยส่วนมากแล้วนั้นเขม่าควันมาจากพลังงานเชื้อเพลิง ไม้ หรือ สารประกอบคาร์บอน อนุภาคของเขม่าควันนี้มีขนาดใกล้เคียงกับ fumes
- หมอก (mists และ fog) เป็นฝุ่นละออง ที่เกิดจากการแตกตัวของสารละลาย หรือ การรวมตัวของไอน้ำ โดยอนุภาคเหล่านี้ เมื่อรวมตัวกันแล้วจะมีขนาดใหญ่ถึง 100 ไมครอน หรือมากกว่านั้น ก็จะสามารถกลายเป็นฝนได้
- หมอก (haze) เป็นอนุภาคที่มาจากการรวมตัวกันของไอน้ำที่รวมกันอยู่หรืออยู่รอบรวมตัวกันเข้า อยู่ในชั้นบรรยากาศ
- หมอกผสม (smog) เกิดจากการรวมตัวกันของ mists และ fog เกิดจากปฏิกิริยา photochemical ซึ่งมีไอน้ำอยู่ด้วย ขนาดของอนุภาคชนิดนี้ค่อนข้างเล็กคือมีขนาดเล็กเล็กกว่า 1 ไมครอน

ความขุ่นมัวของอากาศ เป็นสถานะของบรรยากาศที่ทำให้ค่า radiant flux density ที่โลกควรได้รับนั้นลดลง ซึ่งเกิดจากฝุ่นละอองและสิ่งที่เป็นอนุภาคอยู่ในอากาศเรียกว่า ฝุ่นละอองเป็นส่วนหนึ่ง ที่ลดความเข้มของรังสีจากดวงอาทิตย์ ความขุ่นมัวนี้ยังเป็นหน่วยที่ใช้ชี้วัดให้ทราบถึงอนุภาคต่างๆ ในอากาศ และยังสามารถบ่งบอกได้ถึงปริมาณพลังงานแสงสว่าง (radiant energy) ที่มาจากการกระทบกระจาย และการดูดกลืนในชั้นบรรยากาศได้ด้วย ส่วนตัวเลขที่ใช้วัดความสัว เรียกว่า Linke's

turbidity factor (T) ซึ่งพบว่ามีค่ามากขึ้นในฤดูร้อน และลดลงในฤดูหนาว ค่าเฉลี่ยของความสลัว ในระดับและความสูงต่างๆ ดังแสดงในตารางที่ 1

Samuel (1973) กล่าวว่า ความขุ่นมัว (Turbidity) คือ ตัวชี้วัดที่ใช้ประเมินอนุภาคต่างๆ ในอากาศ การตรวจวัดความขุ่นมัว โดยการตรวจการหมุนเวียนของอนุภาคต่างๆ ที่เกิดการแตกออก และมีการเคลื่อนที่อย่างรวดเร็ว ดังนั้นความขุ่นมัวจึงมีความสัมพันธ์กับพลังงานการเคลื่อนที่ของการแผ่รังสีในการแผ่กระจายหรือการถูกดูดกลืนไว้โดยชั้นบรรยากาศ รังสีที่แผ่มาโดยตรงจากใจกลางดวงอาทิตย์ ซึ่งเรียกว่า รังสีตรง (direct radiation) เมื่อชั้นบรรยากาศโดยรอบๆ มีความหนา มากขึ้นทำให้ปริมาณแสงที่กระจายออกไปทางด้านหน้าเพิ่มมากขึ้นและความหนาแน่นที่ตรวจวัด ได้ลดลง การเปรียบเทียบมาตรการตรวจวัดและด้านในภายใต้วันที่ท้องฟ้าแจ่มใสเป็นการคำนวณ ความขุ่นมัว ซึ่งทำให้เราทราบว่าภายในอากาศประกอบด้วยอนุภาคอะไรบ้าง

ตารางที่ 1 แสดงค่าความสลัวที่บริเวณต่างๆ

สถานที่	ค่า Linke's turbidity factor (T)
ภูเขาสูง	1.90
พื้นที่ราบ	2.75
เมืองใหญ่	3.75
เขตอุตสาหกรรม	5.00

ที่มา: Seemann (1979)

Samuel (1973) กล่าวว่า ในการตรวจวัดปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งใช้ความขุ่นมัว เป็นตัวชี้วัดนั้นทำได้โดยใช้เครื่องมือวัดรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้รับจากดวงอาทิตย์ที่เรียกว่า direct radiation ซึ่งในอากาศที่มีความหนาแน่นของความขุ่นมัว อยู่มากก็จะทำให้รังสีนั้นผ่านได้น้อยลง เนื่องมาจากเกิดการกระเจิงกระจายทำให้ความเข้มข้นของรังสีลดลง

Thomas and Bradley (2003) กล่าวว่า ทักษะวิสัย (Visibility) คือ ระยะทางที่สามารถมองเห็นภาพได้ไกลสุด โดยวัตถุที่มองเห็นนั้นเป็นความแตกต่างระหว่าง แสงสว่างของท้องฟ้าและแสงจากตัววัตถุเอง ซึ่งสิ่งที่ปรากฏออกมาในความเข้มของแสงที่แตกต่างกัน ทำให้เราสามารถ

มองเห็นวัตถุในรูปมิติได้ ภาพของวัตถุที่เรามองเห็นเป็นผลสืบเนื่องมาจากสายตาซึ่งมีการปรับม่านตาในตอนกลางวัน และเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อย กับภาพที่มีฉากพื้นหลังสว่าง แต่ก็ขึ้นอยู่กับขนาดความลึกของวัตถุที่มอง รวมทั้งเวลาที่เราใช้มองวัตถุนั้นๆ ด้วย

2.2 แหล่งกำเนิดของฝุ่นละออง

Samuel (1973) ได้กล่าวว่า แหล่งกำเนิดของฝุ่นละออง สามารถแบ่งได้เป็น 2 แหล่งหลักๆ ด้วยกันคือ แหล่งกำเนิดจากธรรมชาติ และการกำเนิดจากการพัฒนาเปลี่ยนแปลงของทรัพยากร

2.2.1 แหล่งกำเนิดจากธรรมชาติ (Natural sources)

แหล่งกำเนิดของฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นจากธรรมชาติมี 6 ประเภทดังนี้

- 1) ฝุ่นและทราย ที่เจือปนอยู่ในบรรยากาศล้วนถูกนำมาโดยลมพายุหรือการนำพาโดยความร้อน สำหรับฝุ่นนั้นแหล่งกำเนิดที่สำคัญก็คือ ทะเลทราย
- 2) ไฟป่า เป็นตัวการที่สำคัญที่ทำให้มีเถ้าฝุ่น (ash) เป็นจำนวนมากขึ้นสู่อากาศ โดยได้มีการคาดคะเนว่าในพื้นที่ 1 เฮกแตร์ ($1.0 \times 10^4 \text{ m}^2$ หรือ 2.5 acres) จะมีเถ้าฝุ่นปริมาณ 5×10^{22} fine particle
- 3) ภูเขาไฟ ผลจากการระเบิดของภูเขาไฟส่งผลให้เกิดฝุ่นละอองขึ้นสู่บรรยากาศเป็นจำนวนมาก ซึ่งฝุ่นเหล่านี้ถูกนำพาไปได้จนถึงบรรยากาศชั้น stratosphere โดยผลกระทบที่เกิดขึ้นนั้นจะคงอยู่นานถึง 2 หรือ 3 ปี
- 4) ทะเล ฝุ่นละอองที่มาจาก ทะเลก็คือ สารพวกโซเดียมคลอไรด์ (NaCl) และซัลเฟต ซึ่งมาจากการระเหยน้ำจากผิวน้ำทะเล และถูกพาลอยขึ้นไปยังบรรยากาศ ซึ่งบริเวณพบว่าการระเหยมากจะเป็นบริเวณที่มีความชื้นสัมพัทธ์ต่ำ
- 5) ละอองเกสรดอกไม้ และสปอร์ ผลกระทบที่เกิดจากฝุ่นละอองประเภทนี้มักมีผลต่อมนุษย์โดยตรงมากกว่าผลที่เกิดกับพลังงาน ซึ่งผลกระทบที่ได้รับเกี่ยวกับโรคมะเร็งต่างๆ ฝุ่นละอองประเภทนี้โดยเฉลี่ยจะมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางอนุภาคน้อยกว่า 0.2 ไมครอน

