



## บทที่ 2

### สำรวจเอกสาร

#### 2.1 บทนำ

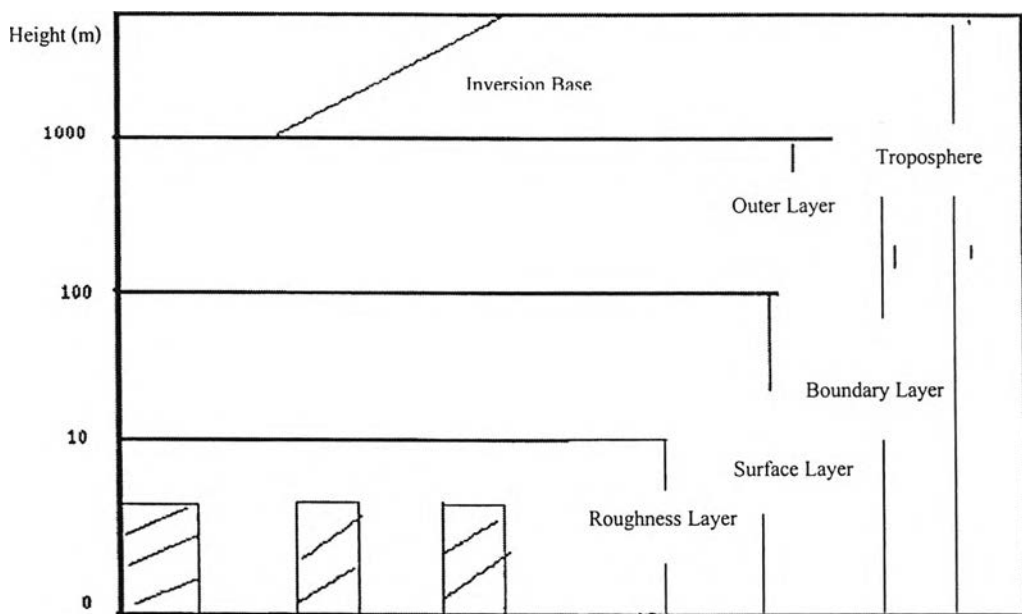
ปัจจุบันปัญหามลพิษทางอากาศ (Air Pollution) กำลังทวีความรุนแรงมากยิ่งขึ้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเมืองใหญ่ที่มีประชากรอาศัยอยู่หนาแน่นและมีการจราจรคับคั่งทำให้มีการปลดปล่อยมลพิษสู่ชั้นบรรยากาศเป็นจำนวนมาก ซึ่งสารมลพิษเหล่านี้จะทำให้ประชาชนที่อยู่อาศัยมีความเสี่ยงที่จะได้รับความเจ็บป่วยหรือเป็นอันตรายต่อสุขภาพได้ โดยองค์ประกอบในการเกิดปัญหามลพิษทางอากาศจะประกอบด้วย 3 ประการ ได้แก่ แหล่งกำเนิดมลสาร (Source) เช่น โรงงานอุตสาหกรรมและการจราจร, ผู้รับมลสาร (Receptor), และสภาวะทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorology) ซึ่งสภาวะทางอุตุนิยมวิทยาจะเป็นปัจจัยสำคัญในการกำหนดความคงตัวของบรรยากาศ (Atmospheric Stability) และการกระจายตัวของมลสาร ถ้าสภาพอากาศเย็น ความเร็วลมต่ำหรือเกิดภาวะลมสงบจะสนับสนุนให้เกิดบรรยากาศแบบคงตัว ซึ่งสภาพบรรยากาศเช่นนี้จะมีการกระจายตัวของมลสารน้อยทำให้ในบริเวณแหล่งกำเนิดมีความเข้มข้นของมลสารมาก ก่อให้เกิดอันตรายต่อประชาชนที่อาศัยอยู่ในบริเวณดังกล่าวได้ แต่หากอุณหภูมิบรรยากาศสูง มีการเคลื่อนตัวของมวลอากาศได้ดีจะทำให้เกิดบรรยากาศแบบไม่คงตัว ซึ่งสภาพเช่นนี้มลสารจะกระจายตัวได้ดี ความเข้มข้นของสารมลพิษต่ำ ทำให้เกิดอันตรายต่อผู้อยู่อาศัยในบริเวณนั้นน้อย ดังนั้นจึงอาจกล่าวได้ว่าสภาวะทางอุตุนิยมวิทยาจะเป็นปัจจัยสำคัญต่อการความคงตัวของบรรยากาศและการกระจายตัวของสารมลพิษโดยตรง ซึ่งปัจจัยเหล่านี้จะเพิ่มหรือลดโอกาสการเกิดปัญหามลพิษทางอากาศได้

#### 2.2 โครงสร้างของชั้นบรรยากาศ (Atmospheric Structure)

ในการศึกษาสภาวะทางอุตุนิยมวิทยาและการกระจายตัวของมลสารจะทำการศึกษาในชั้น Planetary Boundary Layer (PBL) หรือ Atmospheric Boundary Layer (ABL) ซึ่งเป็นชั้นล่างสุดของชั้น Troposphere เกิดจากปฏิสัมพันธ์ระหว่างชั้นบรรยากาศกับพื้นผิวที่อยู่ด้านล่างของชั้นบรรยากาศนั้น เช่น พื้นดินหรือพื้นน้ำ ที่ระดับใกล้พื้นผิวของชั้นนี้จะมีการเปลี่ยนแปลงความเร็วลม อุณหภูมิ และความเข้มข้นของมลสารอย่างรวดเร็ว โดยการเปลี่ยนแปลงจะมากหรือน้อยจะขึ้นกับปฏิสัมพันธ์ระหว่างพื้นผิวและบรรยากาศ (Arya, 1999) และเนื่องจากมลสารที่ถูกปลดปล่อยออกมาบริเวณใกล้พื้นผิวจะเกิดการผสมตัวกับชั้นบรรยากาศได้อย่างรวดเร็ว ดังนั้นชั้น PBL จึงอาจเรียกเป็นชั้นความสูงผสมผสาน (Mixing Depth, Mixing Height) ก็ได้ (Arya, 2001)

ชั้น PBL สามารถแบ่งเป็นชั้นย่อยๆ ได้อีกหลายชั้น ดังแสดงในภาพที่ 2.1 โดยชั้น Surface Layer จะมีความหนาประมาณ 10 เปอร์เซ็นต์ของความหนาของชั้น Boundary Layer (Jacobson,

1999) ซึ่งความหนาของชั้น PBL จะมีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา (Time) และสถานที่ (Space) โดยความหนาของชั้น PBL ที่อยู่เหนือพื้นดินอาจจะหนาตั้งแต่ 10 เมตร จนถึง 1-2 กิโลเมตร และมีการเปลี่ยนแปลงความหนาเพียงเล็กน้อยเหนือพื้นผิวน้ำ สำหรับในตอนกลางคืนชั้น PBL จะหนาประมาณ 100 เมตรแต่ในตอนกลางวันอาจหนาถึง 1 กิโลเมตร ดังนั้นอาจกล่าวได้ว่าลักษณะของชั้น PBL จะได้รับอิทธิพลอย่างมากจากการเปลี่ยนแปลงในรอบวัน โดยเฉพาะอย่างยิ่งการเปลี่ยนแปลงทางความร้อน (Diurnal Cycle of Heat) นอกจากนี้ความหนาของชั้น PBL ยังเปลี่ยนแปลงตามลักษณะการใช้พื้นที่ (Land Use) ซึ่งส่งผลโดยตรงต่อการเปลี่ยนแปลงความขรุขระของพื้นผิว (Surface Roughness), อุณหภูมิ (Temperature), ความจุความร้อน (Moisture Content), และคุณสมบัติทางด้านรังสี (Radiation Property) โดยการเปลี่ยนแปลงค่าความขรุขระและความสูงต่ำของพื้นผิว จะเป็นการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติทางกายภาพ (Physical Property) ซึ่งส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงค่าแรงเสียดทานทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัม (Momentum) ของพื้นผิว สำหรับการเปลี่ยนแปลงปริมาณความจุความร้อน, ค่าการสะท้อนรังสี (Albedo), และค่าการปลดปล่อยรังสี (Emissivity) จะส่งผลต่อความร้อนและปริมาณไอน้ำระหว่างโลกและชั้นบรรยากาศ ซึ่งเป็นคุณสมบัติทางด้านอุณหภูมิ (Thermal Property) ของชั้น PBL



ภาพที่ 2.1 การแบ่งชั้นบรรยากาศในชั้น Planetary Boundary Layer (PBL)

ที่มา : Arya, 1999

## 2.3 กระบวนการในการขับเคลื่อนบรรยากาศ

การที่บรรยากาศโลกสามารถเคลื่อนที่ได้เนื่องจากมีกระบวนการต่างๆ ที่คอยขับเคลื่อนมวลอากาศ เมื่อมวลอากาศมีการเคลื่อนที่จะทำให้บรรยากาศของโลกมีการเคลื่อนที่ตามไปด้วย โดยกระบวนการที่คอยขับเคลื่อนบรรยากาศสามารถแบ่งเป็น 2 รูปแบบที่สำคัญ ได้แก่

1) การเคลื่อนที่ของมวลอากาศอันเนื่องมาจากลักษณะทางกายภาพของพื้นผิว ซึ่งเป็นผลเนื่องมาจากการใช้ที่ดินและลักษณะของสิ่งปลูกสร้างทำให้เกิดความขรุขระพื้นผิวที่แตกต่างกัน

2) การเคลื่อนที่ของมวลอากาศอันเนื่องมาจากความร้อน โดยกระบวนการที่เกี่ยวกับความร้อนจะเป็นกระบวนการที่สำคัญต่อการเคลื่อนที่ของชั้นบรรยากาศของโลก ซึ่งโลกจะได้รับความร้อนจากการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์เป็นสำคัญ ดังนั้นการเคลื่อนที่ของมวลอากาศอันเนื่องมาจากความร้อนจึงมีความเกี่ยวข้องกับรังสี การแผ่รังสีและสมดุลรังสีที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์

### 2.3.1 รังสีและสมดุลรังสี (Radiation and Radiation Balance)

จากที่ได้กล่าวมาข้างต้น การเคลื่อนที่ของมวลอากาศอันเนื่องมาจากความร้อนจะมีดวงอาทิตย์เป็นปัจจัยที่สำคัญของกระบวนการนี้ ดังนั้นในการศึกษาจึงต้องทำการศึกษาปัจจัยและกระบวนการต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับดวงอาทิตย์ โดยกระบวนการที่สำคัญที่ดวงอาทิตย์มีผลต่อบรรยากาศของโลก ได้แก่ การแผ่รังสีและสมดุลรังสีจากดวงอาทิตย์

