

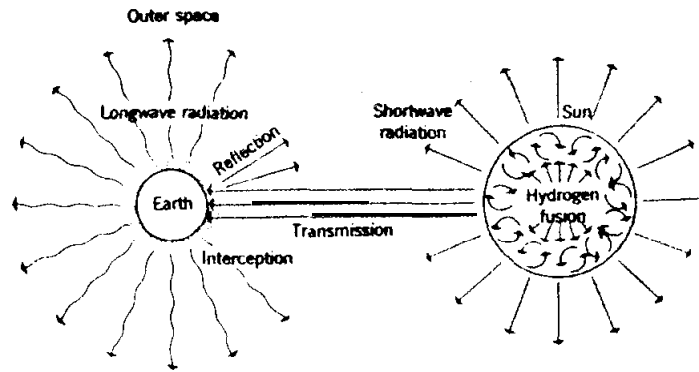
## บทที่ 11

### รังสีจากดวงอาทิตย์

รศ. ปานทิพย์ อัครนวนิช

พลังงานความร้อนที่กระจายจากดวงอาทิตย์มายังโลกเรา เรียกว่า รังสีจากดวงอาทิตย์ หรือพลังงานจากดวงอาทิตย์ (SOLAR RADIATION หรือ INSOLATION) ส่วนใหญ่ธรรมชาติทั้งหลายในโลกดำรงอยู่ได้ด้วยพลังงานจากดวงอาทิตย์นี้เอง การกระจายของพลังงานจากดวงอาทิตย์บนพื้นโลกจึงเป็นปัจจัยสำคัญต่อลมฟ้าอากาศ โดยสรุปแล้วจะเห็นได้ว่า ดวงอาทิตย์มีอิทธิพลต่อลมฟ้าอากาศทั้งหมดในโลก

รังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่กระจายลงมาสู่โลก (INCOMING SOLAR RADIATION) และพื้นผิวโลกดูดซับไว้ รังสีดวงอาทิตย์ชนิดนี้มีลักษณะเป็นคลื่นสั้น เมื่อผิวโลกดูดซับรังสีดวงอาทิตย์ไว้และต่อมาเมื่ออุณหภูมิสูงขึ้น ผิวโลกจะค่อย ๆ แผ่รังสีความร้อนออกมา รังสีความร้อนที่แผ่ออกจากผิวโลก (OUTGOING RADIATION) ดังกล่าวนี้อาจมีลักษณะเป็นคลื่นยาว การส่งถ่ายพลังงานจากดวงอาทิตย์มายังโลกและการส่งผ่านจากโลกไปยังอวกาศนั้นเป็นกระบวนการที่ต่อเนื่องกัน และซับซ้อน (รูป 1.1) ในแต่ละแห่งจะได้รับความร้อนและสูญเสียพลังงานความร้อนแตกต่างกัน บริเวณศูนย์สูตรจะได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มากกว่าที่จะสูญเสียให้กับอวกาศ แต่ในทางตรงกันข้ามบริเวณขั้วโลกจะสูญเสียพลังงานโดยการส่งกลับไปยังอวกาศมากกว่าที่จะได้รับ



รูป 11.1 ความสมดุลของพลังงานบนพื้นโลก

### การถ่ายเทความร้อน

พลังงานความร้อนอาจจะถ่ายเทหรือส่งไปยังที่ต่าง ๆ ได้หลายวิธีด้วยกันคือ

1. **การนำความร้อน (CONDUCTION)** คือ การถ่ายเทความร้อนให้กับวัตถุที่อยู่ใกล้กันจากโมเลกุลหนึ่งไปยังอีกโมเลกุลหนึ่งโดยที่โมเลกุลของสารที่เป็นตัวนำนั้นไม่ได้เคลื่อนที่เมื่อวัตถุ 2 ชนิดมีอุณหภูมิไม่เท่ากันมาสัมผัสกัน วัตถุที่ร้อนกว่าจะส่งความร้อนให้กับวัตถุที่เย็นกว่าจนกระทั่งวัตถุทั้งสองมีอุณหภูมิเท่ากัน การนำความร้อนเกิดขึ้นได้ดีในวัตถุที่เป็นของแข็ง ส่วนในวัตถุที่เป็นก๊าซจะนำความร้อนได้เลว เนื่องจากบรรยากาศเต็มไปด้วยก๊าซ เพราะฉะนั้นการนำความร้อนจึงมีบทบาทน้อยมากในการถ่ายเทความร้อนให้กับบรรยากาศ ตัวอย่าง ในเวลากลางวันเมื่อโลกได้รับความร้อนก็จะถ่ายเทให้กับอากาศโดยการนำ แต่อากาศเป็นตัวนำที่เลว อากาศจากชั้นล่างเมื่อได้รับความร้อนจะถ่ายเทให้กับอากาศชั้นบนอย่างช้า ๆ

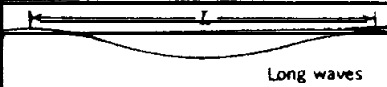



2. **การพาความร้อน (CONVECTION)** เป็นการส่งต่อความร้อนโดยการถ่ายเทหรือหมุนเวียน เป็นการส่งผ่านความร้อนโดยที่โมเลกุลของสารเคลื่อนที่จากแห่งหนึ่งไปยังอีกแห่งหนึ่ง โดยปรกติการพาความร้อนจะเกิดขึ้นได้ดีในวัตถุที่เป็นของเหลวและก๊าซ ตัวอย่างเช่น เมื่ออากาศได้รับความร้อนก็จะขยายตัวและลอยขึ้นเบื้องบนจะพาความร้อนขึ้นไปด้วย และอากาศเย็นกว่าจะไหลเข้ามาแทนที่

3. การแผ่รังสี (RADIATION) คือการที่วัตถุส่งพลังงานออกจากตัวเป็นคลื่นแบบคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เช่น พลังงานแสงสว่างหรือพลังงานความร้อน หรือส่งพลังงานทั้งสองอย่างไปพร้อมกัน ตัวอย่างเช่น ในเวลากลางวันโลกได้รับแสงจากดวงอาทิตย์ในรูปของคลื่นสั้น แต่ในเวลากลางคืนโลกจะแผ่รังสีออกไปในรูปของคลื่นยาว การแผ่รังสีจัดเป็นการถ่ายเทความร้อนเพียงประเภทเดียวที่ไม่ต้องอาศัยสื่อหรือตัวนำใด ๆ ทั้งสิ้น