Charlson *et al.* (1992) ได้กล่าวว่า เกลือทะเล (sea salt) และฝุ่น (soild dust) ที่ได้รับอิทธิพลจากลมพัดขึ้นสู่อากาศ ผลกระทบจากทั้งสองตัวนี้ไม่มีความสำคัญมากนักต่อสมดุลพลังงาน

เนื่องจากฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นเป็นฝุ่นละอองขนาดใหญ่โดยจะถูกเคลื่อนย้ายไปเพียงระยะทางสั้น ๆ ส่วนฝุ่นละอองขนาดเล็ก (submicrometer aerosol) นั้นมีผลต่อการกระเจิงของแสง (light scattering) ที่เกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศโดยปฏิกิริยาทางเคมีของ ซัลเฟอร์-ไนโตรเจน (sulfur-nitrogen), ก๊าซคาร์บอนที่ถูกกักเก็บไว้ (carbon-containing gases) และ ซัลเฟอร์ที่โดดเด่น (predominantly sulfur) แสงจะดูดกลืนเฉพาะอนุภาคที่มีส่วนประกอบของคาร์บอนและผลิตภัณฑ์ที่เกิดจากการเผาไหม้ที่ไม่สมบูรณ์ของเชื้อเพลิง ในการเกิดกระเจิงของแสงสามารถเกิดได้ในทุกพื้นที่ แต่การดูดกลืนนั้นมักจะเกิดขึ้นเฉพาะบริเวณละติจูดสูงโดยเฉพาะบริเวณละติจูดสูงซึ่งปกคลุมด้วยหิมะและน้ำแข็ง ส่วนในบางพื้นที่จะมีเกิดขึ้นในบางครั้งคราวซึ่งเกิดจากการระเบิดของภูเขาไฟ ไฟป่า หรือฝุ่นที่ถูกพัดมาจากทะเลทราย

2.2.2 กำเนิดจากการพัฒนาเปลี่ยนแปลงของทรัพยากร (Anthropogenic sources)

กิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ล้วนพัฒนาและส่งเสริมให้เกิดฝุ่นละอองเพิ่มขึ้นในอากาศ โดยเฉพาะที่สำคัญก็คือ NO , SO_2 , NH_3 โดยปกติแล้วฝุ่นละอองจะอยู่ในชั้นโทรโพสเฟียร์เป็นเวลาประมาณ 3-5 วัน เมื่อมีปริมาณน้อย แต่ถ้ามีปริมาณมากก็จะใช้เวลาเพิ่มขึ้น ส่วนที่มีการสะสมอยู่ในชั้นสตราโทสเฟียร์นั้น จะใช้เวลาเพิ่มขึ้นถึง 2 หรือ 3 ปี ทั้งนี้เนื่องจากในชั้นโทรโพสเฟียร์มีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา และในชั้นนี้ยังมีระบบที่ควบคุมโดยธรรมชาติช่วยดูแลอยู่ด้วย แต่เมื่อเกิดฝุ่นละอองเพิ่มขึ้นเป็นจำนวนมาก ระบบของธรรมชาตินั้นก็ไม่สามารถที่จะควบคุมได้ ดังที่ปรากฏให้เห็นในพื้นที่บริเวณที่เป็นแหล่งอุตสาหกรรมที่พบว่าปริมาณฝุ่นละอองเพิ่มมากขึ้น ซึ่งผลกระทบที่เกิดขึ้นนี้มีผลต่อไปยังสมดุลพลังงานซึ่งเป็นผลกระทบที่เกิดขึ้นต่อเนื่องกัน

2.3 ขนาดและรูปร่างของฝุ่นละออง

Reist (1984) ได้กล่าวว่า การวัดขนาดของฝุ่นละออง โดยปกติจะใช้ค่ารัศมีหรือเส้นผ่าศูนย์กลางของอนุภาค สำหรับขนาดนั้นมีความสำคัญในการพิจารณาเพื่อศึกษาถึงผลกระทบที่เกิดจากอนุภาคนั้นๆ ฝุ่นละอองมีขนาดที่แตกต่างกัน ขึ้นกับแหล่งกำเนิดและการเปลี่ยนแปลงทางเคมีและฟิสิกส์ ในระหว่างที่ฟุ้งกระจายในบรรยากาศ ปัจจุบันมีการแบ่งขนาดของฝุ่นละอองเป็นแบบหยาบ (coarse particle) และชนิดละเอียด (fine particle) โดยขีดแบ่งฝุ่นละออง 2 ชนิด คือ ประมาณ 0.5 ไมครอน สำหรับผลกระทบจากฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นจากอนุภาคที่มีขนาด 5-10 ไมครอน นั้นมีผลกระทบต่อระบบหายใจ ส่วนอนุภาคอื่นๆ ที่อยู่ในช่วง 0.01-100 ไมครอน มีความสำคัญเกี่ยวกับ

ผลกระทบที่เกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศ หรือผลกระทบที่เกิดขึ้นต่อสมดุลของพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ สำหรับรูปร่างของฝุ่นละออง สามารถจำแนกออกได้เป็น 3 กลุ่มด้วยกัน

- 1) อนุภาคมีลักษณะเป็น 3 มิติ (Isometric particles) มี 3 มิติด้วยกันคือ มีผิวหยาบขรุขระ ทรงกลม และเป็นเส้นยาว
- 2) อนุภาคมีลักษณะเป็นแผ่น (Platelets) มี 2 มิติเกี่ยวกับความยาวของอนุภาค และขนาดมี 3 มิติ คือ อนุภาคที่แตกเป็นชิ้นเล็กชิ้นน้อย แบบเป็นแผ่นบาง และ แบบสะเก็ด
- 3) อนุภาคมีลักษณะเป็นเส้น (Fibers) เป็นอนุภาคที่มีขนาดยาวมาก มี 1 มิติ เมื่อเปรียบเทียบกับ 2 ประเภทแรกจะพบว่า fibers นี้เป็นตัวการสำคัญที่เป็นอันตรายต่อสุขภาพของมนุษย์

2.4 โครงสร้างของฝุ่นละออง

Reist (1984) ได้กล่าวว่า อนุภาคของฝุ่นละออง ที่เกิดขึ้นจากตัวมันเองหรือที่เกิดจากสายใย (chains) ของวัตถุต้นกำเนิดนั้นเรียกว่า agglomerates หรือ flocs เป็นอนุภาคขนาดเล็ก โดยทั่วไปจะมีความหนาแน่นของ smokes และ metal fumes เป็นปริมาณมาก ส่วนอนุภาคกลุ่มที่เกิดจากการรวมตัวของก๊าซในชั้นบรรยากาศ ความหนาแน่นของอนุภาคนั้นๆ แตกต่างกันตามแต่ละแหล่งที่มาและวัตถุต้นกำเนิด