#### 2.3.1.1 การแผ่รังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์

ดวงอาทิตย์สามารถแผ่รังสีความร้อนได้ทุกช่วงความยาวคลื่น ในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (Electromagnetic Wave) โดยทั่วไปแล้วคลื่นแสงสามารถแบ่งได้เป็นสองช่วงใหญ่ๆ ดังนี้

1) รังสีคลื่นสั้น (Short Wave) ประกอบด้วยคลื่นแสงที่มีความยาวคลื่นสั้นกว่า 4 ไมโครเมตร

2) รังสีคลื่นยาว (Long Wave) ประกอบด้วยคลื่นแสงที่มีความยาวคลื่นที่ยาวกว่า 4 ไมโครเมตร (วิชา นิยม, 2535)

โดยคลื่นแสงที่ให้ความร้อนแก่ผิวโลกจะมีช่วงคลื่นกว้าง 0.1 ไมโครเมตร สำหรับช่วงคลื่นที่สั้นกว่า 0.1 ไมโครเมตร ได้แก่ Gamma Ray, X-Ray, Ultraviolet จะถูกแก๊สหรือชั้นบรรยากาศดูดซับไว้และลงสู่พื้นโลกในปริมาณน้อย ความจริงแล้วทั้ง Gamma Ray และ X-Ray แทบไม่ปรากฏลงสู่ผิวโลกเลย ส่วนแสงนั้นจะลงสู่โลกประมาณ 15 เปอร์เซ็นต์ อีก 85 เปอร์เซ็นต์จะถูกดูดซับด้วยโอโซนที่ชั้น Tropopause (วิชา นิยม, 2535) เมื่อโลกได้รับรังสีดวงอาทิตย์จะทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทางความร้อนและอุณหภูมิในชั้นบรรยากาศของโลก ซึ่งปริมาณความร้อนที่ใช้ในการเผาผลาญอากาศนั้น (Sensible Heat) สามารถพิจารณาได้จากสมดุลรังสีที่เป็นการสมดุลกันระหว่าง

รังสีคลื่นยาวและรังสีคลื่นสั้น โดยความร้อนที่ใช้ในการเผาผลาญอากาศเหล่านี้จะส่งผลต่อความคงตัวของบรรยากาศหรือทำให้ความคงตัวของบรรยากาศเปลี่ยนแปลงไป เนื่องจากเกิดความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากความร้อน

### 2.3.1.2 สมดุลรังสี (Radiation Balance)

พื้นโลกนอกจากจะได้รับรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์แล้ว โลกยังได้รับรังสีคลื่นยาวจากการแผ่ความร้อนของเมฆและท้องฟ้าด้วย ดังนั้นสมดุลรังสีบนพื้นผิวใดๆ ของโลกเป็นผลของสมดุลรังสีคลื่นสั้นและรังสีคลื่นยาว

1) สมดุลรังสีคลื่นสั้น (Short Wave Radiation Balance,  $R_{swbal}$ ) เป็นความสมดุลของรังสีคลื่นสั้นที่ลงสู่พื้นผิวในทิศทางต่างๆ กันดังสมการ

$$R_{swbal} = R_{sw(\text{ตกกระทบบน})} - R_{sw(\text{สะท้อน})} \quad (2.1)$$

หรือ

$$R_{swbal} = (1-r) R_{sw(\text{ตกกระทบบน})} \quad (2.2)$$

เมื่อกำหนดให้

$R_{swbal}$	คือ สมดุลรังสีคลื่นสั้น
$R_{sw(\text{ตกกระทบบน})}$	คือ รังสีคลื่นสั้นที่ลงสู่พื้นผิว
$R_{sw(\text{สะท้อน})}$	คือ รังสีคลื่นสั้นที่ออกจากพื้นผิว
$r$	คือ สัมประสิทธิ์การสะท้อนของรังสีคลื่นสั้น

สำหรับรังสีคลื่นสั้นที่ออกจากผิวโลกจะเกิดจากการสะท้อนกลับของรังสีซึ่งปริมาณการสะท้อนกลับจะมากหรือน้อยนั้นขึ้นอยู่กับความยาวคลื่นและลักษณะของพื้นผิว ในธรรมชาติรังสีจะสะท้อนกลับในทุกทิศทางบนพื้นผิวขรุขระแต่จะสะท้อนกลับในทิศทางใดทิศทางหนึ่งบนพื้นผิวเรียบหรือค่อนข้างเรียบ โดยทั่วไปอัตราส่วนระหว่างรังสีดวงอาทิตย์ช่วงความยาวคลื่นระหว่าง 0.3-4.0 ไมโครเมตร ที่สะท้อนออกทั้งหมดกับรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่ลงมาบนพื้นผิวนั้นๆ มีชื่อเรียกเฉพาะว่า แอลบีโด (Albedo)

2) สมดุลรังสีคลื่นยาว (Long Wave Radiation Balance,  $R_{lwbal}$ ) เป็นความสมดุลของรังสีคลื่นยาวที่ลงสู่พื้นผิวในทิศทางต่างๆ กันดังสมการ

$$R_{lwbal} = R_{lw(ตกรร:ทบ)} - R_{lw(สะท้อน)} \quad (2.3)$$

เมื่อกำหนดให้

$R_{lwbal}$	คือ สมดุลรังสีคลื่นยาว
$R_{lw(ตกรร:ทบ)}$	คือ รังสีคลื่นยาวที่ลงสู่พื้นผิว
$R_{lw(สะท้อน)}$	คือ รังสีคลื่นยาวที่ออกจากพื้นผิว

รังสีคลื่นยาวเป็นรังสีที่ถูกปลดปล่อยออกจากพื้นผิวโลกและจากชั้นบรรยากาศ ซึ่งเกิดจากการที่พื้นโลกและบรรยากาศดูดกลืนพลังงานรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์และปลดปล่อยหรือแผ่รังสีออกมาในรูปของรังสีคลื่นยาว โดยรังสีคลื่นยาวที่โลกแผ่ออกมานั้นจะเรียกว่า รังสีแห่งโลก (Terrestrial Radiation) (รังสรรค์ อากาศ์พกุล, 2547)

### 2.3.1.3 รังสีสุทธิ (Net Radiation, $R_n$ )

เมื่อพิจารณาบนพื้นผิวใดๆ ปริมาณรังสีสุทธิจะเป็นผลรวมของสมดุลรังสีคลื่นสั้นและสมดุลรังสีคลื่นยาว ซึ่งแสดงในรูปสมการง่ายๆ ดังนี้ (รังสรรค์ อากาศ์พกุล, 2547)

$$R_n = R_{swbal} + R_{lwbal} \quad (2.4)$$

ปริมาณพลังงานสุทธิที่โลกได้รับจะถูกนำไปใช้ในกระบวนการต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับการสมดุลพลังงานดังสมการ (วิชา นิยม, 2535)

$$R_n = LE + H + G + PS + M + S \quad (2.5)$$

เมื่อกำหนดให้

$R_n$	คือ ปริมาณรังสีสุทธิ (Net Radiation)
LE	คือ ความร้อนในการระเหยน้ำ (Latent Heat)
H	คือ ความร้อนที่ใช้ในการเผาผลาญอากาศทำให้มีอุณหภูมิสูงขึ้น (Sensible Heat)
G	คือ ความร้อนที่ทำให้ดินมีอุณหภูมิสูงขึ้น (Soil Heat Flux)
PS	คือ พลังงานที่พืชใช้ในกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสง (Photosynthesis)
M	คือ พลังงานที่ใช้ในกระบวนการอื่นๆ ที่เกี่ยวกับการหายใจและการกักเก็บความร้อนในใบพืช (Metabolism)
S	คือ พลังงานความร้อนที่เก็บไว้ในสิ่งต่างๆ (Storage)

ในพื้นที่ที่เป็นป่าหรือพื้นที่ที่มีพืชปกคลุมดิน ปริมาณรังสีสุทธิจะถูกนำไปใช้ในกระบวนการระเหยน้ำเป็นส่วนใหญ่ ส่วนที่เหลือจะเป็นการนำไปใช้เพื่อการเผาผลาญอากาศหรือลงสู่ดินซึ่งเป็นส่วนน้อย จึงทำให้อากาศบริเวณพื้นที่เหล่านี้เย็นกว่าพื้นที่ที่ป่าไม้ถูกทำลายซึ่งความร้อนส่วนใหญ่จะถูกนำไปใช้ในการเผาผลาญอากาศมากกว่าส่วนอื่นๆ จึงทำให้อากาศบริเวณนั้นร้อน (วิชา นิยม, 2535) สำหรับในบริเวณเขตเมืองที่มีตึกและถนนคอนกรีต สิ่งปลูกสร้างเหล่านี้จะเป็นตัวลดค่าความร้อนเพื่อใช้ในการระเหยน้ำแต่ความร้อนจะถูกนำไปใช้ในการเผาผลาญอากาศและเก็บสะสมในดินเป็นส่วนมาก จึงทำให้อากาศในเขตเมืองร้อนและอบอ้าวตลอดกลางวันและกลางคืน กล่าวคือ ในเวลากลางวันความร้อนจะถูกนำไปใช้ในการเผาผลาญอากาศและเก็บสะสมในดิน ในเวลากลางคืนจะมีการคายความร้อนออกมาจากสิ่งปลูกสร้าง เกิดการสะท้อนและหักเหอยู่ในพื้นที่แคบๆ ระหว่างตัวอาคารและจะเกิดการแผ่รังสีออกไปสู่ชั้นบรรยากาศ จึงทำให้ในตัวเมืองมีอากาศร้อนและอบอ้าวตลอดเวลา

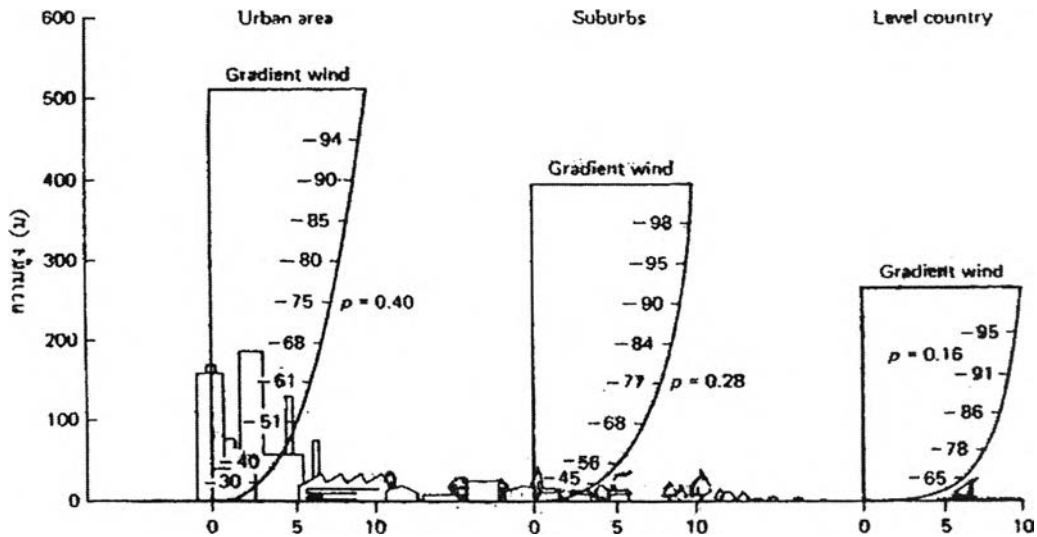
#### 2.4 ความปั่นป่วนของบรรยากาศ (Turbulence)