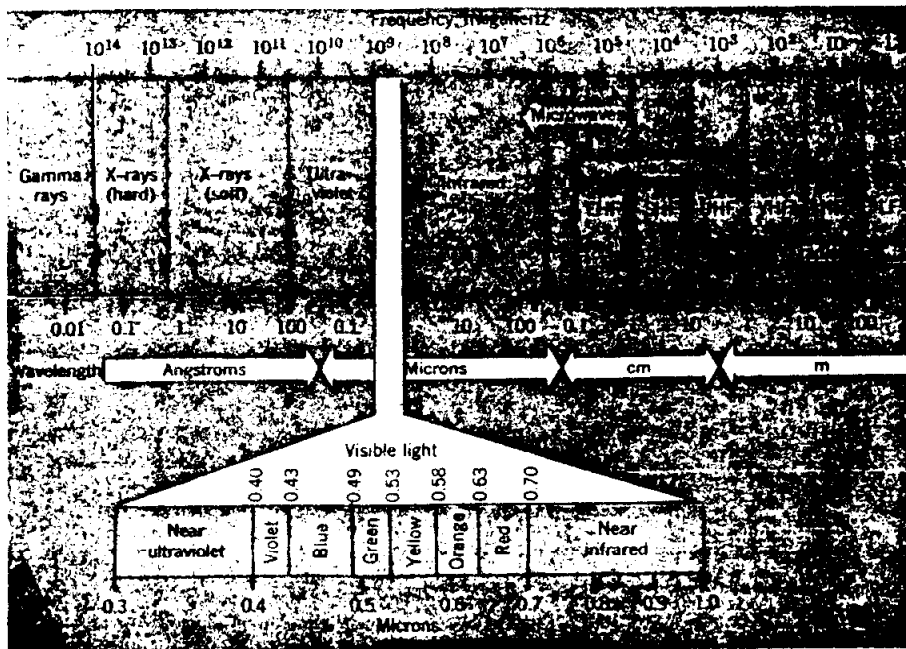
### ที่มาของความร้อนในบรรยากาศ

ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งความร้อนที่สำคัญที่สุดในบรรยากาศ ดวงอาทิตย์เป็นต้นตอใหญ่ของพลังงานความร้อนในโลกมีความใหญ่มากกว่าโลกประมาณ 100 เท่า โดยเส้นผ่าศูนย์กลางและมีอุณหภูมิที่พื้นผิวประมาณ 11,000° ฟ (6,000° ซ) แต่เนื่องจากโลกอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ประมาณ 93 ล้านไมล์ (150 ล้านกิโลเมตร) โลกจึงรับพลังงานความร้อนไว้เพียงส่วนน้อยมากประมาณ 1 ใน 2 พันล้านส่วน ( $\frac{1}{2 \times 10^9}$ ) ของพลังงานที่ดวงอาทิตย์ส่งมาทั้งหมด

พลังงานความร้อนที่ดวงอาทิตย์ส่งผ่านมายังโลกนี้ต้องผ่านบรรยากาศก่อนในลักษณะเป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (ELECTROMAGNETIC WAVES) ซึ่งเดินทางผ่านอากาศด้วยความเร็ว 186,000 ไมล์ ต่อวินาที (300,000 ก.ม. ต่อวินาที) รูป 11.2 แสดงคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งแตกต่างกันด้านความยาวและความถี่ของคลื่น ความยาวของคลื่น (WAVELENGTH, L) เป็นระยะทางระหว่างยอดคลื่นที่ติดต่อกัน 2 ยอด (รูป 11.2) หน่วยที่นิยมใช้วัดขนาดความยาวของคลื่น คือไมครอน (MICRON) ความยาว 1 ไมครอน จะเท่ากับ 0.001 เซนติเมตร ( $10^{-4}$  ซม.) หรือเท่ากับ 10,000 แองสตรอม หน่วยที่นิยมใช้วัดความยาวคลื่นของรังสีดวงอาทิตย์อีกหน่วยหนึ่งคือ แองสตรอม (ANGSTROM) 1 แองสตรอม เท่ากับ 0.000,000,01 เซนติเมตร ( $10^{-8}$  ซม.)

Frequency	Wavelength
Low	 Long waves
Medium	 
High	 
Very high	 Short waves

รูป 11.2 ความสัมพันธ์ระหว่างความยาวคลื่นและความถี่ของคลื่น



รูป 11.3 สเปกตรัมของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า

คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าทั้งหมดเคลื่อนที่ในอัตราความเร็วที่เท่ากัน จำนวนของคลื่นที่เคลื่อนที่ผ่านจุด ๆ หนึ่งในเวลาใดเวลาหนึ่ง เรียกว่า ความถี่ของคลื่น ความถี่ของคลื่นขึ้นอยู่กับความยาวของคลื่นด้วย คลื่นยาวจะมีความถี่ต่ำ คลื่นสั้นจะมีความถี่สูง ความถี่จะคิดออกมาเป็น ไฮเคิลต่อวินาที หน่วยที่ใช้ในการวัดความถี่ของคลื่น คือ เฮิร์ต (HERTZ) 1 เฮิร์ต เท่ากับความถี่ของคลื่น 1 ไฮเคิลต่อ 1 วินาที 1 แมกกาเฮิร์ตเท่ากับความถี่ของคลื่น 1 ล้านไฮเคิลต่อ 1 วินาที

รูป 11.3 แสดงให้เห็นถึงการแบ่งคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากทางซ้ายมือซึ่งเป็นคลื่นสั้นที่สุดไปทางขวามือซึ่งเป็นคลื่นยาว ความถี่ของคลื่นคิดเป็นแมกกาเฮิร์ตโดยใช้ 10 ยกกำลัง โดยแต่ละช่วงจากขวามือไปทางซ้ายมือจะเพิ่มขึ้นเป็น 10 เท่า ตัวอย่างเช่น  $10^3$  แมกกาเฮิร์ต เท่ากับ 1,000 แมกกาเฮิร์ต  $10^9$  เท่ากับ 1 พันล้านแมกกาเฮิร์ต เป็นต้น