2.5 ระยะเวลาการคงอยู่ของฝุ่นละอองในอากาศ

Samuel (1973) ได้กล่าวว่า การคงอยู่ของฝุ่นละอองในอากาศนั้นขึ้นอยู่กับขนาดของฝุ่นละอองแต่ละประเภท ลักษณะทางเคมี และความสูงที่ฝุ่นละอองแขวนลอยอยู่ อนุภาคของฝุ่นละอองสามารถคงอยู่ได้นานเป็นนาที่หรือเป็นปี โดยฝุ่นละอองที่มีขนาดระหว่าง 0.1-1.0 ไมครอน จะสามารถอยู่ในบรรยากาศได้นานกว่าฝุ่นละอองที่มีขนาดใหญ่กว่า เนื่องจากฝุ่นละอองนั้นมีช่วงชีวิตสั้น และมีการเปลี่ยนแปลงอยู่เสมอๆ เมื่ออยู่บนผิวโลก อาจมีการเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นทั้งความหนาแน่น และความสามารถในการเปลี่ยนแปลงของการแผ่รังสีที่ทำให้ปริมาณรังสีนั้นเปลี่ยนแปลงไป ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับระดับความสูงเป็นตัวการสำคัญอีกด้วย

2.6 อิทธิพลของฝุ่นละอองในอากาศต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์

Samuel (1973) กล่าวว่า ฝุ่นละอองมีมากในชั้นโทรโพสเฟียร์จากนั้นความเข้มข้นของฝุ่นละอองลดน้อยลงในชั้นสตราโทสเฟียร์ สำหรับฝุ่นละอองที่เกิดจากธรรมชาติเป็นตัวการที่ทำให้ฝุ่นละอองของซัลเฟตเพิ่มขึ้นเป็นปริมาณมากก็คือการระเบิดของภูเขาไฟซึ่งมีผลต่อการเพิ่มการสะท้อนกลับรังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์นี้เท่านั้น ส่วนกิจกรรมของมนุษย์เป็นตัวการสำคัญที่ทำให้มีการเพิ่มขึ้นของฝุ่นละอองขนาดเล็ก (tiny particles) สู่บรรยากาศ ซึ่งฝุ่นละอองเหล่านี้เป็นตัวการทำให้เพิ่มการกระเจิงและการดูดกลืนของรังสีดวงอาทิตย์ และผลต่อเนื่องจากนั้นก็ทำให้ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงมายังพื้นผิวโลกนั้นลดลง ซึ่งเป็นการเพิ่มความร้อนในชั้นบรรยากาศ มากยิ่งขึ้น ก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงโครงสร้างของอุณหภูมิ และยังมีผลต่อการเกิดน้ำฟ้า (precipitation) คือ ทำให้ชะลอการเกิดของฝน ผลกระทบจากฝุ่นละอองนี้มีผลทำให้วัฏจักรของน้ำเปลี่ยนแปลงไป รวมทั้งยังเกี่ยวข้องกับความสามารถและคุณภาพของน้ำอีกด้วย นอกจากนี้ยังมีผลต่อการลดประสิทธิภาพในการเคลื่อนที่ของมลภาวะ ซึ่งผลกระทบที่เกิดขึ้นเหล่านี้ล้วนเป็นปัญหาสิ่งแวดล้อมที่สำคัญปัจจุบัน

2.6.1 กระบวนการที่ก่อให้เกิดผลกระทบ ความเข้มข้นของฝุ่นละอองที่เพิ่มขึ้นในชั้นบรรยากาศเป็นปริมาณมากนั้นเห็นได้ชัดโดยเฉพาะในเมืองใหญ่ๆ จากการวิเคราะห์ปริมาณอนุภาคของฝุ่นละอองที่เพิ่มขึ้นในอากาศของโลกพบว่ามียังมีปริมาณถึง 10^7 ตัน/วัน โดยมีทั้งจากแหล่งกำเนิดปฐมภูมิและทุติยภูมิ และมีเพียง 10 % ที่กำเนิดมาจากแหล่งกำเนิดโดยตรง สำหรับแหล่งกำเนิดของฝุ่นละออง ที่มาจากธรรมชาติที่สำคัญ ได้แก่ ภูเขาไฟระเบิด, ไฟป่า, พายุฝุ่น, เกือบจากทะเล สำหรับผลกระทบจากฝุ่นละอองที่มีผลต่อสมดุลของพลังงานบนโลกคือการดูดกลืน และการกระเจิง (Samuel, 1973)

2.6.2 ผลกระทบที่เกิดขึ้นต่อรังสีดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ Charlson et al. (1992) ได้กล่าวว่า อิทธิพลของฝุ่นละอองต่อรังสีดวงอาทิตย์ในชั้นบรรยากาศที่มีผลต่อ direct radiation ได้แก่ กระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ และ ดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ ส่วนที่มีผลต่อ indirect radiation คือมีผลเกี่ยวกับเมฆ

- direct radiative influence อิทธิพลของฝุ่นละอองมีผลกระทบต่อสมดุลของรังสีของโลก (the earth's radiative balance) ซึ่งเกี่ยวข้องกับการสะท้อนกลับและการดูดซับของรังสีคลื่นสั้น อนุภาคฝุ่นละอองจะดูดซับรังสีคลื่นยาว แต่ผลกระทบนี้มีเพียงเล็กน้อยเนื่องจากความขุ่นมัวของฝุ่นละอองจะลดลงที่รังสีคลื่นยาวและในบริเวณชั้นล่างของชั้นโทรโพสเฟียร์

- indirect radiative influence เมฆในบริเวณชั้นล่างของบรรยากาศเกิดจากการรวมตัวกันของน้ำกับอนุภาคของฝุ่น ปริมาณน้ำและความเข้มข้นของอนุภาคของฝุ่นละอองในก้อนเมฆ (cloud condensation nuclei, CCN) มีอิทธิพลโดยตรงต่อความหนาแน่นและขนาดของเมฆ (cloud droplet) ซึ่งอิทธิพลนี้ส่งผลกระทบต่อรังสีคลื่นสั้น (shortwave radiative) อีกด้วย

สำหรับการก่อตัวของฝุ่นละอองนั้นมีผลต่อรังสีดวงอาทิตย์ที่แตกต่างจากก๊าซเรือนกระจก (Green house gases) ที่สำคัญดังนี้

- ความแตกต่างของการก่อตัวขึ้น โดยฝุ่นละอองเพิ่มขึ้นมากในช่วงเวลากลางวัน โดยเฉพาะในฤดูร้อน ส่วนก๊าซเรือนกระจกเกิดขึ้นได้ตลอดทั้งวันและในทุกฤดูกาล
- ความแตกต่างของโมเลกุลที่ดูดซับและทำปฏิกิริยาซึ่ง ฝุ่นละอองมีอิทธิพลในอากาศ ต่ออิทธิพลของรังสีดวงอาทิตย์ มากกว่า ก๊าซเรือนกระจก