ความปั่นป่วนของบรรยากาศเป็นผลอันเนื่องมาจากกระบวนการต่างๆ ที่คอยขับเคลื่อนให้เกิดการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ ดังได้กล่าวในหัวข้อที่ 2.3 โดยความปั่นป่วน (Turbulence) เป็นกลุ่มของกระแสวน (Eddy) ที่มีขนาดแตกต่างกัน (Jacobson, 1999) การเคลื่อนที่แบบปั่นป่วนจะมีลักษณะเป็นแบบสุ่ม (Random) และไม่สามารถคาดการณ์ได้ (Unpredictable) ซึ่งความปั่นป่วนจะเป็นการเปลี่ยนแปลงขึ้นๆ ลงๆ เช่น การเปลี่ยนแปลงของความเร็วลมและอุณหภูมิ เป็นต้น ในชั้นบรรยากาศการเกิดความปั่นป่วนจะเกิดอยู่ใกล้กับพื้นผิว ที่เรียกว่า Surface Layer ซึ่งสามารถแสดงให้เห็นได้จากการ โบกพัดของธง การสั่นไหวของใบไม้ กิ่งไม้และหญ้า การเคลื่อนที่ของควันและฝุ่น ตลอดจนการเกิดคลื่นที่ผิวน้ำ โดยขนาดของการเกิดความปั่นป่วนในชั้น PBL จะแตกต่างกันไปตามระยะเวลาที่เคลื่อนที่ ขนาดของความปั่นป่วนอาจมีค่าตั้งแต่เป็นมิลลิเมตรจนถึงเมตรและมีช่วงระยะเวลาในการเคลื่อนที่ตั้งแต่สั้นกว่าวินาที (Millisecond) จนถึงระดับชั่วโมง ซึ่งความปั่นป่วนขนาดใหญ่จะมีระดับพลังงานกล (Kinetic Energy) ที่สูงด้วย ซึ่งจะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัม, ความร้อนและมวลของบรรยากาศ โดยปัจจัยเหล่านี้จะส่งผลกระทบต่อกระจายตัวของมลสารในชั้นบรรยากาศ (Arya, 1999) โดยถ้ามีความปั่นป่วนของชั้นบรรยากาศมากจะเกิดการกระจายตัวของมลสารจากแหล่งกำเนิดได้ดี แต่ถ้าหากบรรยากาศมีความปั่นป่วนน้อยการกระจายตัวของมลสารจะเกิดขึ้นน้อยทำให้บริเวณนั้นมีความเข้มข้นของมลสารสูง

ความปั่นป่วนของชั้นบรรยากาศจะเกิดจากสาเหตุสำคัญ 2 ประการ ได้แก่ ความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากลักษณะทางกล (Mechanical Turbulence) และความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากความร้อน (Thermal Turbulence)

#### 2.4.1 ความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากลักษณะทางกล (Mechanical Turbulence)

ความปั่นป่วนทางกลจะเกิดขึ้นเนื่องจากลักษณะทางกายภาพของพื้นที่ที่มีผลต่อการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ อันได้แก่ สิ่งปลูกสร้าง ความราบเรียบหรือความขรุขระของพื้นผิว เช่น เมื่อมีลมพัดผ่านสิ่งกีดขวางบนพื้นผิว ซึ่งจะทำให้เกิดการหมุนตัวของกระแสอากาศหรือเรียกว่า กระแสวน ยิ่งความเร็วลมมากขึ้นเท่าใดยิ่งก่อให้เกิดกระแสวนและความปั่นป่วนมากขึ้นเท่านั้น โดยความปั่นป่วนทางกลที่เกิดขึ้นจะก่อให้เกิด Forced Convection ซึ่งเป็นการเคลื่อนตัวของอากาศในแนวตั้ง (Jacobson, 1999) นอกจากนี้ลักษณะความขรุขระของพื้นผิวยังมีผลต่อการไหลของอากาศและความเร็วลมที่ระดับต่างๆ นั่นคือ เมื่อผิวโลกราบการไหลของอากาศก็จะสม่ำเสมอ เส้นความเร็วลมที่ระดับต่างๆ จะชันมาก สำหรับบริเวณพื้นผิวที่ขรุขระจะส่งผลทำให้เกิดความปั่นป่วนทางกลเกิดขึ้น ทำให้เส้นความเร็วลมที่ระดับต่างๆ ชันน้อยกว่า ดังแสดงในภาพที่ 2.2



ภาพที่ 2.2 การเปลี่ยนแปลงความเร็วลมกับความสูงบนพื้นผิวชนิดต่างๆ

ที่มา : Turner, 1994 : cited in Surat Bualert, 2001

#### 2.4.2 ความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากความร้อน (Thermal Turbulence)

ความปั่นป่วนทางความร้อนเป็นความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากการกระบวนการทางความร้อนที่โลกได้รับ เมื่อพื้นผิวโลกได้รับความร้อนที่แตกต่างกัน ในบริเวณที่ได้รับความร้อนมากกว่า จะมีการส่งผ่านความร้อนจากพื้นสู่บรรยากาศด้วยกระบวนการนำความร้อน (Conduction) ส่งผลให้อากาศเหนือพื้นดินนั้นมีอุณหภูมิสูงขึ้น เกิดการขยายตัวและลอยตัวสูงขึ้น มวลอากาศเย็นในพื้นที่ข้างเคียงจะเข้ามาแทนที่อากาศที่ลอยขึ้นไปทำให้เกิดความปั่นป่วนขึ้น โดยความปั่นป่วนทางความร้อน

ร้อนจะก่อให้เกิด Free Convection ซึ่งเป็นการเคลื่อนที่ในแนวตั้งของมวลอากาศอันเนื่องมาจากแรงลอยตัว (Jacobson, 1999)

## 2.5 สภาพความคงตัวของชั้นบรรยากาศ (Atmospheric Stability)

ความปั่นป่วนเนื่องมาจากลักษณะทางกลและความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากความร้อนจะส่งผลต่อความคงตัวของชั้นบรรยากาศ โดยสภาพการคงตัวของอากาศเป็นสิ่งที่ใช้อธิบายลักษณะหรือสภาพของบรรยากาศสำหรับการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้ง (Vertical Direction) และแนวระนาบ (Horizontal Direction) เมื่อเปรียบเทียบกับสภาพบรรยากาศอ้างอิงที่มีอัตราการลดลงของอุณหภูมิบรรยากาศเท่ากับ Adiabatic Lapse Rate

### 2.5.1 กฎข้อที่ 1 ทางอุณหพลศาสตร์ (First Law of Thermodynamics)

กฎข้อที่ 1 ทางอุณหพลศาสตร์เป็นกฎที่เกี่ยวกับการคงตัวของพลังงาน กล่าวคือ เมื่อให้ความร้อนกับวัตถุใดๆ ความร้อนจะถูกนำไปใช้สองทาง คือ ทำให้อุณหภูมิจึงขึ้นกับทำให้วัตถุนั้นขยายตัว (รังสรรค์ อากาศพิบูล, 2547) การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิจะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพ, ความดันบรรยากาศ, ความหนาแน่น, อัตราการเปลี่ยนแปลงปฏิกิริยาเคมี และปัจจัยอื่นๆ ตลอดจน ความคงตัวของชั้นบรรยากาศ ดังนั้นกฎข้อที่ 1 จึงนำมาใช้ในการพยากรณ์สภาพความคงตัวของชั้นบรรยากาศได้ (Jacobson, 1999)

กฎข้อที่ 1 ทางอุณหพลศาสตร์สามารถแสดงได้ดังสมการต่อไปนี้

$$dQ^* = dU^* + dW^* \quad (2.6)$$

เมื่อกำหนดให้

$dQ^*$  คือ พลังงานที่ส่งผ่านระหว่างมวลอากาศกับสิ่งแวดล้อม (J)

$dU^*$  คือ การเปลี่ยนแปลงพลังงานภายในของมวลอากาศ (J)

$dW^*$  คือ งานที่ทำโดยหรือบนมวลอากาศ

เมื่อ  $dQ^* > 0$  หมายความว่ามีการส่งผ่านพลังงานจากสิ่งแวดล้อมสู่มวลอากาศ ซึ่งเรียกเป็นกระบวนการรับความร้อน (Endothermic) หาก  $dQ^* < 0$  จะหมายความว่ามีการส่งผ่านพลังงานจากมวลอากาศไปยังสิ่งแวดล้อมหรือเรียกเป็นกระบวนการสูญเสียความร้อน (Exothermic) หาก  $dW^* > 0$  จะเป็นงานที่ทำโดยมวลอากาศ และถ้า  $dW^* < 0$  จะเป็นงานที่ทำบนมวลอากาศ โดยพลังงานที่ส่งผ่านมายังมวลอากาศจะถูกนำไปใช้ในการเปลี่ยนแปลงพลังงานภายใน เช่น การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิและบางส่วนจะถูกนำไปใช้ในการทำงานของมวลอากาศ ซึ่งการเปลี่ยนแปลงภายในที่เป็น



ผลอันเนื่องมาจากการส่งผ่านพลังงานจะเรียกเป็นสภาพไดอะแบติก (Diabatic) แต่ถ้าเกิดจากงานจะเรียกเป็นสภาพอะเดียแบติก (Adiabatic)

$$dQ = \frac{dQ^*}{M_a}, \quad dU = \frac{dU^*}{M_a}, \quad dW = \frac{dW^*}{M_a} \quad (2.7)$$