รังสีคลื่นสั้น ได้แก่ รังสีแกมมาซึ่งมีความยาวคลื่นสั้นและความถี่สูงสุด รังสีแกมมามีความยาวคลื่นสั้นกว่า 0.03 แองสตรอม ถัดไปเป็นรังสีเอกซ์ รังสีเอกซ์ชนิดคลื่นสั้นมีความยาวคลื่นอยู่ระหว่าง 0.03 - 0.6 แองสตรอม ส่วนรังสีเอกซ์ชนิดคลื่นยาวน้อยกว่าความยาวคลื่นจะอยู่ระหว่าง 0.6 - 100 แองสตรอม และรังสีอัลตราไวโอเล็ตมีความยาวคลื่นอยู่ระหว่าง 4,000 แองสตรอม

สำหรับแสงที่มองเห็นด้วยตาเปล่าเริ่มจากแสงสีม่วงซึ่งมีความยาวคลื่นเท่ากับ 0.4 ไมครอน ถัดไปเป็นแสงสีน้ำเงิน เขียว เหลือง ส้ม และสิ้นสุดลงด้วยแสงสีแดง ซึ่งมีความยาวคลื่นเท่ากับ 0.7 ไมครอน ตามรูป 11.3 จะแสดงให้เห็นถึงขีดจำกัดของสีต่างๆ ของแสงที่มองเห็นได้ด้วยตาเปล่า

ถัดไปเป็นรังสีอินฟราเรด (INFRARED) ประกอบด้วยความยาวของคลื่นประมาณ 0.7 - 300 ไมครอน เช่นรังสีที่ไม่สามารถมองเห็นด้วยตาเปล่าแต่บางทีอาจจะรู้สึกได้ ส่วนรังสีคลื่นยาวอื่นๆ รวมทั้งไมโครเวฟ รังสีเรดาร์ และคลื่นวิทยุไม่ค่อยมีความสำคัญต่อความสมดุลย์ของพลังงานบนพื้นโลก

## ค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์ (SOLAR CONSTANT)

แหล่งพลังงานของดวงอาทิตย์จะอยู่ตอนในของดวงอาทิตย์ ซึ่งมีความกดอากาศมาก และอุณหภูมิสูงเป็นผลทำให้ไฮโดรเจนจะถูกเปลี่ยนเป็นฮีเลียม ซึ่งทำให้เกิดความร้อนจำนวนมาก และทำให้เกิดการพาความร้อนและการนำไปสู่พื้นผิวของดวงอาทิตย์ แต่เนื่องจากอัตราการผลิตพลังงานภายในอยู่ในสภาพที่คงที่ ดังนั้นพลังงานความร้อนที่ส่งมาจากดวงอาทิตย์จึงแตกต่างกันเพียงเล็กน้อยเท่านั้น พลังงานความร้อนที่แผ่รังสีจากดวงอาทิตย์มาสู่โลกและแสงอาทิตย์ส่องเป็นแนวตั้งฉากกับพื้นโลก ทำให้บรรยากาศภายนอกโลกได้รับปริมาณพลังงานความร้อนมีค่าคงที่ เรียกว่า ค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์ (SOLAR CONSTANT) ซึ่งมีค่าโดยเฉลี่ยประมาณ 2 กรัมคาลอรี/ตร.ซม./นาที (2 CAL/CM<sup>2</sup>/MIN) หรือเท่ากับ 2 แลงเลี่ยต่ออนาที (2 LY/MIN) ค่าเฉลี่ยนี้พิจารณาจากอัตราเฉลี่ยของระยะทางจากดวงอาทิตย์มายังโลกประมาณ 93 ล้านไมล์

### ปัจจัยที่มีผลต่อปริมาณความร้อนที่โลกจะได้รับจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์

ปริมาณความร้อนที่โลกจะได้รับจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์จะมีมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับ

1. ระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์
2. ความโปร่งใสของบรรยากาศ
3. ความยาวนานของกลางวัน
4. มุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลก

1. ระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ เนื่องจากโลกหมุนรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ดังนั้น ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ในแต่ละวันจะเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา ระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์โดยเฉลี่ยประมาณ 150 ล้านกิโลเมตร (93 ล้านไมล์) แต่ประมาณ

\*1 กรัมคาลอรี/1 ตารางเซนติเมตร เท่ากับหน่วยวัดพลังงานความร้อน 1 แลงเลี่ย (LANGELY : LY)

ในระบบอังกฤษหน่วยวัดความร้อนจะใช้ บี.ที.ยู ดังนั้นค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์จึงเท่ากับ 430 บี.ที.ยู/ตารางฟุต/ชั่วโมง

วันที่ 3 กรกฎาคม เป็นระยะเวลาที่โลกโคจรอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ที่สุด จะอยู่ห่างประมาณ 152 ล้านกิโลเมตร (94 ล้านไมล์) และประมาณวันที่ 4 มกราคม เป็นระยะเวลาที่โลกโคจรอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์ที่สุดมีระยะทางประมาณ 147 ล้านกิโลเมตร (91 ล้านไมล์) ช่วงระยะที่โลกอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์ความเข้มของแสงอาทิตย์จะมาก และเมื่อระยะทางห่างจากดวงอาทิตย์ความเข้มของแสงอาทิตย์จะลดลง