2.7 การกระจายของฝุ่นละอองตามความสูงจากพื้นผิวโลก

การกระจายของฝุ่นละอองตามความสูงมีความสัมพันธ์กับโครงสร้างในแนวดิ่งของบรรยากาศ ชั้นบรรยากาศของโลกที่อยู่ใกล้พื้นผิวโลกซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงเป็นวัฏจักรตามเวลาในรอบวัน อุณหภูมิ ความชื้น และความเร็วลม ชั้นดังกล่าวนี้เรียกว่าขอบเขตศึกษาใกล้ผิวดิน (boundary layer) ซึ่งสูงจากพื้นผิวโลก 2 กิโลเมตร โดยอุณหภูมิอากาศเปลี่ยนแปลงตามความสูง การเปลี่ยนแปลงตามความสูงของอุณหภูมิของอากาศมีค่าคงที่หลังจากนั้นจะเพิ่มขึ้น ลักษณะการเปลี่ยนแปลงนี้ทำให้สามารถแบ่งชั้นของฝุ่นละอองได้เป็น ฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศใกล้ผิวดินและฝุ่นละอองอิสระในชั้นโทรโพสเฟียร์ โดยฝุ่นละอองในชั้นบรรยากาศใกล้ผิวดินจะอยู่ที่ระดับความสูง 0-2 กิโลเมตร จากนั้นเป็นฝุ่นละอองที่อยู่ในชั้นสตราโทสเฟียร์ที่ระดับความสูง 2-11 กิโลเมตร

3. อุณหภูมิของอากาศ

3.1 นิยามและความหมาย

John and Peter (1977) กล่าวว่า อนุภาคของอากาศเป็นตัวการทางฟิสิกส์ที่สำคัญในกระบวนการเปลี่ยนแปลงทางอากาศ การแผ่รังสีเป็นกระบวนการที่ทำให้อุณหภูมิเหนือพื้นผิวโลกมีการเปลี่ยนแปลง รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์แผ่รังสีมาในช่วงเวลากลางวันและผ่านเข้ามายังชั้น

บรรยากาศของโลก ซึ่งถูกดูดซับไว้น้อยมากเมื่อเทียบกับปริมาณรังสีที่แผ่ออกมาทั้งหมด สำหรับในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสรังสีคลื่นสั้นที่จะเดินทางมาถึงโลกมีปริมาณมากกว่ารังสีคลื่นยาวที่ถูกส่งออกไป ทำให้อุณหภูมิของโลกเพิ่มมากขึ้น ดังนั้นจึงทำให้อุณหภูมิของอากาศที่พื้นผิวโลกเพิ่มสูงขึ้นด้วยเช่นกัน ส่วนการแผ่รังสีออกจากโลกนั้นปกตินั้นมีการแผ่รังสีทั้งในเวลากลางวันและกลางคืน ซึ่งในคืนที่ท้องฟ้าปลอดโปร่งพื้นผิวดินมีการปล่อยรังสีคลื่นยาวออกไปสู่ชั้นบรรยากาศทำให้อากาศซึ่งสัมผัสกับพื้นดินเย็นลงและส่งผลต่อไปยังอุณหภูมิอากาศให้ลดต่ำลงตามไปด้วย

นอกจากนี้กระบวนการระเหยและการควบแน่นก็เป็นกระบวนการที่ทำให้อุณหภูมิมีการเปลี่ยนแปลงไป การระเหยน้ำจากแหล่งน้ำหรือความชื้นจากผิวโลก ต้องการพลังงานความร้อนในการระเหย ซึ่งถ้าแหล่งพลังงานความร้อนที่มาจากแหล่งน้ำหรือพื้นผิวดิน การระเหยก็ไม่ส่งผลกระทบต่ออุณหภูมิของอากาศเนื่องจากความร้อนส่วนมากนั้นถูกเก็บสะสมไว้ในน้ำหรือความชื้นในดิน และเมื่อเปรียบเทียบกับความร้อนที่สะสมในอากาศในกรณีที่อากาศเย็นและเกิดการควบแน่นส่งผลให้มีพลังงานความร้อนถูกปลดปล่อยออกมา ทำให้อัตราการลดลงของอุณหภูมิช้าลง

3.2 ความผันแปรของอุณหภูมิ

ความผันแปรของอุณหภูมิอากาศใกล้ผิวดิน เมื่อพื้นดินได้รับความร้อนจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์จะร้อนกว่าอากาศที่อยู่เบื้องบน และเมื่อผ่านกระบวนการแลกเปลี่ยนความร้อนโดยการนำความร้อนระหว่างอากาศชั้นล่างกับพื้นดิน อากาศที่อยู่ติดกับพื้นดินมากที่สุดจะเย็นที่สุด สาเหตุของการเกิดอุณหภูมิผันแปรตามความสูงในเวลากลางคืนมีสาเหตุด้วยกันดังนี้คือ

- ฤดูหนาวที่มีช่วงกลางคืนยาว ความร้อนที่โลกสูญเสียไปมีมากกว่าความร้อนที่โลกได้รับ
- ในวันที่มีท้องฟ้าแจ่มใส การสูญเสียความร้อนโดยการแผ่รังสีของพื้นดินเป็นไปอย่างรวดเร็ว
- ในคืนที่ลมสงบ พื้นผิวดินเย็นตัวลงอย่างรวดเร็ว มีการผสมคลุกเคล้าระหว่างอากาศที่พื้นดินและอากาศ ที่อยู่เหนือพื้นดินเล็กน้อยทำให้อากาศที่อยู่เบื้องล่างเย็นกว่าเบื้องบน

John and Peter (1977) กล่าวว่า การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิรายวันเกิดขึ้นจากการรับพลังงานที่แผ่มาจากดวงอาทิตย์และการแผ่พลังงานจากพื้นผิวของออกโลกสู่บรรยากาศ โดยโลก

ได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ในเวลาเช้าจากนั้นปริมาณที่ได้รับก็จะเพิ่มมากขึ้นเรื่อยๆ จนถึงเวลาเที่ยงวัน ซึ่งเป็นเวลาที่พื้นผิวโลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มากที่สุด จากนั้นปริมาณพลังงานที่ได้รับก็ลดน้อยลงๆ ตามลำดับจนหมดแสง สำหรับการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิรายวันสัมพันธ์กับปริมาณรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลกเมื่อพื้นผิวโลกมีอุณหภูมิสูงขึ้น ทำให้สามารถแผ่รังสีคลื่นยาวสู่บรรยากาศได้มากขึ้น อากาศเหนือพื้นผิวโลกได้รับพลังงานดังกล่าวจึงทำให้มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น หลังจากนั้นอุณหภูมิของอากาศก็จะลดลงเรื่อยๆ ตามปริมาณพลังงานที่ผิวโลกได้รับจากดวงอาทิตย์

เกษม และคณะ (2524) ได้ศึกษาผลกระทบของการทำลายป่าต่อภาวะอากาศบริเวณสถานีวิจัยสะแกราช ซึ่งได้ศึกษาถึงการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตั้งแต่ปี พ.ศ.2514-2522 พบว่าอุณหภูมิอากาศสูงสุด อุณหภูมิอากาศต่ำสุด และอุณหภูมิอากาศเฉลี่ย มีค่าเพิ่มขึ้น โดยมีค่าเพิ่มขึ้น 0.5 0.1 และ 0.5 องศาเซลเซียส ตามลำดับ ซึ่งเป็นผลมาจากการที่ปริมาณพื้นป่าปกคลุมลดลง ทำให้ปริมาณน้ำในพืช ป่า และในดินมีปริมาณลดน้อยลง ส่งผลให้น้ำที่ใช้ในกระบวนการคายระเหยน้อยลง และน้ำถูกนำไปใช้ในการเผาอากาศมากขึ้น ดังนั้นอุณหภูมิจึงมีค่าสูงเพิ่มมากขึ้น