เมื่อ  $M_a = M_d + M_v$  เป็นมวลของอากาศ ซึ่งประกอบด้วยมวลอากาศแห้ง ( $M_d$ ) และไอน้ำ ( $M_v$ ) ดังนั้นกฎข้อที่ 1 ทางอุณหพลศาสตร์สามารถเขียนในรูปของพลังงานต่อมวลอากาศ ( $J \text{ kg}^{-1}$ ) ได้ดังนี้

$$dQ = dU + dW \quad (2.8)$$

การส่งผ่านพลังงานจะเกิดขึ้นเมื่อ  $dQ \neq 0$  เมื่อมวลอากาศมีการขยายตัว งานที่เกิดขึ้นจะเป็นงานที่ทำด้วยมวลของอากาศ

$$dW = \frac{dW^*}{M_a} = \frac{P_a dV}{M_a} = P_a d\alpha_a \quad (2.9)$$

ในสมการ  $dV$  เป็นการเปลี่ยนแปลงปริมาตรของอากาศและ

$$\alpha_a = \frac{V}{M_a} = \frac{1}{\rho_a} \quad (2.10)$$

ซึ่ง  $dV$  เป็นปริมาตรจำเพาะของอากาศ (Specific Volume of Air) โดยอากาศจะมีการขยายตัวเมื่อเคลื่อนเข้าสู่สภาวะความกดอากาศต่ำ ในกรณีเช่นนี้งานที่เกิดขึ้นจะเป็นงานที่ทำโดยมวลของอากาศ หรือ  $dV > 0$  แต่ในกรณีที่มวลอากาศจมตัวลงเข้าสู่สภาวะความกดอากาศสูง มวลของอากาศจะมีการอัดตัว ดังนั้นงานที่เกิดขึ้นจะเป็นงานที่ทำบนมวลของอากาศ นั่นคือ  $dV < 0$

จากกฎข้อที่ 1 ของอุณหพลศาสตร์จะสามารถนำมาใช้ในการพิจารณาสภาวะที่แตกต่างกันได้ดังนี้

- (1) กระบวนการที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงความดัน (Isobaric Process,  $dp_a = 0$ )
- (2) กระบวนการที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ (Isothermal Process,  $dT = 0$ )
- (3) กระบวนการที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงทางปริมาตร (Isochoric Process,  $d\alpha_a = 0$ )
- (4) กระบวนการที่ไม่มีการส่งผ่านพลังงาน (Adiabatic Process,  $dQ = 0$ )

ภายใต้สภาพอะเดียแบติกจะไม่มี การส่งผ่านพลังงานระหว่างมวลอากาศ ดังนั้นการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของมวลอากาศจะเกิดขึ้นเนื่องจากการขยายหรือการอัดตัวของมวลอากาศเมื่อมีการเคลื่อนที่ขึ้นหรือลงตามลำดับ เมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่ขึ้นจะมีการขยายตัว เนื่องจากพลังงานจลน์จะถูกเปลี่ยนมาเป็นงานเพื่อใช้ในการขยายตัว เมื่อพลังงานจลน์ลดลงมวลอากาศก็จะเย็นตัวลงเช่นกัน ในทางตรงกันข้ามเมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่ลงจะมีการอัดตัวและอุณหภูมิของมวลอากาศจะเพิ่มสูงขึ้น (Jacobson, 1999) โดยอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูง (Lapse Rate) จะขึ้นอยู่กับลักษณะของมวลอากาศนั้นๆ โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

1) อากาศแห้ง (Dry Air) เมื่ออากาศแห้งลอยตัวขึ้นหรือจมตัวลง อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศแห้งตามความสูงภายใต้กระบวนการอะเดียแบติกจะเรียกเป็น อัตราอะเดียแบติกแห้ง (Dry Adiabatic Lapse Rate,  $\gamma_d$ ) ซึ่งเมื่อระดับความสูงเพิ่มขึ้น 100 เมตร อุณหภูมิจะลดลง 1 องศาหรือเท่ากับ 1 องศาต่อ 1 กิโลเมตร อัตราอะเดียแบติกแห้งนี้ได้มาจากการค้นคว้าในห้องปฏิบัติการซึ่งไม่เกิดขึ้นจริงในสภาพธรรมชาติเพราะว่าส่วนประกอบของอากาศต้องมีไอน้ำเสมอ อย่างไรก็ตามอัตราอะเดียแบติกของอากาศแห้งนับว่ามีความสำคัญเพื่อเป็นบรรทัดฐานสำหรับการเคลื่อนตัวของอากาศในธรรมชาติต่อไป

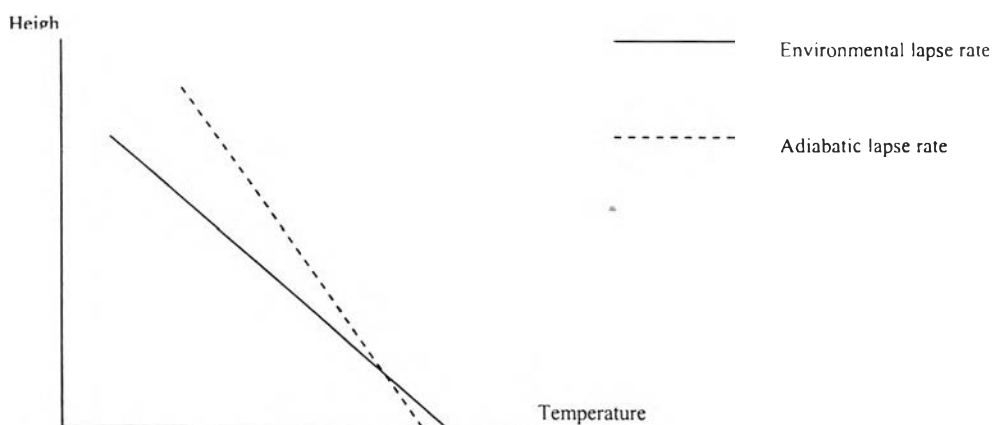
2) อากาศชื้น (Moist Air) เมื่ออากาศชื้นมีการลอยสูงขึ้น ไอน้ำในมวลอากาศจะค่อยๆ กลั่นตัวเป็นหยดน้ำและจะมีการปล่อยความร้อนจากการควบแน่น จึงทำให้อัตราการลดอุณหภูมิของอากาศชื้นตามกระบวนการอะเดียแบติกน้อยกว่าอากาศแห้ง เมื่อไอน้ำในอากาศกลั่นตัวเป็นหยดน้ำหมดแล้ว อัตราการลดลงหลังจากนั้นจะเท่ากับอากาศแห้ง อุณหภูมิที่ลดลงช่วงเวลาที่ไอน้ำกลั่นตัวจะมีค่าอยู่ในช่วง 0.36-0.84 องศาต่อการเคลื่อนที่ขึ้น 100 เมตร หรือเฉลี่ยประมาณ 0.5 องศาต่อ 100 เมตร หรือเท่ากับ 5 องศาต่อ 1 กิโลเมตร อัตราการลดลงของอุณหภูมิดังกล่าวนี้เรียกว่า อัตราอะเดียแบติกเปียก (Wet Adiabatic Lapse Rate,  $\gamma_w$ ) (รังสรรค์ อากาศพิบูล, 2547)

### 2.5.2 สภาพความคงตัวของชั้นบรรยากาศ (Atmospheric Stability)

จากการเคลื่อนที่ของมวลอากาศตามกระบวนการอะเดียแบติกและความปั่นป่วนที่เกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศจะส่งผลต่อสภาพความคงตัวของชั้นบรรยากาศ โดยสภาพความคงตัวนั้นสามารถพิจารณาได้จากการเปรียบเทียบอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อม (Ambient Temperature Lapse Rate) กับอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงของมวลอากาศแห้ง สภาพความคงตัวของบรรยากาศสามารถแบ่งเป็น 3 กลุ่ม คือ แบบไม่คงตัว แบบคงตัว และแบบเป็นกลาง

1) แบบไม่คงตัว (Unstable Condition) สภาพบรรยากาศแบบไม่คงตัวจะเกิดขึ้นเมื่ออัตราการลดลงของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อมมากกว่ามวลอากาศแห้งหรือเรียกเป็น Superadiabatic ส่งผลให้อุณหภูมิของมวลอากาศมากกว่าสิ่งแวดล้อม มวลอากาศนั้นจะมีความ

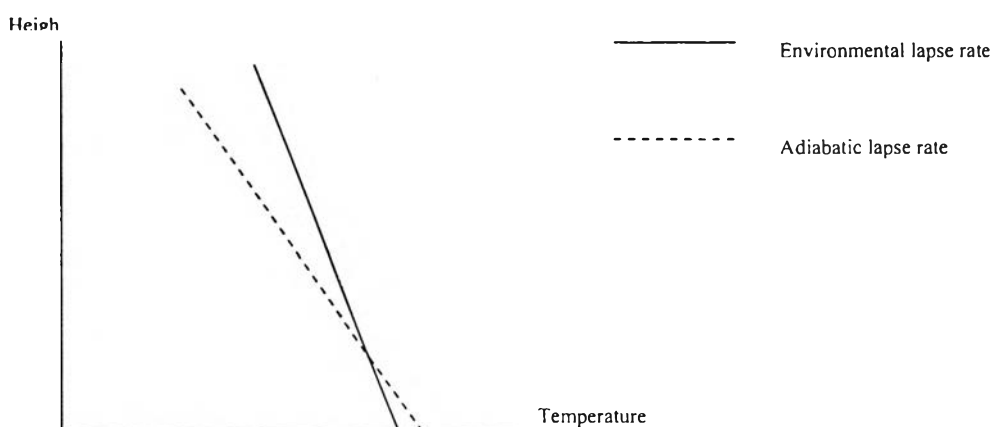
หนาแน่นน้อยกว่าอากาศรอบๆ ตัวและลอยขึ้นไปเรื่อยๆ สภาพบรรยากาศเช่นนี้เรียกว่าเป็นสภาพแบบไม่คงตัว



ภาพที่ 2.3 การเกิดสภาพความคงตัวบรรยากาศแบบไม่คงตัว

ที่มา: วงศ์พันธ์ ลิ้มปเสนีย์, นิตยา มหาผล, ชีระ เกรอต, 2543

2) แบบคงตัว (Stable) สภาพบรรยากาศแบบคงตัวจะเกิดขึ้นเมื่ออัตราการลดลงของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อมน้อยกว่ามวลอากาศหรือเรียกเป็น Subadiabatic เมื่อมวลอากาศลอยตัวขึ้นตามกระบวนการอะเดียแบติก มวลอากาศจะมีอุณหภูมิต่ำกว่าสิ่งแวดล้อม ดังนั้นมวลอากาศจะหนักกว่าอากาศรอบๆ และจะตกกลับไปที่ตำแหน่งเริ่มต้น ลักษณะบรรยากาศเช่นนี้จะเรียกว่าบรรยากาศคงตัว ในบรรยากาศคงตัวเช่นนี้มลสารจะกระจายตัวอย่างช้าๆ และความแปรปรวนจะถูกบังคับไม่ให้เกิดขึ้น