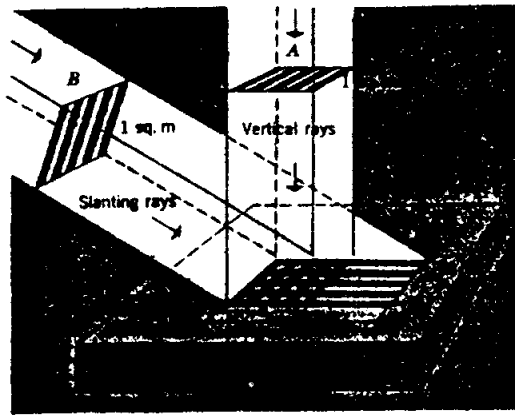
**2. ความโปร่งใสของบรรยากาศ** ความโปร่งใสของบรรยากาศมีความสำคัญต่อ ปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับ ฝุ่น เมฆ ไอน้ำ ก๊าซ มีส่วนในการกระจาย การสะท้อน และการดูดซับรังสีจากดวงอาทิตย์ (อ่านรายละเอียดในบทที่ 10) ในบริเวณที่มีเมฆหนาหีบหรืออากาศมีมลภาวะจะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์โดยตรงน้อยลง

**3. ความยาวนานของกลางวัน** ความยาวนานของกลางวันจะแตกต่างกันไปตามระดับละติจูดและฤดูกาล ในวันที่มีระยะเวลากลางวันยาวนานจะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มาก (ตาราง 11.1) บริเวณศูนย์สูตรจะมีเวลากลางวันและกลางคืนเท่ากัน ส่วนบริเวณละติจูด  $66\frac{1}{2}^{\circ}$  ระยะเวลากลางวันจะยาวนานที่สุดในฤดูร้อนประมาณ 24 ชั่วโมง และจะน้อยที่สุดคือ 0 ชั่วโมงในฤดูหนาว

ตาราง 11.1 แสดงวันที่มีกลางวันยาวนานที่สุดในซีกโลกเหนือในแต่ละระดับละติจูด

ระดับละติจูด	ความยาวนานของกลางวันเป็นชั่วโมง
$0^{\circ}$	12
$17^{\circ}$	13
$41^{\circ}$	15
$49^{\circ}$	16
$63^{\circ}$	20
$66\frac{1}{2}^{\circ}$	24
$67^{\circ} 21'$	1 เดือน
$69^{\circ} 51'$	2 เดือน
$78^{\circ} 11'$	3 เดือน
$90^{\circ}$	6 เดือน

4. มุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลก ถ้าแสงอาทิตย์ส่องกระทบกับพื้นโลกเป็นมุมฉาก ความเข้มของรังสีจะมีมาก หากบริเวณใดได้รับแสงอาทิตย์ในแนวเฉียง แสงอาทิตย์ก็จะแผ่ปกคลุมเป็นบริเวณกว้างกว่าทำให้ความเข้มของรังสีจะลดน้อยลง (รูป 11.4) เราจะสังเกตได้ง่าย ๆ ว่าเวลาเที่ยงซึ่งพระอาทิตย์อยู่เหนือศีรษะเราพอดีนั้น ความเข้มของรังสีจากดวงอาทิตย์จะมีมากที่สุด แต่ในตอนเช้าและตอนเย็นรังสีจากดวงอาทิตย์จะส่องเป็นมุมเฉียง ดังนั้นความเข้มของรังสีจากดวงอาทิตย์จะน้อย



รูป 11.4 มุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลก แสดงให้เห็นถึงความเข้มของรังสีบนพื้นโลก

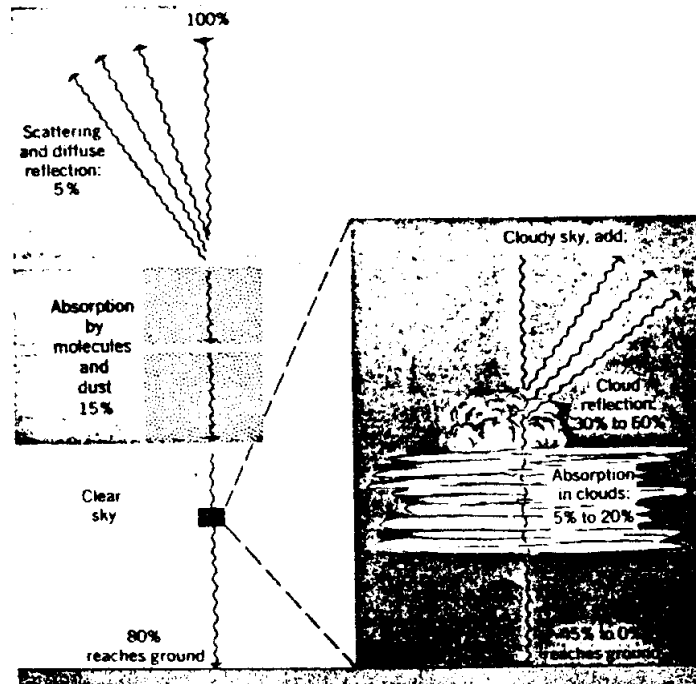
#### ความสมดุลงของความร้อนในบรรยากาศ

พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังโลกเรา เมื่อส่องผ่านชั้นบรรยากาศที่ห่อหุ้มโลก พลังงานบางส่วนจะถูกดูดซับไว้และบางส่วนจะถูกสะท้อนออกไปสู่อวกาศในระยะประมาณ 150 กิโลเมตร (95 ไมล์) จากพื้นโลก รังสีจากดวงอาทิตย์ที่แผ่ลงมาจะอยู่เกือบครบ 100% รังสีเอ็กซ์ และบางส่วนของรังสีอัลตราไวโอเล็ตจะถูกบรรยากาศดูดซับไว้ เมื่อรังสีจากดวงอาทิตย์ส่องลงมาถึงระยะความสูง 88 กิโลเมตร (55 ไมล์) จากพื้นโลก และเมื่อรังสีจากดวงอาทิตย์ส่องผ่านลงมาถึงบรรยากาศชั้นสเตรโตสเฟียร์ โอโซนก็จะดูดซับรังสีอัลตราไวโอเล็ตไว้ด้วย



รังสี กดวงอาทิตย์เมื่อส่องผ่านเข้ามาในชั้นบรรยากาศใกล้พื้นผิว  
 ฝุ่นละออง และ เมฆในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์จะทำให้ความร้อนเบา  
 อกไปในอากาศ และรังสีจากดวงอาทิตย์บางส่วนจะผ่านลงมายังพื้นผิวโลก