4. ภูมิอากาศของประเทศไทย

4.1 นิยามและความหมาย

Miller (1961) ได้กล่าวว่า ภูมิอากาศ คือ ค่าเฉลี่ยของลักษณะอากาศที่ทำการตรวจวัดมาในช่วงระยะเวลาหนึ่งโดยข้อมูลที่น่ามาบอกลักษณะภูมิอากาศหรือองค์ประกอบภูมิอากาศ ได้แก่ อุณหภูมิ ปริมาณน้ำฝน รังสีดวงอาทิตย์ ความชื้น การคายระเหย ลม ช่วงความยาวนานของแสง ความกดอากาศ เป็นต้น สำหรับการคาดการณ์สภาพอากาศล่วงหน้าจำเป็นต้องใช้ข้อมูลองค์ประกอบภูมิอากาศที่ถูกต้องและมีการบันทึกไว้นาน 35 ปี เป็นอย่างน้อย

ลักษณะภูมิอากาศของประเทศไทยเป็นแบบร้อนชื้น มีลมมรสุมพัดผ่าน พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยมีฝนตกถึงสี่ในห้า เนื่องจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ จากเดือนพฤษภาคมถึงตุลาคม ภูมิอากาศของประเทศไทยมีความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยร้อยละ 74.4 (ระหว่างร้อยละ 66.0-82.8) อุณหภูมิเฉลี่ยตลอดปี 27.6 องศาเซลเซียส (ระหว่าง 23.7-32.5 องศาเซลเซียส)

4.2 ลักษณะภูมิอากาศ

ลักษณะภูมิอากาศในแต่ละภูมิภาคของประเทศไทยนั้นแตกต่างกัน เนื่องจากลักษณะที่ตั้งและตำแหน่งที่แตกต่างกัน รวมทั้งยังมีสภาพภูมิประเทศที่แตกต่างกัน (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2549) ดังนั้นจึงส่งผลให้แต่ละภูมิภาคมีลักษณะภูมิอากาศที่แตกต่างกันดังนี้

4.2.1 ภาคเหนือ ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่มีแหล่งกำเนิดจากสาธารณรัฐประชาชนจีน ที่พัดเข้าสู่ประเทศไทยในช่วงเดือนตุลาคมถึงกุมภาพันธ์ มีผลทำให้พื้นที่ของภาคกลางและภาคเหนือมีอุณหภูมิลดลง อุณหภูมิต่ำสุดของภาคเหนือจะอยู่ระหว่างเดือนธันวาคมถึงมกราคม มีค่าเฉลี่ยประมาณ 21.5 องศาเซลเซียส และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มอ่อนตัวลง ช่วงเปลี่ยนฤดูก็มาถึง ก่อนที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้จะพัดเอาความชุ่มชื้นมาขึ้นนั้น อากาศช่วงนี้จะร้อนอบอ้าวมาก โดยเฉพาะช่วงเดือนเมษายนจะเป็นช่วงที่ร้อนที่สุด จากนั้นเมื่อลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดเข้าสู่ประเทศจะทำให้เกิดฝนตกหนักตามบริเวณภูเขา ไปจนถึงช่วงกลางเดือนตุลาคม ในช่วงเดือนสิงหาคมถึงกันยายนจะมีฝนตกหนักที่สุด และจะมีความถี่ของพายุหมุนเขตร้อนจากทะเลจีนใต้เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยตอนบนมากที่สุดในช่วงเดือนกันยายน ทำให้ฝนตกชุก และเป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดน้ำท่วมตามบริเวณที่ราบลุ่มสองฝั่งของลำน้ำสายต่าง ๆ

4.2.2 ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ มีเทือกเขาสูงทางด้านทิศใต้และทิศตะวันตก จึงทำให้เกิดการปิดกั้นกระแสอากาศที่มีไอน้ำและความชื้นจากทะเล ทำให้ภูมิภาคนี้มีปริมาณฝนตกน้อยและไม่สม่ำเสมอ โดยฝนจะตกน้อยทางด้านทิศตะวันตกของภาค และค่อย ๆ ตกมากขึ้นในด้านทิศตะวันออกของภาค โดยเฉพาะอย่างยิ่งในพื้นที่จังหวัดหนองคาย สกลนครและนครพนม ในฤดูหนาวอากาศจะหนาวจัด เพราะได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนืออย่างเต็มที่ ส่วนในฤดูร้อนอากาศจะร้อนจัดเช่นเดียวกัน เนื่องจากพื้นดินแห้งและอยู่ห่างไกลจากทะเล อุณหภูมิเฉลี่ยตลอดทั้งปีอยู่ระหว่าง 26-27 องศาเซลเซียส

4.2.3 ภาคกลาง ภาคกลางอยู่ในเขตโซนร้อน เพราะได้รับอิทธิพลของมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในฤดูหนาว ทำให้เกิดอากาศหนาวเย็นและแห้งแล้ง อุณหภูมิโดยเฉลี่ยอยู่ระหว่าง 26-33.7 องศาเซลเซียส

4.2.4 ภาคใต้ มีฝนในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ โดยเฉพาะบริเวณชายฝั่งทะเลตั้งแต่จังหวัดชุมพรลงไป จะมีฝนตกชุกมาก ฤดูฝนของภาคใต้นี้จะมี 2 ระยะ คือ มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงกันยายน จะมีฝนตกมากทางฝั่ง

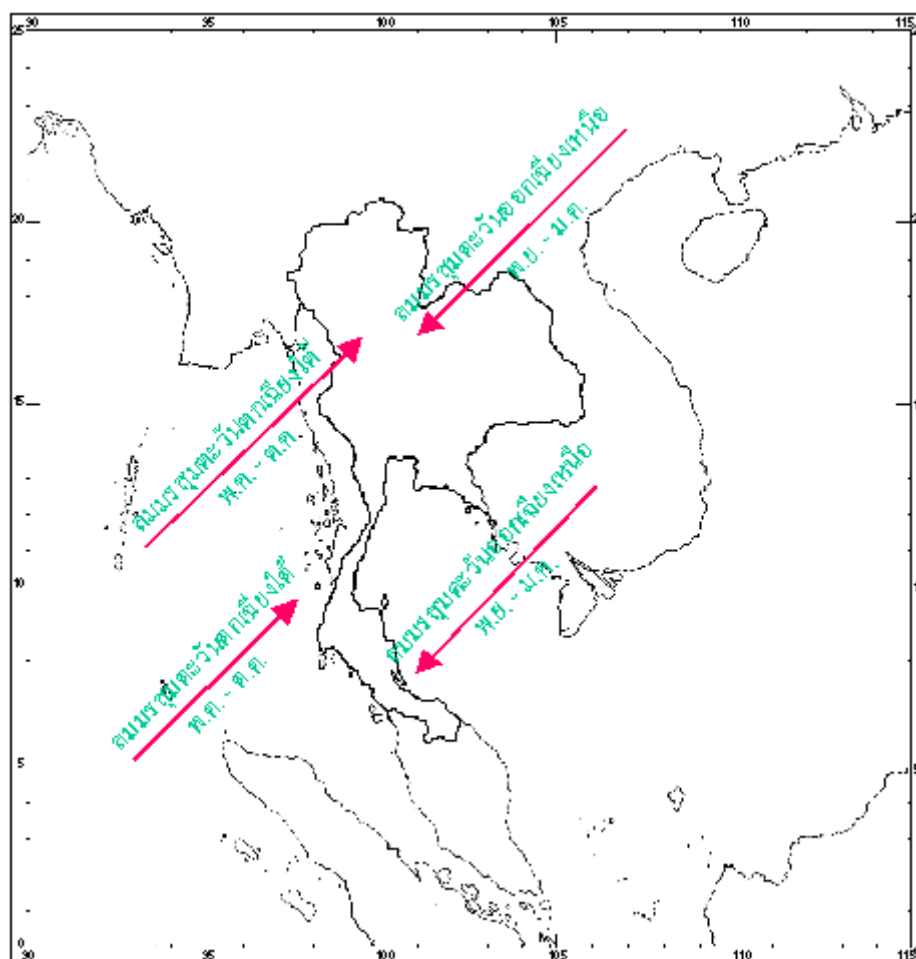
ตะวันตกของภาค และมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงกุมภาพันธ์ จะมีฝนตกมากทางฝั่งตะวันออกของภาค