ภาพที่ 2.4 การเกิดสภาพความคงตัวบรรยากาศแบบคงตัว

ที่มา: วงศ์พันธ์ ลิ้มปเสนีย์ และคณะ, 2543

นอกจากบรรยากาศแบบคงตัวที่เกิดขึ้นเนื่องจากอัตราการลดลงของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อมน้อยกว่ามวลอากาศแล้ว บรรยากาศแบบคงตัวยังสามารถเกิดได้จากการที่อุณหภูมิของบรรยากาศเพิ่มขึ้นตามความสูงหรือเรียกว่าการเกิดอินเวอร์ชัน (Inversion) ในสภาพเช่นนี้ชั้นบรรยากาศจะคงตัวมาก ซึ่งการเกิดอินเวอร์ชันสามารถแบ่งได้เป็น 3 แบบ ได้แก่ อินเวอร์ชันจากการแผ่รังสี, อินเวอร์ชันจากการจมตัวและอินเวอร์ชันทั้งสองชนิดรวมกัน (วงศ์พันธ์ ลิมปเสนีย์ และคณะ, 2543)

(1) อินเวอร์ชันจากการแผ่รังสี (Radiative Inversion) ความร้อนจากแสงอาทิตย์ทำให้อุณหภูมิต่ำที่ผิวดินตอนสายและตอนบ่ายสูงกว่าอุณหภูมิในบรรยากาศข้างบนแต่ในเวลากลางคืนการแผ่รังสีจากพื้นโลกขึ้นสู่ท้องฟ้าทำให้พื้นดินเย็นลงเร็วกว่าบรรยากาศ ดังนั้นอุณหภูมิของบรรยากาศที่อยู่ใกล้พื้นดินจะต่ำกว่าอุณหภูมิของชั้นอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไป สภาพเช่นนี้เรียกว่าอินเวอร์ชันจากการแผ่รังสี อินเวอร์ชันเช่นนี้เกิดขึ้นในเวลากลางคืนและหายไปในตอนเช้า สำหรับในที่ที่มีลมแรงการเกิดอินเวอร์ชันจะลดลงเนื่องจากความปั่นป่วนที่เกิดขึ้นซึ่งจะทำให้การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงสม่ำเสมอขึ้น (วงศ์พันธ์ ลิมปเสนีย์ และคณะ, 2543)

(2) อินเวอร์ชันจากการจมตัว (Subsidence Inversion) อินเวอร์ชันแบบนี้เกิดจากการที่อากาศในแอนติไซโคลนจมตัวลงหรือลอยต่ำลง อัตราการจมตัวประมาณ 1,000 เมตรต่อวัน ขณะที่อากาศจมลงสู่ระดับต่ำที่มีความดันสูงจะถูกกดและทำให้อุณหภูมิจึงของอากาศนั้นเพิ่มขึ้นสูงกว่าอุณหภูมิที่จุดนั้นๆ ก่อนการจมลง ในขณะที่เดียวกันอากาศที่ใกล้ผิวโลกจะมีการจมตัวน้อยกว่าและมีผลต่ออุณหภูมิน้อย (วงศ์พันธ์ ลิมปเสนีย์ และคณะ, 2543)

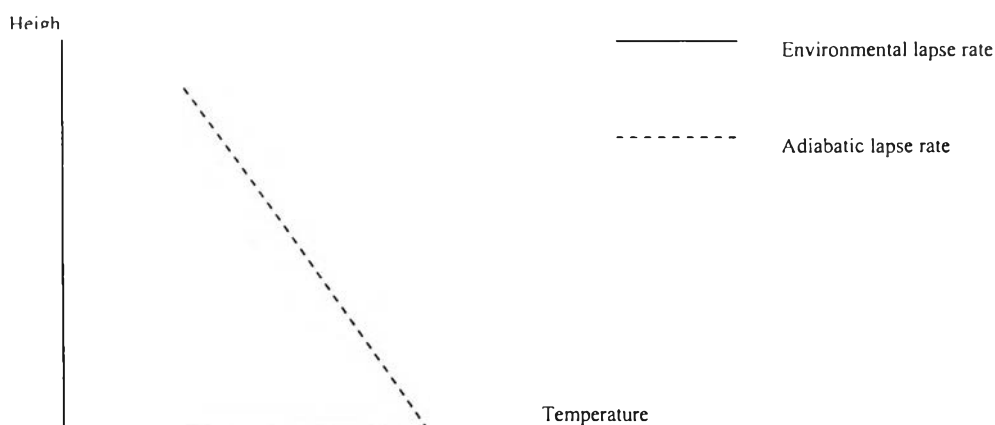
โดยการเกิดอินเวอร์ชันสามารถเกิดขึ้นได้ทั้งบริเวณพื้นผิวหรือที่ระดับล่างและการเกิดอินเวอร์ชันที่ระดับสูงๆ

(1) การเกิดอินเวอร์ชันที่พื้นผิว (Surface Inversion) เป็นการเกิดอินเวอร์ชันที่ระดับต่ำหรืออยู่ติดกับพื้นดิน ส่วนใหญ่เกิดในเวลากลางคืนและในฤดูหนาวหลังจากพื้นดินไม่ได้รับความร้อนจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์แล้ว ทำให้อากาศที่อยู่ติดกับพื้นดินมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศที่อยู่ด้านบน ซึ่งสภาพที่ทำให้เกิดอินเวอร์ชันที่ระดับพื้นผิวในช่วงเวลากลางคืนมีดังนี้ ฤดูหนาวที่มีช่วงกลางคืนยาวนาน ทำให้เกิดการสูญเสียความร้อนจากพื้นผิวโลกมากกว่าความร้อนที่โลกได้รับ, ในวันที่มีท้องฟ้าแจ่มใส ทำให้เกิดการสูญเสียความร้อนจากการแผ่รังสีจากพื้นผิวอย่างรวดเร็ว, การเกิดภาวะลมสงบในช่วงเวลากลางคืนทำให้มีการผสมตัวของอากาศเย็นที่อยู่เหนือพื้นผิวกับอากาศที่ร้อนกว่าได้น้อย, ในเวลากลางวันบริเวณพื้นผิวที่มีหิมะปกคลุม โดยอุณหภูมิของอากาศที่อยู่เหนือพื้นผิวจะต่ำกว่าอากาศที่อยู่ข้างบนทำให้เกิดภาวะอินเวอร์ชันที่ระดับพื้นผิวขึ้น

(2) การเกิดอินเวอร์ชันที่ระดับสูง (Inversion Aloft) โดยเกิดจากการจมตัวของอากาศ (Subsidence Inversion) และเกิดจากแนวของอากาศ (Frontal Inversion) ที่เกิดจากการที่มวลอากาศที่มีอุณหภูมิแตกต่างกันเคลื่อนมาพบกัน ซึ่งมวลอากาศเย็นที่มีความหนาแน่นมากกว่าจะจม

ตัวลงและดันให้มวลอากาศร้อนที่เบากว่าลอยตัวขึ้นทำให้มวลอากาศร้อนอยู่เหนือมวลอากาศเย็น (ดวงพร นพคุณ, 2536)

3) แบบเป็นกลาง (Neutral) สภาพบรรยากาศแบบเป็นกลางจะเกิดขึ้นเมื่ออัตราการลดลงของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อมเท่ากับมวลอากาศ ดังนั้นมวลอากาศจะมีอุณหภูมิเท่ากับสิ่งแวดล้อมทำให้มวลอากาศไม่มีการเคลื่อนที่เพราะมีความกดอากาศและความหนาแน่นเท่ากับอากาศรอบนอกทำให้ไม่มีแรงลอยตัว ส่งผลให้มวลอากาศไม่พยายามกลับไปยังตำแหน่งเริ่มต้นหรือพยายามเคลื่อนที่ต่อไป บรรยากาศเช่นนี้จะเรียกว่าเป็นสภาพแบบเป็นกลาง



ภาพที่ 2.5 การเกิดสภาพความคงตัวของบรรยากาศแบบเป็นกลาง (Environmental Lapse Rate ซ้อนทับกับ Adiabatic Lapse Rate)

ที่มา: วงศ์พันธ์ ลิ้มปเสนีย์ และคณะ, 2543

## 2.6 การคำนวณสภาพความคงตัวของชั้นบรรยากาศ

### 2.6.1 การแสดงสภาพการคงตัวของบรรยากาศ (Atmospheric Stability Categories)

การแสดงสภาพความคงตัวของบรรยากาศสามารถแสดงได้ใน 2 ลักษณะ คือ การแสดงสภาพการคงตัวแบบการจัดแบ่งชั้น (Class) หรืออาจเรียกการแสดงผลการคงตัวของบรรยากาศแบบนี้ว่าเป็นการแบ่งชั้นความคงตัวของอากาศแบบพาสควิล-กิฟฟอร์ด (Pasquill-Gifford Stability Categories) และแสดงสภาพการคงตัวของบรรยากาศโดยอาศัยหลักการของ Boundary Layer โดยสภาพความคงตัวของบรรยากาศแบบพาสควิล-กิฟฟอร์ด นั้นเป็นวิธีการแสดงผลการคงตัวของบรรยากาศที่นิยมและใช้กันอย่างแพร่หลาย ซึ่งสภาพการคงตัวของอากาศสามารถแบ่งเป็นกลุ่มได้ 3 กลุ่ม คือ

1) กลุ่มสภาพความคงตัวของบรรยากาศเป็นกลาง (Neutral Condition) โดยให้สัญลักษณ์แทนกลุ่มนี้ว่าเป็นชั้น D (D class)

2) กลุ่มสภาพความคงตัวของบรรยากาศไม่คงตัว (Unstable Condition) ในกรณีการแสดงผลการคงตัวของบรรยากาศเป็นแบบพาสควิล-กิฟฟอร์ด สามารถแบ่งชั้นหรือระดับเป็น 3 ระดับคือ

(1) สภาพบรรยากาศที่ไม่คงตัวสูง (Very Unstable) โดยให้สัญลักษณ์แทนกลุ่มนี้ว่าเป็น A (A class)

(2) สภาพบรรยากาศที่ไม่คงตัวปานกลาง (Moderately Unstable) โดยให้สัญลักษณ์แทนกลุ่มนี้ว่าเป็น B (B class)

(3) สภาพบรรยากาศที่ไม่คงตัวต่ำ (Slightly Unstable) โดยให้สัญลักษณ์แทนกลุ่มนี้ว่าเป็น C (C class)

3) กลุ่มสภาพความคงตัวของบรรยากาศคงตัว (Stable Condition) สภาพของบรรยากาศในกลุ่มนี้ยังสามารถแบ่งออกเป็น 2 ระดับ คือ

(1) สภาพบรรยากาศที่คงตัวปานกลาง (Moderately Stable) โดยให้สัญลักษณ์แทนกลุ่มนี้ว่าเป็น E (E class)

(2) สภาพบรรยากาศที่คงตัวสูง (Very Stable) โดยให้สัญลักษณ์แทนกลุ่มนี้ว่าเป็น F (F class) (Turner, 1994)

### 2.6.2 การคำนวณความคงตัวของบรรยากาศแบบพาสควิล-กิฟฟอร์ด (Pasquill-Gifford)

การคำนวณความคงตัวของบรรยากาศแบบพาสควิล-กิฟฟอร์ด จะนำปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยา มาช่วยในการแบ่งความคงตัวของชั้นบรรยากาศ โดยปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยาที่นำมาใช้ ได้แก่ ปริมาณแสงอาทิตย์ ปริมาณเมฆ ข้อมูลความเร็วลมที่ระดับความสูง 10 เมตร (ตารางที่ 2.1) เพื่อใช้ในการคำนวณสภาพการคงตัวตามค่า Flux Richardson Number