เม ลของก้า  
 ฎา ท้อนกลั



รูป 11.5 การสูญเสียของพลังงานจากดวงอาทิตย์  
 ที่ส่งมายังโลกโดยการกระจาย การสะท้อนและการดูดซับ

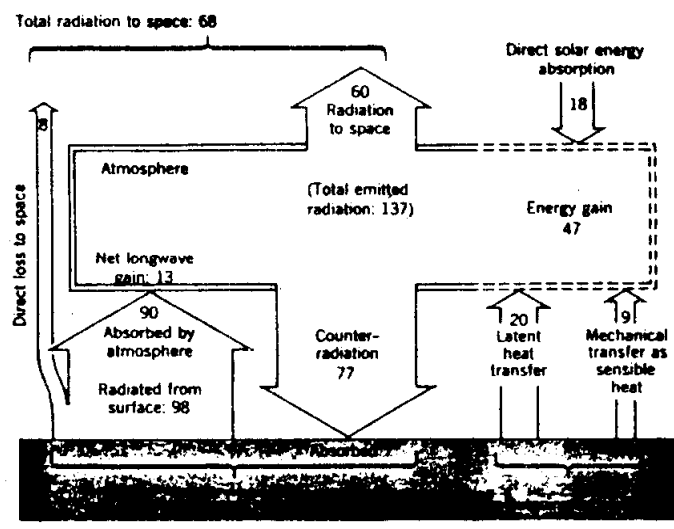
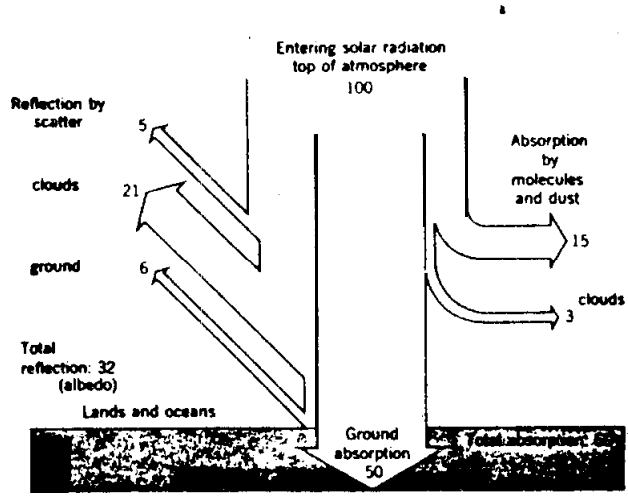
ในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสไม่ค่อยมีเมฆรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมา 100% จะกระจัดกระจายและสะท้อนกลับออกไปยังอวกาศประมาณ 5% และจะถูกดูดซับไว้โดยไอน้ำ โมเลกุลของอากาศ คาร์บอนไดออกไซด์ ฝุ่น ประมาณอย่างน้อยที่สุด 15% กล่าวโดยสรุป ในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใส การสะท้อนกลับและการดูดซับรวมกันประมาณ 20% และที่เหลืออีก ประมาณ 80% ส่องลงมายังพื้นโลก

แต่ถ้าวันใดมีเมฆมาก เมฆจะเป็นตัวสะท้อนรังสีความร้อนกลับไปยังอวกาศประมาณ 30 - 60% ของรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่งมา (รูป 11.5) และในขณะที่เดียวกันเมฆก็จะดูดซับรังสีความร้อนด้วย ดังนั้นในวันที่ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมหนาที่บ การสะท้อนความร้อนและการดูดซับความร้อนโดยเมฆแต่เพียงอย่างเดียวจะสูญเสียความร้อนไปประมาณ 35 - 80% ของรังสีที่ดวงอาทิตย์ส่งลงมา และเหลือเพียง 45% - 0% เท่านั้นที่ส่งลงมาถึงพื้นโลก โดยเฉลี่ยแล้วเมฆจะสะท้อนความร้อนกลับประมาณ 21% ของรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่งลงมาและจะดูดซับความร้อนไว้ประมาณ 3 %

ในขณะที่เดียวกันพื้นผิวโลกทั้งพื้นดินและพื้นน้ำก็สะท้อนรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์กลับไปยังอวกาศเฉลี่ยแล้วประมาณ 6% (ตารางที่ 11.2)

สรุปแล้ว รังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่งลงมา 100% จะถูกบรรยากาศดูดซับไว้ 18% (โดยโมเลกุลของก๊าซ ผุ่น 15% เมฆโดยเมฆ 3%) และจะสูญเสียความร้อนในการสะท้อนรังสีกลับไปยังอวกาศรวมทั้งสิ้นประมาณ 32% ของรังสีที่ได้รับ โดยการกระจาย 5% โดยเมฆ 21% และจากพื้นดินและพื้นน้ำ 6% ที่เหลืออีก 50% จะส่งผ่านมาถึงพื้นโลก อัตราส่วนของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่สะท้อนจากพื้นผิวโลกและบรรยากาศกลับออกไปสู่อวกาศ เรียกว่า แอลเบโด (ALBEDO) โดยปรกติค่าแอลเบโดของโลกจะอยู่ระหว่าง 29-34%

วัตถุต่าง ๆ ที่อยู่บนผิวโลกเมื่อได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์จะสะสมความร้อนไว้ จากนั้นวัตถุเหล่านี้ก็จะแผ่รังสีความร้อนออกไปสู่อวกาศภายนอก การแผ่รังสีความร้อนของวัตถุต่าง ๆ ออกไปนี้จะออกไปในรูปของคลื่นยาว เช่นเดียวกับพื้นดินและพื้นน้ำเมื่อได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มักจะดูดความร้อนเหล่านั้นไว้และในขณะที่เดียวกันมันจะส่งความร้อนออกไปในรูปของการแผ่รังสีออกไปยังบรรยากาศภายนอกโลกด้วย ซึ่งเรียกว่า การแผ่รังสีความร้อนของพื้นโลก (GROUND RADIATION)