4.3 ลมมรสุมกับภูมิอากาศของประเทศไทย

ประเทศไทยอยู่ภายใต้อิทธิพลของมรสุมสองชนิด คือ มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ และมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ดังภาพที่ 2 ซึ่งการเริ่มต้นและสิ้นสุดมรสุมทั้งสองชนิดอาจผันแปรไปจากปกติได้ในแต่ละปี

4.3.1 ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พัดปกคลุมประเทศไทยระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึง กลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้ บริเวณมหาสมุทรอินเดีย ซึ่งพัดออกจากศูนย์กลางเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ และเปลี่ยนเป็น ลมตะวันตกเฉียงใต้เมื่อพัดข้ามเส้นศูนย์สูตร มรสุมนี้จะนำมวลอากาศชื้นจากมหาสมุทรอินเดีย มาสู่ประเทศไทย ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเล และเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่น

4.3.2 ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ หลังจากหมดอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้แล้ว ประมาณกลางเดือนตุลาคมมีมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศไทยจนถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ มรสุมนี้มีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือแถบประเทศมองโกเลียและจีน จึงพัดพาเอามวลอากาศเย็นและแห้งจากแหล่งกำเนิดเข้ามาปกคลุมประเทศไทย ทำให้ท้องฟ้าโปร่ง อากาศหนาวเย็นและแห้งแล้งทั่วไป โดยเฉพาะภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนภาคใต้มีฝนชุกโดยเฉพาะภาคใต้ฝั่งตะวันออก เนื่องจากมรสุมนี้นำความชื้นขึ้นจากอ่าวไทยเข้ามาปกคลุม



ภาพที่ 3 ลมมรสุมที่พัดผ่านประเทศไทย
ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา (2549)

5. งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

กฤษณพงศ์ และคณะ (2523) ได้ศึกษาถึงการวิเคราะห์ค่าของการแผ่รังสี และข้อมูลอุตุนิยมวิทยาของสงขลา ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2506 - 2510, กรุงเทพฯ ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2515 - 2519, นครพนม ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2506 - 2510, เชียงใหม่ ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2507 - 2511 ผลการหาค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์พบว่า การแผ่รังสีมีความสัมพันธ์ลำดับสูงกับค่าความยาวนานของแสงแดด สำหรับสงขลา กรุงเทพฯ และนครพนม ซึ่งสมการที่สร้างขึ้นเพื่อประมาณค่าการแผ่รังสีจากค่าความยาวนานของแสงแดด

เสริมและกุลวดี (2535) ได้ทำการศึกษาสหสัมพันธ์ระหว่างรังสีกระจายและรังสีรวมของดวงอาทิตย์จากข้อมูลที่จังหวัดนครปฐมพบว่า สหสัมพันธ์ที่ได้มีลักษณะมีความสัมพันธ์กันในระดับสูง ซึ่งมีแนวโน้มสัมพันธ์กับดัชนีความใสของบรรยากาศ (clearness index) รายชั่วโมงร่วมด้วย

จิตรสรณ์ (2537) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ทางสถิติของข้อมูลรังสีรวม รังสีกระจาย และความยาวนานแสงแดด โดยแบ่งการวิเคราะห์ออกเป็น 2 ส่วน คือ การวิเคราะห์การถดถอยรวมทั้งสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ เพื่อประเมินค่าข้อมูลรังสีดวงอาทิตย์ และการวิเคราะห์อนุกรมเวลาเพื่อพยากรณ์ค่ารังสีรวม ผลการวิเคราะห์พบว่าความสัมพันธ์ของข้อมูลเป็นไปในรูปแบบเส้นตรงหรือเส้นโค้ง และจากผลการศึกษาผู้ทำการวิจัยได้พัฒนาการสร้างโปรแกรมสำเร็จรูปโดยใช้ความสัมพันธ์ต่างๆ ที่วิเคราะห์ได้ ซึ่งโปรแกรมหากล่าวนี้จะสามารถประมาณค่ารังสีรวม รังสีกระจาย รังสีตรง ความยาวนานแสงแดด ค่ารายชั่วโมงของรังสีรวม ค่ารายชั่วโมงของค่ารายชั่วโมงของ รังสีกระจาย และค่ารายชั่วโมงของรังสีรวม โดยสามารถใช้ค่าข้อมูลเพียง 1 ตัวแปรในการประมาณค่าต่างๆ เหล่านี้แบบรายวัน และ โปรแกรมดังกล่าวนี้จะสามารถประมาณค่าต่างๆ เหล่านี้แบบรายวัน รวมทั้งยังสามารถประมาณค่าเฉลี่ยรายเดือนโดยไม่ต้องอาศัยข้อมูลเริ่มต้นใดๆ แต่โปรแกรมดังกล่าวนี้จะสามารถใช้ได้กับพื้นที่ในบริเวณกรุงเทพฯ และพื้นที่ใกล้เคียงเท่านั้น เนื่องจากไม่มีข้อมูลที่สมบูรณ์เพียงพอของสถานีต่างจังหวัดที่จะนำมาวิเคราะห์หาความสัมพันธ์ได้

รังสิต (2539) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ทางสถิติระหว่างปริมาณรังสีดวงอาทิตย์รายวันกับข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในปี 2538 โดยใช้ค่ารังสีรวมรายวันและภาพถ่ายดาวเทียมของดาวเทียม NOAA โดยหาสมการความสัมพันธ์จากหลักการสมดุลพลังงานระหว่างผิวโลกกับชั้นบรรยากาศ ข้อมูลดาวเทียมที่ใช้ในการวิเคราะห์คือ ค่าการสะท้อน และตัวแปรอื่นๆ ได้แก่ เส้นรุ้งของสถานีวัดความสัมพันธ์แบบเชิงเส้นกับข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมที่วิเคราะห์ได้

ธีระพงษ์ (2540) ได้ทำการศึกษาปริมาณฝุ่นละอองที่เขตรายภูมิจังหวัดกรุงเทพฯ โดยใช้เครื่องมือตรวจวัดปริมาณฝุ่นละออง High Volume Air Sampler, Model GMWL-2000 H โดยเก็บข้อมูลทำการเก็บทั้ง 24 ชั่วโมง เก็บตัวอย่างของวันหยุดและวันทำงาน และข้อมูลที่เกี่ยวข้องกับการเกิดฝุ่นละอองควบคู่ไปด้วย จากนั้นก็นำข้อมูลไปวิเคราะห์ด้วยโปรแกรมสำเร็จรูป statistica ซึ่งใช้เทคนิคการ Interpolation แสดงผลในรูปแบบแผนที่ดิจิทัล จากนั้นก็นำเข้าข้อมูลในฐานข้อมูลระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ และจากผลการวิเคราะห์ข้อมูลด้วยเทคโนโลยีสารสนเทศภูมิศาสตร์ สามารถนำเสนอข้อมูลการวิเคราะห์การกระจายตัวของฝุ่นละอองได้ โดยสามารถแจกแจงเส้นชั้นระดับ