ตารางที่ 2.1 สภาพการคงตัวของบรรยากาศแบบ Pasquill-Gifford

Surface Wind Speed (m/s)	Day			Night	
	Insolation			Cloudiness	
	Strong	Moderate	Slight	Thinly overcast or > 4/8	Clear or < 3/8
<2	A	A-B	B	-	-
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

ที่มา: Gifford, 1976: cited in Hanna, 1982

นอกจากนี้ยังมีการแบ่งชั้นบรรยากาศแบบพาสคิฟที่ถูกปรับปรุงด้วยเทอนเนอร์ (Modified Turner) ซึ่งใช้ผลของปริมาณรังสีสุทธิ (Net Radiation) ที่มีปัจจัยเกี่ยวข้องกับความสูงของดวงอาทิตย์ (การเปลี่ยนแปลงของเวลา วันและปี) ปริมาณเมฆปกคลุม (Total Cloud Cover) และความสูงของเพดานเมฆ (Ceiling Height), วิธีเคลด้าที (Solar Radiation/ Delta-T (SRDT) Method) ที่ยังคงใช้พื้นฐานและแนวความคิดจากวิธีการของเทอนเนอร์ แต่วิธีการของเทอนเนอร์จำเป็นต้องใช้ค่าปริมาณเมฆปกคลุมและความสูงของเพดานเมฆที่ได้จากการตรวจวัดหรือจากการสังเกต แต่เนื่องจากค่าดังกล่าวอาจมีข้อจำกัดทางด้านของข้อมูลที่น่ามาสนับสนุน ดังนั้นวิธีการนี้จึงถูกพัฒนาขึ้น โดยใช้ความเร็วลมระดับพื้นผิวที่วัดที่ระดับ 10 เมตรหรือใกล้เคียงควบคู่ไปกับปริมาณรังสีดวงอาทิตย์สำหรับเวลากลางวันและใช้ค่าความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิที่ระดับความสูงแตกต่างกันสำหรับเวลา, วิธีซิกม่าอี (Sigma-E Method) เป็นวิธีที่พัฒนาบนพื้นฐานความปั่นป่วนของมุมยกขึ้น (Elevation Angle) ของลมควบคู่กับความเร็วลมเฉลี่ย, วิธีซิกม่าเอ (Sigma-A Method) วิธีนี้เป็นวิธีที่พัฒนาบนพื้นฐานแนวความคิดของความปั่นป่วนของทิศทางลม (Wind Direction) ควบคู่กับความเร็วลมเฉลี่ย (US.EPA, 2000)

### 2.6.3 วิธีการคำนวณสภาพความคงตัวของชั้นบรรยากาศด้วยวิธีของ Monin-Obukhov

ในวิธีการจัดแบ่งลักษณะบรรยากาศในรูปแบบของพาสคิฟจะไม่มีเมื่อนำความแตกต่างในเรื่องของความขรุขระพื้นผิว มาใช้เป็นปัจจัยในการประเมินถึงลักษณะบรรยากาศ แต่สำหรับค่าของ Monin-Obukhov จะใช้ลักษณะความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากความร้อนและทางกายภาพ

(Thermal and Mechanical Turbulence) มาใช้ในการประเมิน (Srinuan Sunthi, 2001) โดยมีการคำนวณจากข้อมูลการเคลื่อนที่ของอากาศใน 3 แนวแกน (Wind Component) ซึ่งได้แก่ ลมในทิศ ตะวันออก-ตะวันตก (u-Direction), ทิศเหนือ-ใต้ (v-Direction) และขึ้น-ลง (w-Direction) ดังนี้ (US.EPA, 1999)

$$L = \frac{-u_*^3 C_p \rho T}{kgH} \quad (2.11)$$

เมื่อกำหนดให้

- $L$  คือ ค่า Monin-Obukhov Length (m)
- $u_*$  คือ ค่าความเร็วเสียดทาน (Friction Velocity) ( $\text{ms}^{-1}$ )
- $k$  คือ ค่า Von Karman Constant มีค่าเท่ากับ 0.4
- $g$  คือ ความเร่งเนื่องจากแรงดึงดูดของโลก (Acceleration due to Gravity) มีค่าเท่ากับ  $9.81 \text{ ms}^{-1}$
- $T$  คือ อุณหภูมิ (K)
- $C_p$  คือ ความจุความร้อนอากาศ มีค่าเท่ากับ  $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ deg}^{-1}$
- $\rho$  คือ ความหนาแน่นของอากาศ มีค่าเท่ากับ  $1.2 \text{ kg m}^{-3}$
- $H$  คือ ความร้อนที่ใช้ในการเผาผลาญอากาศ ( $\text{Wm}^{-2}$ )

ค่า Monin-Obukhov Length ที่คำนวณได้สามารถเป็นได้ทั้งค่าบวกและลบ ซึ่งมีความหมายว่าบรรยากาศเป็นแบบคงตัวและไม่คงตัวตามลำดับ (Colls, 2002) โดยผลการคำนวณที่ได้จะถูกนำมาเปรียบเทียบเพื่อหาลักษณะความคงตัวของบรรยากาศ ดังตารางที่ 2.2

ตารางที่ 2.2 การเปรียบเทียบผลการคำนวณค่า Monin-Obukhov Length กับลักษณะความคงตัวของบรรยากาศ

	Monin-Obukhov Length	ลักษณะความคงตัวของบรรยากาศ
Small Positive	$0 \text{ m.} < L < 10 \text{ m.}$	Very Stable
Large Positive	$10 \text{ m.} \leq L \leq 10^5 \text{ m.}$	Stable
Very Large	$ L  > 10^5$	Neutral
Large Negative	$-10^{-5} \text{ m.} \leq L \leq -100 \text{ m.}$	Unstable
Small Negative	$-100 \text{ m.} < L < 0 \text{ m.}$	Very Unstable

ที่มา : Seinfeld, 1998



จากสมการที่ 2.11 จะต้องทำการคำนวณเพื่อหาความเร็วเสียดทาน ซึ่งความเร็วเสียดทานจะเกิดขึ้นเมื่อลมในแนวระดับ (Horizontal Wind) เคลื่อนที่ผ่านสิ่งกีดขวางหรือพื้นผิวที่ขรุขระจะทำให้ความเร็วลมที่ใกล้พื้นผิวลดลงส่งผลให้เกิด Vertical Wind Shear ขึ้น Wind Shear จะทำให้เกิดกระแสไหลวน ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัม, พลังงาน, แก๊ส และ Aerosols ในแนวตั้ง โดยพื้นที่ที่มีสิ่งกีดขวางมากหรือมีความขรุขระของพื้นที่สูงจะทำให้เกิด Wind Shear และความปั่นป่วนเชิงกลมาก เมื่อเกิดความปั่นป่วนเชิงกลมากจะทำให้เกิดความเร็วเสียดทานมาก โดยความเร็วเสียดทานสามารถคำนวณได้ดังนี้ (Ellis and Middleton, 2002)

$$u_* = [(\overline{w'u'})^2 + (\overline{w'v'})^2]^{1/4} \quad (2.12)$$

เมื่อกำหนดให้

- $u_*$  คือ ความเร็วเสียดทาน
- $\overline{w'u'}$  คือ Covariance ของค่า  $w'$  และ  $u'$
- $\overline{w'v'}$  คือ Covariance ของค่า  $w'$  และ  $v'$

โดยค่าของ  $u'$ ,  $v'$  และ  $w'$  จะเป็นความแปรปรวน (Fluctuation) ของตัวแปรความเร็วลมในทิศตะวันออก-ตะวันตก, เหนือ-ใต้ และการเคลื่อนที่ในแนวตั้งตามลำดับ โดยค่าความแปรปรวนจะคำนวณได้ ดังสมการที่ 2.13

$$X = \overline{X} + X' \quad (2.13)$$

เมื่อกำหนดให้

- $X'$  คือ ค่าความแปรปรวนของตัวแปรปรวนของตัวแปร  $X$
- $X$  คือ ค่าการตรวจวัด
- $\overline{X}$  คือ ค่าเฉลี่ยของตัวแปร

สำหรับความร้อนที่ใช้ในการเผาผลาญอากาศหรือค่า  $H$  จากสมการที่ 2.11 สามารถคำนวณจากสมการที่ 2.14 ดังนี้

$$R_n = LE + H + X \quad (2.14)$$

เมื่อกำหนดให้

- $R_n$  คือ ปริมาณรังสีสุทธิ ( $Wm^{-2}$ )  
 $LE$  คือ ความร้อนที่ใช้ในการระเหยน้ำ ( $Wm^{-2}$ )  
 $H$  คือ ความร้อนที่ใช้ในการเผาผลาญอากาศ ( $Wm^{-2}$ )  
 $X$  คือ ความร้อนพื้นผิว ( $Wm^{-2}$ ) ซึ่งคำนวณได้จากสมการที่ 2.15

$$X = 0.1 * R_n \quad (2.15)$$

โดยปริมาณรังสีสุทธิหรือค่า  $R_n$  จากสมการที่ 2.14 สามารถคำนวณได้จากสมการที่ 2.16 (US.EPA, 1999)

$$R_n = \frac{[(1 - \alpha)R_g + c_1 T^6 - \sigma_{SB} T^4 + c_2 N]}{1 + c_3} \quad (2.16)$$

เมื่อกำหนดให้

- $R_n$  คือ ปริมาณรังสีสุทธิ (Net Radiation) ( $Wm^{-2}$ )  
 $R_g$  คือ ปริมาณรังสีของโลก (Global Radiation) ( $Wm^{-2}$ )  
 $T$  คือ อุณหภูมิ (K)  
 $\alpha$  คือ ค่าการสะท้อนของรังสีคลื่นสั้น (Albedo) ซึ่งในเขตเมืองในช่วงฤดูฝนและแล้ง ฝน มีค่าเป็น 0.18 และ 0.14 ตามลำดับ  
 $\sigma_{SB}$  คือ ค่าคงตัวของ Stefan-Boltzmann มีค่าเท่ากับ  $5.67 * 10^{-8}$  ( $W m^{-2} K^{-4}$ )  
 $N$  คือ ปริมาณเมฆปกคลุม (Cloud Clover)  
 $c_1$  คือ ค่าคงตัวในการคำนวณ (Empirical Constant) มีค่าเท่ากับ  $5.31 * 10^{-13}$   $W m^{-2} K^{-6}$   
 $c_2$  คือ ค่าคงตัวในการคำนวณ (Empirical Constant) มีค่าเท่ากับ  $60 W m^{-2}$   
 $c_3$  คือ ค่าคงตัวในการคำนวณ (Empirical Constant) มีค่าเท่ากับ 0.12