รูป 11.6 ความสมดุลของพลังงานความร้อนบนพื้นโลก

ตารางที่ 11.2 ความสมดุลย์ของพลังงานความร้อนบนพื้นโลก

พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังโลก	คิดเป็นร้อยละ
พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังโลกรวมทั้งสิ้น (พิจารณาจากตอนบนสุดของบรรยากาศ)	100
การสะท้อนกลับไปยังอวกาศโดยการกระจาย	5
การสะท้อนกลับไปยังอวกาศโดยเมฆ	21
การสะท้อนกลับโดยตรงจากพื้นโลก	<u>6</u>
∴ รวมการสูญเสียพลังงานความร้อนโดยการสะท้อนกลับไปยังอวกาศจากพื้นโลก - บรรยากาศทั้งสิ้น	32
การดูดซับความร้อนโดยโมเลกุลของก๊าซ ผุน ใอน้ำ	
คาร์บอนไดออกไซด์ เมฆ	18
การดูดซับความร้อนโดยพื้นโลก	<u>50</u>
∴ รวมการดูดซับพลังงานความร้อนทั้งพื้นโลก - บรรยากาศ ทั้งสิ้น	68
∴ ผลรวมของการดูดซับพลังงานความร้อนและการสะท้อนกลับ	<u>100</u>
การแผ่รังสีความร้อนออกของพื้นโลกในลักษณะคลื่นยาว	คิดเป็นร้อยละ
ความสมดุลย์ของพลังงานความร้อนบนพื้นโลก	
สูญเสียโดยตรงให้แก่อวกาศ	8
สูญเสียให้แก่บรรยากาศ	<u>90</u>
∴ รวมการแผ่รังสีจากพื้นโลกทั้งสิ้น	98
ได้รับจากรังสีสวนทางจากบรรยากาศ	<u>77</u>
∴ การแผ่รังสีความร้อนออกสุทธิของพื้นโลก	21
ความสมดุลย์ของพลังงานความร้อนในบรรยากาศ	

ได้รับจากการแผ่รังสีของพื้นโลก	90	
สูญเสียให้กับพื้นโลกโดยรังสีสวนทาง	<u>77</u>	
ได้รับสุทธิจากพื้นโลก		13
ได้รับจากการดูดซับรังสีคลื่นสั้นโดยตรง		18
ได้รับจากการระเหย		20
ได้รับจากการพาความร้อนและการปั่นป่วน		<u>9</u>
∴ ได้รับสุทธิทั้งสิ้น		60
การแผ่รังสีจากบรรยากาศไปยังอวกาศ		60
การแผ่รังสีโดยตรงจากพื้นโลกไปยังอวกาศ		<u>8</u>
∴ รวมการแผ่รังสีจากพื้น - บรรยากาศไปยังอวกาศ		<u>68</u>

ตารางที่ 11.2 และรูปที่ 11.6 แสดงให้เห็นถึงการแผ่รังสีความร้อนในลักษณะคลื่นยาวจากพื้นผิวโลกและบรรยากาศ รังสีคลื่นยาวที่แผ่ออกมาจากพื้นผิวโลกทั้งพื้นดินและพื้นน้ำจะเท่ากับ 98% ในจำนวน 98% จะสูญเสียให้แก่อวกาศเสีย 8% ในขณะที่เดียวกันจะถูกบรรยากาศดูดซึมเสีย 90%

สำหรับบรรยากาศก็จะแผ่รังสีออกในลักษณะคลื่นยาวเช่นกัน ในรูปที่ 11.6 ภายในกรอบสี่เหลี่ยมแสดงถึงบรรยากาศที่แผ่รังสีออกทั้งหมด 137% ซึ่งส่วนหนึ่งประมาณ 60% จะส่งไปยังอวกาศ และอีกส่วนหนึ่งประมาณ 77% สะท้อนกลับไปยังพื้นผิวโลก ในขณะที่เดียวกันพื้นผิวโลกก็ยังสูญเสียพลังงานความร้อนจำนวนมากให้กับบรรยากาศโดยการปั่นป่วนและการพาความร้อน ประมาณ 9% และสูญเสียโดยการระเหย 20%

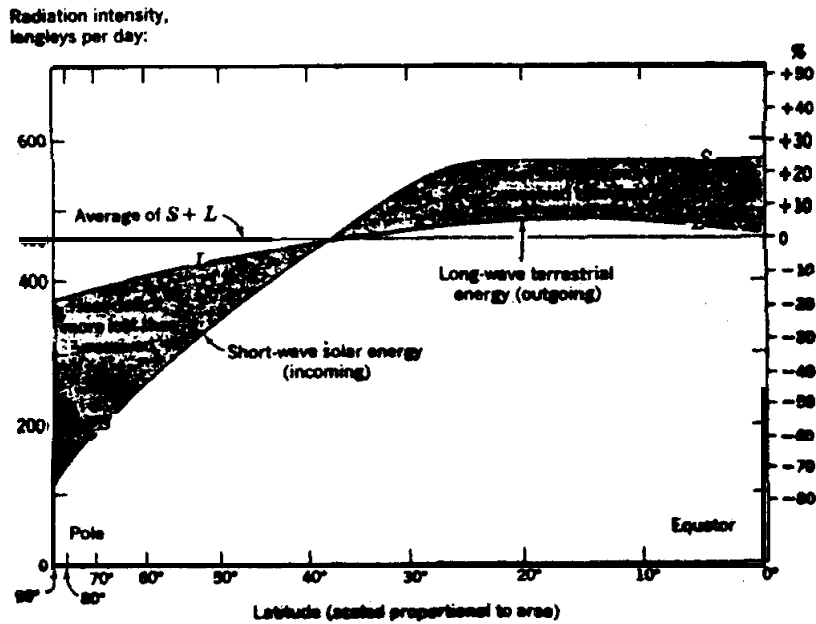
สรุปอย่างสั้น ๆ พื้นโลกจะดูดรับรังสีจากดวงอาทิตย์ไว้ประมาณ 50% ของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมา ในขณะที่เดียวกันก็จะแผ่รังสีกลับไป และสูญเสียความร้อนไปในจำนวนที่เท่ากัน การสูญเสียความร้อนจากพื้นผิวโลกทั้งพื้นดินและพื้นน้ำแบ่งออกได้ดังนี้