ปริมาณความเข้มข้นของฝุ่นละอองที่ระดับต่างๆ และทำให้ทราบผลความเข้มข้นของฝุ่นละอองของพื้นที่ที่ศึกษา นอกจากนี้ยังสามารถระบุความแตกต่างของพื้นที่กับปริมาณฝุ่นที่เกิดขึ้นสัมพันธ์กับปัจจัยที่เกี่ยวข้องได้

สาขันธ์ (2542) ได้ทำการวิเคราะห์หาการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองในบรรยากาศของประเทศไทย โดยอาศัยการเปรียบเทียบข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากการวัดและที่ได้จากการคำนวณ และได้สร้างแบบจำลองสำหรับคำนวณค่าอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองที่สถานีอุตุนิยมวิทยา 50 แห่งทั่วประเทศ และจากการศึกษานี้พบว่า ค่าอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองแปรตามเวลาในรอบปี โดยในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลาง มีค่าสูงในฤดูแล้งและมีค่าต่ำในฤดูฝน สำหรับภาคใต้มีค่าคงที่เกือบตลอดทั้งปี

วิลาวรรณ (2543) ได้ทำการศึกษาสภาพความขุ่นของบรรยากาศในประเทศไทย โดยทำการหาค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอม โดยวิธีการต่างๆ ได้แก่ การคำนวณจากข้อมูลสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์, การใช้แบบจำลองจากค่าความเข้มรังสี และการคำนวณจากข้อมูลทัศนวิสัย โดยได้ทำการศึกษากระจายครอบคลุมทุกภาคของประเทศไทย และวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่และตามเวลาในรอบปี ผลการวิเคราะห์พบว่าค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมมีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงตามละติจูดของสถานี และมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปี ซึ่งค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมนี้มีค่าสูงในฤดูแล้งและค่อยๆ ลดลงในช่วงฤดูฝน โดยลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้มีอิทธิพลสำคัญต่อการเปลี่ยนแปลงดังกล่าว

สุทธาสินี (2544) ได้ศึกษาหาความสัมพันธ์ระหว่างค่าพลังงานแสงอาทิตย์กับค่าความยาวนานของแสงอาทิตย์รายเดือน ซึ่งจากการศึกษานี้ทำให้สามารถสร้างสมการเส้นตรงเพื่อใช้ในการประเมินค่าพลังงานแสงอาทิตย์ได้ โดยได้ค่าสัมประสิทธิ์ตัวแปร a และ b ในแต่ละเดือน และจากการทดสอบทางสถิติแล้วค่าที่ได้สามารถนำมาใช้เป็นตัวแทนในแต่ละภูมิภาคได้ นอกจากนี้ยังได้ประเมินค่าพลังงานแสงอาทิตย์รายเดือน พบว่า ภาคเหนือได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มากที่สุด รองลงมาคือ ภาคใต้ ภาคกลาง และภาคตะวันออกเฉียงเหนือตามลำดับ

อภิชาติ (2545) ได้ทำการศึกษาสมรรถนะของแบบจำลองสำหรับคำนวณค่าความเข้มของรังสีดวงอาทิตย์จากข้อมูลดาวเทียม โดยได้ใช้แบบจำลองคำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่

ครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย และได้หาค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก พร้อมทั้งคำนวณค่าสัมประสิทธิ์อื่นๆ ของแบบจำลองจากข้อมูลภาคพื้นดิน หลังจากนั้นนำค่าสัมประสิทธิ์ทั้งหมดที่ได้ไปคำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ โดยได้นำค่าความเข้มรังสีรวมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากการคำนวณไปเปรียบเทียบกับค่าที่ได้จากการวัด พบว่า ค่าที่ได้จากการคำนวณสอดคล้องกับค่าที่ได้จากการวัด

พิมพ์พงศ์ (2547) ได้ทำการประเมินค่าการคายระเหยน้ำสูงสุดโดยใช้ข้อมูลการสำรวจระยะไกล และข้อมูลอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ลุ่มน้ำมูล-ชี ผลการประเมินค่าการระเหยสูงสุดโดยใช้ข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาพบว่าในเดือนมีนาคมมีค่าเฉลี่ยรายเดือนสูงสุด และเดือนที่มีค่าเฉลี่ยต่ำสุดคือ เดือนพฤศจิกายนและเดือนธันวาคม ส่วนการประเมินค่าการระเหยน้ำสูงสุดโดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายจากดาวเทียมพบว่าค่าการคายระเหยน้ำสูงสุดในเดือนพฤษภาคม รองลงมาคือ เดือนมิถุนายนและกรกฎาคม

สมชาย (2547) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับปริมาณการแผ่รังสีบนพื้นผิวในประเทศไทย และ ทำการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนละอองมาเปรียบเทียบกับปริมาณน้ำฝนที่ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย พบว่า ปริมาณความเข้มข้นของฝนละอองจะแปรผกผันกับปริมาณน้ำฝน โดยจะมีปริมาณลดลงตั้งแต่เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมซึ่งเป็นช่วงฤดูฝน และจะมีปริมาณฝนละอองเพิ่มขึ้นในช่วงฤดูแล้ง

Exell (1978) ได้ทำการหาสภาพขุ่นมัวของบรรยากาศ (atmospheric turbidity) โดยอาศัยตารางคำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆสามารถหาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆถ้าทราบปริมาณไอน้ำในอากาศและการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝนละออง โดยใช้ข้อมูลความเข้มรังสีของดวงอาทิตย์ของกรุงเทพฯ และ เชียงใหม่ ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆมาคำนวณหา สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอากาศ (turbidity coefficient) และจากผลการวิจัยพบว่า ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอากาศ ของเชียงใหม่มีค่าแปรผกผันกับค่าทัศนวิสัย ส่วนที่กรุงเทพฯ ไม่พบความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรทั้งสอง

Schwartz (1996) ได้วิเคราะห์ค่ารังสีอินฟราเรด (infrared) พบว่าโดยเฉลี่ยมีค่าเพิ่มสูงขึ้นที่บริเวณโทรโปพอส (tropopause) (บริเวณระหว่างโทรโปสเฟียร์และสตราโทสเฟียร์ ขณะที่ความเข้มข้นของ CO₂ และ ก๊าซเรือนกระจก ในช่วงเวลาเดียวกัน จากนั้นได้ทำการวิเคราะห์ถึงกระบวนการทางฟิสิกส์และ เคมีซึ่งเกี่ยวข้องกับอนุภาคของฝนละออง ที่ควบคุมการกระเจิงและการดูดกลืนของแสง ได้ทำการศึกษาถึงแหล่งที่มาของ ฝนละออง และช่วงเวลาที่ฝนละอองมีอิทธิพลต่อ

กระบวนการต่างๆ ทางธรรมชาติ โดยพบว่าเกี่ยวข้องในช่วงที่เกิดน้ำฟ้า และมีการพัฒนาขนาดเพิ่มขึ้นเมื่อเกิดการกระทบกระจาย รวมทั้งจะมีการเปลี่ยนแปลงเมื่อความชื้นสัมพัทธ์ลดลง และจากผลการศึกษาในครั้งนี้สามารถสรุปได้ว่าฝุ่นละออง ที่เกิดขึ้น นั้นมีอิทธิพลต่อบรรยากาศ คือ การเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นนี้จะมีผลต่อรังสีดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ

Mirme and Ruuskanen (1996) ได้ศึกษาถึงผลกระทบของฝุ่นละออง ในระบบสิ่งแวดล้อมในเมืองโดยได้ทำการศึกษาที่ Kuopio city (Finland) ช่วงฤดูใบไม้ผลิ ในปี 1995 โดยพบว่าฝุ่นละออง นั้นมีหลากหลายลักษณะด้วยกัน และเมื่อเปรียบเทียบความแตกต่าง จะมีลักษณะจำเพาะที่แตกต่างกันตามแต่ละพื้นที่ที่มีการปลดปล่อยมลพิษออกมา และจากการศึกษาถึงขนาดของฝุ่นละออง โดยใช้ electrical aerosol spectrometer (EAS) คำนวณหาความหนาแน่นของฝุ่นละออง จากอนุภาคของมวลตัวอย่าง 1 gram/ccm และศึกษาถึงอนุภาคของก้อนฝุ่นละอองแห้ง (TOME) โดยใช้ค่ามวลรวมทั้งหมดของอนุภาคที่แขวนลอย (TSP) ซึ่งแบ่งกลุ่มเป็น 2 กลุ่ม คือ กลุ่มที่มีน้ำหนักน้อยกว่า 2.5 micrometer ($PM_{2.5}$) และกลุ่มที่น้อยกว่า 10 micrometer (PM_{10}) คำนวณหาความหนาแน่นของฝุ่นละออง แม้ว่าจากการศึกษาของทั้ง 2 วิธีพบความแตกต่างความหนาแน่นของมวลมีสูงมาก และการเปลี่ยนแปลงของความแตกต่างนั้นไม่มีความสัมพันธ์กับความหนาแน่นของฝุ่นละอองเลย ส่วนความสัมพันธ์ของส่วนต่างระหว่างอุณหภูมิและความชื้นไม่สามารถอธิบายถึงส่วนต่างของช่วงเวลาซึ่งเป็นไปได้ว่า แนวโน้มของรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงฤดูใบไม้ผลิจะลดลง

Pueschel (1996) ได้ศึกษาถึงเสถียรภาพของชั้นบรรยากาศโดยศึกษาถึงความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิและการดูดซับรังสีดวงอาทิตย์ของโอโซนที่เป็นผลมาจากการสะสมฝุ่นละออง ซึ่ง ฝุ่นละอองที่พบมากที่สุดที่ชั้นสตราโทสเฟียร์ก็คือ ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (sulfur dioxide) ซึ่งมาจากการระเบิดของภูเขาไฟ แต่อิทธิพลที่เกิดจากการเพิ่มของฝุ่นละออง มีเพียงเล็กน้อย นอกจากนั้นยังมีเขม่าดำที่เกิดจากเครื่องบินซึ่งก็มีเพียงส่วนน้อยประมาณได้เพียง 1 % เทียบกับฝุ่นละอองของซัลเฟอร์ แต่ในปัจจุบันมีการค้าที่ต่ออาศัยเครื่องบินในการขนส่ง จึงส่งผลให้ฝุ่นละอองที่เกิดจากเครื่องบินนี้มีแนวโน้มที่เกิดเพิ่มมากขึ้น

Jinhuan and Liqun (1999) ได้พัฒนาวิธีการศึกษาการวัดฝุ่นละออง ในบรรยากาศโดยใช้ค่า total direct solar radiation โดยได้ทำการศึกษาในประเทศจีนในทางตอนเหนือของประเทศ ในปี 1980-1994 จากการสำรวจพบว่าแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของฝุ่นละออง โดยเฉพาะในฤดูหนาวที่จะเห็นแนวโน้มได้ชัดเจน ซึ่งสาเหตุที่ทำให้ฝุ่นละออง มีปริมาณเพิ่มขึ้นได้แก่ มลภาวะที่เกิดขึ้นจาก

การใช้พลังงานเชื้อเพลิงโดยมีการสะสมไว้ก่อนหน้านี้มาตลอดในช่วงระยะเวลา 15 ปี ส่วนในฤดูใบไม้ผลิจะพบว่ามีฝุ่นละออง เพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วซึ่งเป็นฝุ่นที่มาจากทะเลทราย และการเกิดภูเขาไฟระเบิดจากผลการศึกษาสรุปได้ว่าในช่วงฤดูร้อนจะเป็นช่วงที่มีปริมาณฝุ่นละออง มากที่สุด ซึ่งจะทำให้เกิดความขุ่นมัวในอากาศมากกว่าในฤดูหนาวถึง 2 เท่า

Charlson *et al.* (1992) ได้ศึกษาผลกระทบที่เกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศโลกที่ทำให้พลังงานรังสีดวงอาทิตย์สะสม (radiative forcing) เพิ่มขึ้น ผลของการเพิ่มขึ้นของฝุ่นละอองในอากาศ นอกจากจะมีผลต่อภาวะก๊าซเรือนกระจกยังมีผลต่อรังสีดวงอาทิตย์ ลักษณะของผลกระทบจากฝุ่นละอองจะส่งผลกระทบต่อรังสีที่ออกจากโลกโดยมีการศึกษาประเมินค่าที่สำคัญๆ ดังนี้

1. ลักษณะอากาศที่เกิดการเปลี่ยนแปลงไปที่เป็นผลจากการดูดซับรังสี
2. ลักษณะโครงสร้างของบรรยากาศ
3. ทำนายลักษณะการเปลี่ยนแปลงของบรรยากาศในอนาคต

จากการประเมินค่าทั้ง 3 ข้อที่กล่าวมาทำให้สามารถทราบถึงกระบวนการเกิดรวมทั้งที่มาของฝุ่นละอองและสามารถที่คาดคะเนถึงผลกระทบต่อรังสีดวงอาทิตย์ที่จะเกิดขึ้นได้ โดยผลกระทบที่เกิดขึ้นมีมากในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์และยังมีอิทธิพลต่ออุณหภูมิในชั้นบรรยากาศนี้ด้วย เพราะจะเกิดการกระทบกระเจาย และการเพิ่มขึ้นของเปอร์เซ็นต์การสะท้อนกลับของรังสีดวงอาทิตย์ที่เกิดขึ้น

Mcdonald and Biswas (2004) ศึกษาลักษณะของอนุภาค (particle matter) โดยทำการศึกษาถึงลักษณะรูปร่างและการรวมตัวอนุภาคของฝุ่นละออง ทำการศึกษารูปร่างของอนุภาคขนาดเล็กหรือที่มีขนาด 2.5 ไมครอน ($PM_{2.5}$) โดยอาศัยเครื่องมือ scanning electron microscope ผลจากการศึกษานี้พบว่ารูปร่างของอนุภาคนั้นมีหลากหลายรูปแบบด้วยกัน ซึ่งมีทั้งเป็นแบบเส้นใยหรือรูปทรงค่อนข้างกลม หรือรูปแบบอื่นๆ ส่วนการรวมตัวกันของอนุภาคพบว่า ในช่วงเวลา 7.00 ถึง 9.00 น.เป็นช่วงที่อนุภาคมีการรวมตัวกันมากที่สุด แต่โดยทั่วไปแล้วอนุภาคของฝุ่นละอองนั้นอยู่ในสภาพที่ไม่เสถียรภาพ คือมีการเปลี่ยนแปลงไปได้ตลอด

จากการตรวจสอบเอกสารเกี่ยวกับปริมาณรังสีดวงอาทิตย์และฝุ่นละออง พบว่าในประเทศไทยยังมีการศึกษาค่อนข้างจำกัด ดังนั้นการศึกษถึงอิทธิพลของฝุ่นละอองต่อการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์จึงมีความสำคัญ เพื่อให้การศึกษาในหัวข้อดังกล่าวนี้มีความสมบูรณ์ และทันสมัยสามารถนำไปใช้ได้ทั้งในงานทางด้านวิชาการ และงานในด้านต่างๆ ที่เกี่ยวข้องต่อไป