สำหรับค่าความร้อนที่ใช้ในการระเหยน้ำ หรือค่า  $LE$  ในสมการที่ 2.14 สามารถคำนวณได้จากสมการที่ 2.17 (Oke, 1978)

$$LE = \rho L_v \overline{w'q'} \quad (2.17)$$

เมื่อกำหนดให้

- $LE$  คือ ความร้อนที่ใช้ในการระเหยน้ำ ( $Wm^{-2}$ )
- $\rho$  คือ ความหนาแน่นของอากาศ มีค่าเท่ากับ  $1.2 (kg m^{-3})$
- $L_v$  คือ ความร้อนที่ใช้ในการระเหยน้ำ (Latent Heat of Vaporization) ( $Wm^{-2}$ ) มีค่าเท่ากับ  $2.44 \cdot 10^6 J kg^{-1}$
- $\overline{w'q'}$  คือ Covariance ของค่า  $w'$  และ  $q'$
- $w'$  คือ ความแปรปรวนของการเคลื่อนที่ของมวลอากาศในแนวดิ่ง (Fluctuation or The Deviation from the Mean of Vertical Wind Component)
- $q'$  คือ ความแปรปรวนของความชื้นจำเพาะ (Fluctuation of Specific Humidity) สามารถคำนวณได้จากสมการที่ 2.18 (Arya, 2001)

$$q' = q - \bar{q} \quad (2.18)$$

และ

$$q = \frac{0.622e_a}{P} \quad (2.19)$$

เมื่อกำหนดให้ (Oke, 1978)

- $q$  คือ ความชื้นจำเพาะ (Specific Humidity)
- $P$  คือ ความกดอากาศ (mb.)
- $e_a$  คือ ความกดไอน้ำ (Vapor Pressure) (mb.) สามารถคำนวณได้จากสมการที่ 2.20

$$RH = \frac{e_a}{e_s} * 100 \quad (2.20)$$

เมื่อกำหนดให้

- $RH$  คือ ความชื้นสัมพัทธ์ (%)
- $e_a$  คือ ความกดไอน้ำ (mb.)
- $e_s$  คือ ความกดไอน้ำอิ่มตัวเหนือน้ำในมาตรเมตรริก (ทราบจากการเปิดตารางความกดไอน้ำอิ่มตัวเหนือน้ำในภาคผนวก ก) (สนอง สารพันธ์, 2538)

## 2.7 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์

### 2.7.1 แบบจำลองการพยากรณ์อากาศ MM5

แบบจำลองการพยากรณ์อากาศ MM5 (The Fifth-Generation Mesoscale Model) เป็นแบบจำลองการพยากรณ์อากาศสเกลขนาดกลาง (Mesoscale) ที่ได้พัฒนาขึ้นร่วมกันระหว่างศูนย์การวิจัยทางด้านบรรยากาศแห่งชาติ (National Center for Atmospheric Research, NCAR) กับมหาวิทยาลัย Penn State ประเทศสหรัฐอเมริกา แบบจำลองนี้ได้มีการปรับปรุงแก้ไของค์ประกอบและเทคนิควิธีการต่างๆ ทำให้สามารถนำแบบจำลองนี้ไปประยุกต์ใช้งานได้หลากหลายมากขึ้นทั้งทางด้านกรพยากรณ์อากาศ การศึกษาผลกระทบทางนิเวศวิทยาและสิ่งแวดล้อม (มันทนา พฤษวัน และคณะ, 2546)

#### 2.7.1.1 ระบบสมการและการคำนวณในแบบจำลอง MM5

1) ระบบโคออร์ดิเนตในทางตั้งฉากแบบซิกมา (Sigma-Pressure Coordinate,  $\sigma$ -p) MM5 มีระบบพิกัดในทางตั้งสอดคล้องตามสภาพความกดอากาศหรือเรียกว่าโคออร์ดิเนตในทางตั้งฉากแบบซิกมาตามค่าความกดอากาศ ดังแสดงในภาพที่ 2.6 โดยระบบโคออร์ดิเนตในทางตั้งฉากแบบซิกมานี้จะเป็นการทำโคออร์ดิเนตในทางตั้งฉาก (Vertical Coordination) ที่ไม่มีการคิดลักษณะภูมิประเทศรวมด้วยซึ่งระบบโคออร์ดิเนตจะมีการกำหนดให้ชั้นบนสุดและล่างสุดมีค่าคงที่ที่แทนด้วยซิกมา ( $\sigma$ ) ซึ่งค่าซิกมาจะสามารถคำนวณได้จาก

$$\sigma = \frac{Pa - Pa, top}{Pa, surf - Pa, top} \quad (2.20)$$

หรือ

$$\sigma = \frac{Pa - Pa, top}{\pi_a} \quad (2.21)$$

เมื่อกำหนดให้

$Pa$  คือ ความดันบรรยากาศในระดับความสูงที่สนใจ (mb.)

$Pa, top$  คือ ความดันบรรยากาศชั้นบนสุดของแบบจำลอง (Model Top Pressure) (mb.)

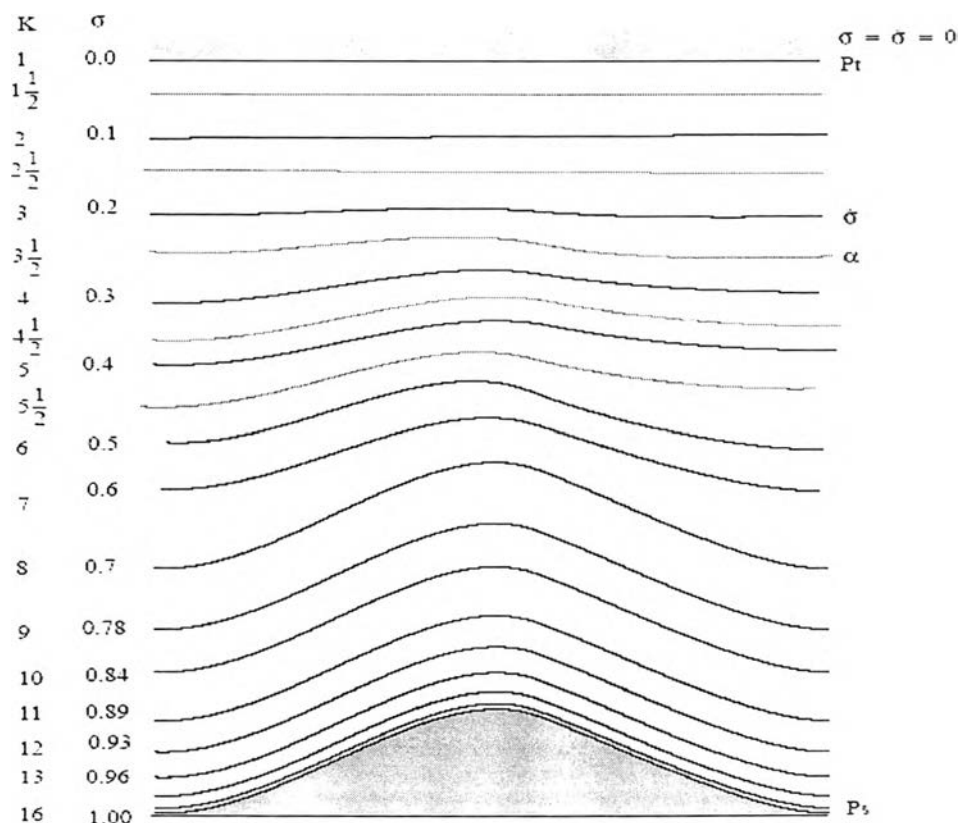
$Pa, surf$  คือ ความดันบรรยากาศชั้นผิวพื้นของแบบจำลอง (Model Surface Pressure) (mb.)

$\pi_a$  คือ ความดันที่แตกต่างกันระหว่างความดันบรรยากาศชั้นบนสุดและชั้นผิวพื้นของแบบจำลอง (mb.)

ดังนั้นความดันที่ระดับซิกมาใดๆ จะมีค่าดังนี้

$$P_\sigma = P_{\sigma, \text{top}} + \sigma \pi_\sigma \quad (2.22)$$

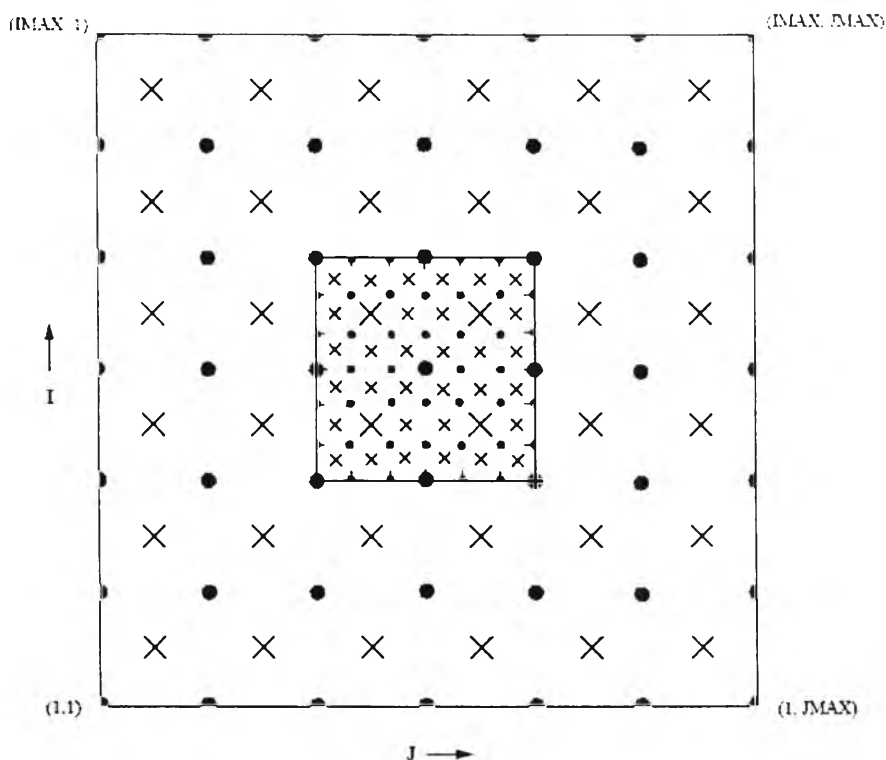
ซึ่งค่าของซิกมาจะมีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ 1 ที่ชั้นบนสุดของแบบจำลองค่าซิกมามีค่าเท่ากับ 0 และที่ผิวพื้นซิกมามีค่าเท่ากับ 1 สำหรับค่าของ  $P_{\sigma, \text{top}}$  จะเป็นค่าคงที่ในช่วงเวลาและพื้นที่ซึ่งกำหนดให้เป็น  $\sigma$  เท่ากับ 0 แต่ค่าของ  $P_{\sigma, \text{surf}}$  จะมีค่าเปลี่ยนแปลงไปในช่วงเวลาและพื้นที่ซึ่งกำหนดให้เป็น  $\sigma$  เท่ากับ 1 เมื่อค่าของ  $P_{\sigma, \text{surf}}$  เป็นค่าไม่คงที่จะส่งผลให้  $P_\sigma$  และ  $\pi_\sigma$  มีค่าไม่คงที่ด้วย (Jacobson, 1999) ในการแสดงค่าตัวแปรต่างๆ ได้แก่ องค์ประกอบความเร็วลมในทิศเหนือ (Northward, v), องค์ประกอบความเร็วลมในทิศตะวันออก (Eastward, u), อุณหภูมิ (Temperature, T), ความกดอากาศ (Pressure, p) และความจุความร้อน (Heat Capacity, q) จะถูกแสดงอยู่ที่กึ่งกลางซิกมาของแต่ละชั้น (Half-Sigma) ที่แสดงด้วยเส้นบาง สำหรับค่าความเร็วลมในแนวตั้ง (Vertical Velocity, w) จะแสดงค่าที่ระดับของซิกมา (Full-Sigma) ที่แสดงด้วยเส้นทึบ