1. การแผ่รังสี	21%
2. การปั่นป่วนและการพาความร้อน	9%
3. การระเหย	<u>20%</u>
รวม	<u>50%</u>

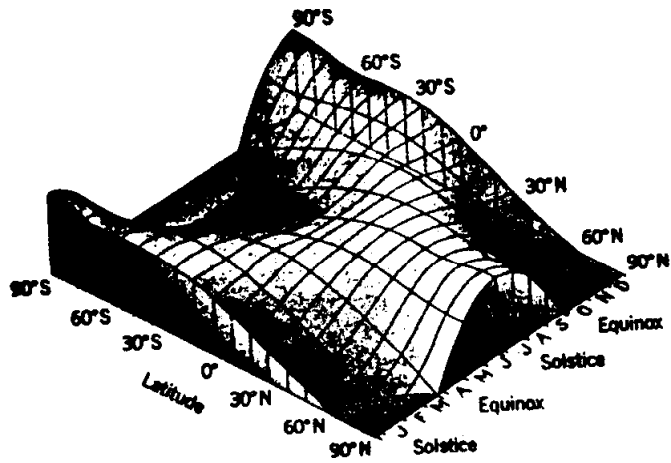
### ปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับการผันแปรไปตามละติจูดและฤดูกาล

ปริมาณความร้อนที่โลกได้รับตามละติจูดต่างๆ จะมีลักษณะแตกต่างกัน โดยมากบริเวณละติจูดต่ำจะมีค่าเฉลี่ยของความร้อนที่ได้รับมากกว่าที่สูญเสียไป ส่วนบริเวณละติจูดสูงปริมาณความร้อนที่ได้รับจะน้อยกว่าที่สูญเสียไป รูปที่ 11.7 แสดงระดับละติจูดจะอยู่ในแนวอน ส่วนปริมาณความร้อนจะอยู่ในแนวตั้ง และยึดค่าเฉลี่ย 0 เป็นหลัก ถ้าค่าออกมาเป็นบวก แสดงว่าความร้อนที่สูญเสียไปมีมากกว่าที่ได้รับเส้นโค้ง L คือ พลังงานความร้อนที่โลกได้รับในรูปของคลื่นสั้น ส่วนเส้นโค้ง S แสดงพลังงานความร้อนที่สะท้อนออกมาจากพื้นดิน

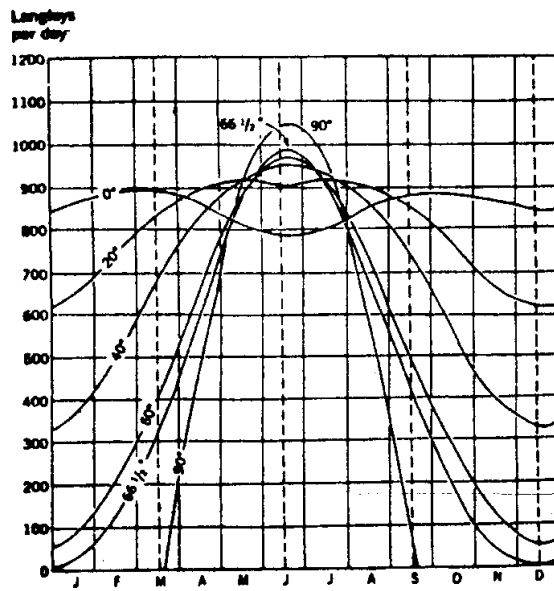
พื้นที่ระหว่างเส้นโค้ง 2 เส้นแสดงปริมาณพลังงานความร้อนที่เกินอยู่และที่ขาดไป ประมาณ ละติจูด 38 องศา ถึง บริเวณศูนย์สูตรเป็นบริเวณที่ได้รับพลังงานความร้อนมากกว่าที่สูญเสียไป และตั้งแต่ละติจูด 38 องศาไปจนถึงขั้วโลกเป็นบริเวณที่ได้รับพลังงานน้อยกว่าที่สูญเสียไป และจะน้อยลงไปเรื่อย ๆ จนกระทั่งน้อยที่สุดบริเวณขั้วโลก



รูป 11.7 ปริมาณความร้อนที่โลกได้รับ



รูป 11.8 ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลก ได้รับจะแตกต่างกันไปตามละติจูดและฤดูกาล



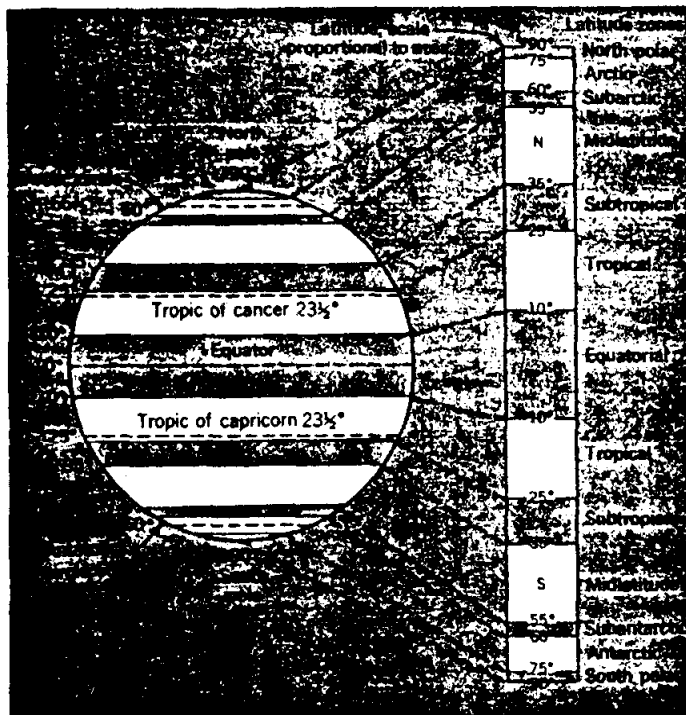
รูป 11.9 ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลก ได้รับในระดับละติจูดต่างๆ กันในซีกโลกเหนือ



จากรูป 11.8 แสดงให้เห็นว่าปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับจะผันแปรไปตามละติจูดและฤดูกาล ส่วนรูป 11.9 เป็นกราฟแสดงปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับในแต่ละเดือน ในละติจูดต่างๆ จากศูนย์สูตรไปจนถึงขั้วโลกเหนือโดยไม่คำนึงถึงจำนวนการแผ่รังสีที่บรรยากาศดูดซึม หรือสะท้อนกลับ จะสังเกตได้ว่าบริเวณศูนย์สูตรมีระยะเวลาที่ได้รับการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์มากที่สุด 2 ระยะเวลา และระดับละติจูดตั้งแต่ทรอปิก ออฟ แคนเซอร์ ถึง ทรอปิก ออฟ แคนทริกอร์น จะมีโอกาสได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มากที่สุด 2 ครั้ง และน้อยที่สุด 2 ครั้ง ส่วนบริเวณละติจูด 40°, 60°, 66½° และ 90° จะมีโอกาสได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์เพียงครั้งเดียว

### เขตละติจูดของโลก

มุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลกจะมีผลต่ออุณหภูมิบนพื้นโลกและการดำเนินชีวิตของมนุษย์ จากแนวความคิดนี้จึงมีการแบ่งโลกไปตามระดับละติจูดดังนี้



รูป 11.10 เขตละติจูดของโลก

1. **เขตศูนย์สูตร (EQUATORIAL ZONE)** นับจากเส้นศูนย์สูตรไปจนถึงละติจูด 10 องศาทั้งเหนือและใต้ บริเวณนี้จะได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากตลอดทั้งปี ระยะเวลา กลางวันและกลางคืนเกือบเท่ากัน

2. **เขตร้อน (TROPICAL ZONE)** แบ่งเป็น 2 เขต คือ เขตร้อนเหนือ อยู่ระหว่าง ละติจูด 10° เหนือ กับ 25° เหนือ และเขตร้อนใต้ อยู่ระหว่างละติจูดที่ 10° ใต้ ถึง 25° ใต้ ทั้ง 2 เขตนี้เป็นบริเวณที่ดวงอาทิตย์ส่องแสงตั้งฉากขึ้นไปสูงสุด เขตร้อนเหนือและเขตร้อนใต้จะ ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์ไม่พร้อมกัน ในขณะที่โลกหันซีกโลกเหนือเข้าหาดวงอาทิตย์เขตร้อนเหนือ เป็นฤดูร้อนและเขตร้อนใต้จะเป็นฤดูหนาว

มีข้อสังเกตว่า “เขตร้อน” ตามความหมายของภูมิศาสตร์กายภาพที่กล่าวมาเบื้องต้นนี้แตกต่างกับคำว่า “เขตร้อน” ตามความหมายโดยทั่วไปโดยทั่วไปแล้วคำว่า “เขตร้อน” นี้หมายถึง อาณาบริเวณบนพื้นโลกที่อยู่ระหว่างเส้นทรอปิก ออฟ แคนเซอร์ (ละติจูด 23½° เหนือ) และทรอปิก ออฟ แคปริคอร์น (ละติจูด 23½° ใต้) รวมเป็นระยะทางทั้งสิ้น 47° ละติจูด ถึงแม้ความหมายนี้จะถูกต้องก็ตามแต่ไม่เหมาะสมกับการศึกษาเกี่ยวกับสภาพแวดล้อมทางกายภาพของมนุษย์ ทั้งนี้เพราะคำว่า “เขตร้อน” ตามความหมายดังกล่าวจะรวมเอาลักษณะของอากาศที่แตกต่างกันอย่างมากเข้าไว้ด้วยกัน เช่น ตามภูมิอากาศแบบทะเลทรายกับภูมิอากาศที่ชุ่มชื้นมากเข้าไว้ด้วยกัน

3. **เขตกึ่งร้อน (SUBTROPICAL ZONE)** ได้แก่บริเวณพื้นโลกที่อยู่ระหว่างละติจูด 25-35° เหนือและใต้

4. **เขตละติจูดกลาง (MIDLATITUDE ZONE)** จะอยู่ระหว่างละติจูด 35-55° เหนือ และใต้ บริเวณนี้แนวทางโคจรของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าจะแตกต่างกันมากในแต่ละฤดูกาล จึงทำให้พื้นโลกที่อยู่ในบริเวณนี้ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์แตกต่างกันมากในแต่ละฤดูกาล รวมทั้งความยาวนานของกลางวันและกลางคืนในแต่ละฤดูกาลก็แตกต่างกันมากด้วย ในฤดูหนาวกลางวันจะยาวนานกว่ากลางวัน ส่วนในฤดูร้อนกลางวันจะยาวกว่ากลางวัน

5. เขตกึ่งอาร์กติก และเขตกึ่งแอนตาร์กติก (SUBARCTIC ZONE และ SUBANTARCTIC ZONE) จะอยู่ระหว่างละติจูด 55°-60° เหนือ และใต้ เป็นบริเวณบนพื้นโลกที่อยู่ระหว่างเขตละติจูดกลางและเขตอาร์กติก

6. เขตอาร์กติกและเขตแอนตาร์กติก (ARCTIC ZONE และ ANTRCTIC ZONE) จะปรากฏอยู่ในบริเวณละติจูด 60°-75° เหนือและใต้ เขตนี้เป็นเขตที่มีระยะเวลากลางวันและกลางคืนแตกต่างกันมากซึ่งเนื่องมาจากความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับในบริเวณนี้จะแตกต่างกันมากในแต่ละช่วงของรอบปี

7. เขตขั้วโลก (POLAR ZONE) ได้แก่บริเวณบนพื้นโลกที่อยู่ระหว่างละติจูด 75°-90° เหนือและใต้ เขตนี้ในฤดูร้อนจะมีเวลาเป็นกลางวันถึง 6 เดือน และในฤดูหนาวจะเป็นเวลากลางคืนถึง 6 เดือน