ภาพที่ 2.6 แสดงโครงสร้างของแบบจำลองในทางตั้งที่แบ่งบรรยากาศเป็น 16 ระดับ โดยที่  $\sigma$  มีค่าเท่ากับ 1 ที่ระดับผิวพื้นและในระดับบนสุดของแบบจำลอง  $\sigma$  มีค่าเท่ากับ 0

ที่มา : The PSU/NCAR, 2005a

2) โครงสร้างกริดใช้หาคำตอบของระบบสมการแบบ Arakawa ในการหาคำตอบในแบบจำลอง MM5 จะใช้โครงสร้างกริดตามแบบวิธีของ Arakawa ชนิด B-grid สำหรับคำนวณหาค่าตัวแปรต่างๆ ตามระเบียบวิธีการค่าผลต่างเชิงตัวเลข ดังแสดงในภาพที่ 2.7 โดยตำแหน่งจุดแสดงตำแหน่งค่าตัวแปรองค์ประกอบทางเวกเตอร์และตำแหน่งกากบาทแสดงตำแหน่งค่าตัวแปรสเกลาร์ (Scalar) ต่างๆ



ภาพที่ 2.7 โครงสร้างตารางตาข่ายชนิด Arakawa B-grid

ที่มา : The PSU/NCAR, 2005a

จากภาพแสดงตำแหน่งองค์ประกอบของลมในแนวเหนือ-ใต้และตะวันออก-ตะวันตก โดยกำหนดให้อยู่ที่ตำแหน่งมุมของแต่ละกล่องทั้ง 4 ด้าน ส่วนตำแหน่งของตัวแปรทางสเกลาร์อื่นๆ เช่น อุณหภูมิ, ความกดอากาศจะกำหนดให้อยู่ที่จุดกึ่งกลางของแต่ละกล่อง

## 3) สมการพื้นฐานของแบบจำลอง MM5 สมการ Non-Hydrostatic เมื่อ

พิจารณาตามพิกัด x, y และ  $\sigma$  - Pressure

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot V = -V \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left( \frac{Q}{C_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right) \quad (2.23)$$

Momentum (x-component)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left( \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla u + v \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - e w \cos \alpha - \frac{u w}{r_{earth}} + D_u \quad (2.24)$$

Momentum (y-component)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left( \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla v + u \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - e w \sin \alpha - \frac{v w}{r_{earth}} + D_v \quad (2.25)$$

Momentum (z-component)

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0 g}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g p'}{\gamma p} = -V \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{g R_d}{C_p} \frac{p'}{p} + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w \quad (2.26)$$

Thermodynamic

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho C_p} \left( \frac{\partial p'}{\partial t} + V \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{Q}{C_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad (2.27)$$

Advection term

$$V \cdot \nabla A \equiv m u \frac{\partial A}{\partial x} + m v \frac{\partial A}{\partial y} + \sigma \frac{\partial A}{\partial \sigma} \quad (2.28)$$

Where

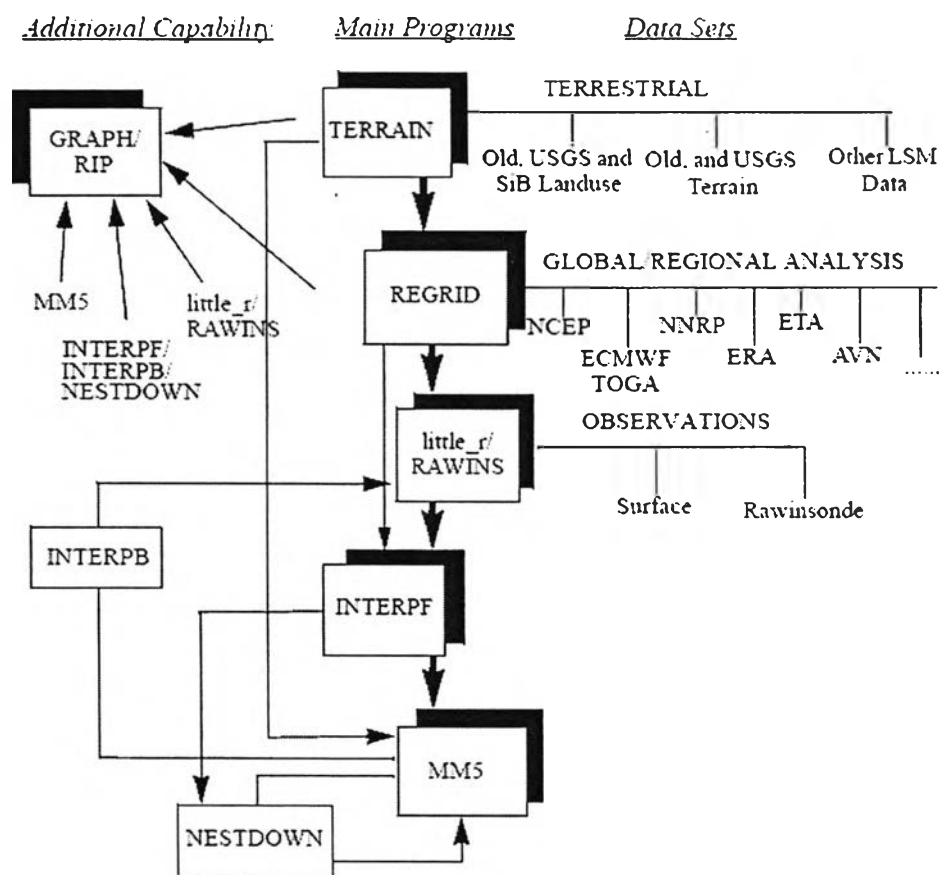
$$\sigma = \frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \quad (2.29)$$

Divergence term

$$\nabla \cdot V = m^2 \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u}{m} \right) - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m^2 \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{v}{m} \right) - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g}{p^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} \quad (2.30)$$

### 2.7.1.2 ระบบการทำงานของแบบจำลอง MMS

ในการพยากรณ์ลักษณะอากาศโดยใช้แบบจำลองต่างๆ มีขั้นตอนการทำงานทั้งหมด 5 ขั้นตอน ซึ่งในแต่ละขั้นตอนเป็นการทำงานต่อเนื่องกันไป ดังแสดงในภาพที่ 2.8 ในแต่ละขั้นตอนจะต้องมีการปรับเปลี่ยนค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ตามความเหมาะสม เช่น การเลือกขนาดของแผนที่หรือจำนวนจุดกริด เป็นต้น โดยแบบจำลอง MMS ประกอบด้วยการทำงานทั้งหมด 4 ขั้นตอนที่สำคัญดังต่อไปนี้



ภาพที่ 2.8 ผังการทำงานของแบบจำลอง MMS

ที่มา : The PSU/NCAR, 2005a



1) TERRAIN เป็นขั้นตอนแรกของการทำงาน ซึ่งเป็นการกำหนดแผนที่และขนาดของแผนที่ที่เราต้องการ การวิเคราะห์และการประมวลค่าจากละติจูด-ลองจิจูด ค่าความสูง-ต่ำของภูมิประเทศและชนิดของพืชที่ปกคลุมดิน ในขั้นตอนนี้จะดำเนินการเพื่อกำหนดค่าแหล่งข้อมูลผิวพื้น การประมาณค่าช่วงจากระบบละติจูด-ลองจิจูดไปสู่ระบบกริด (Grid) การปรับค่าจากโดเมนหลักและโดเมนซ้อนตลอดทั้งผลกระทบกลับ ค่าความสูงต่ำของภูมิประเทศ การใช้ที่ดินและค่าตัวแปรผิวพื้นอื่นๆ ในการประมาณค่าจากระบบละติจูด-ลองจิจูดไปสู่ระบบกริด (Map Projection) แบบจำลอง MM5 จะมีระบบกริดที่ใช้ในการประมาณค่าให้เลือก 3 รูปแบบ เพื่อใช้ในแผนที่ที่แตกต่างกัน โดยระบบ Lambert Conformal เหมาะสมกับพื้นที่ในเขตละติจูดกลาง (Mid-Latitude), Polar Stereographic เหมาะสมกับพื้นที่ในบริเวณละติจูดสูง (High Latitude) และ Mercator เหมาะสมสำหรับพื้นที่ในเขต ละติจูดล่าง (Low Latitude)

ในรูปแบบ MM5 ข้อมูลที่ใช้ในขั้นตอนการทำงานของ TERRAIN นี้รวมถึงข้อมูลการใช้ที่ดินและชนิดพันธุ์พืช, ชนิดดิน, อัตราส่วนของพืช, อุณหภูมิดิน, ความสูงพื้นที่และลักษณะพื้นน้ำ ซึ่งข้อมูลเหล่านี้เป็นข้อมูลที่มีผลต่อการพยากรณ์ในระดับความละเอียดสูง ความละเอียดของข้อมูลจะมีอยู่ 6 ระดับ ได้แก่ 1 ดีกรี, 30 นาที, 10 นาที, 5 นาที, 2 นาทีและ 30 วินาที ดังตารางที่ 2.3 ถึง 2.8 แสดงความละเอียดของข้อมูล (Resolution), แหล่งของข้อมูล (Data Source), พื้นที่ที่ครอบคลุม (Coverage) และขนาดของข้อมูล (Size) สำหรับชุดข้อมูลการใช้ประโยชน์ของที่ดิน (Land-Use Categories) จะมีอยู่ 3 ชุด ได้แก่ 13, 16 และ 24 ดังแสดงในตารางที่ 2.9 เมื่อทำขั้นตอน TERRAIN เสร็จสมบูรณ์แล้วจะได้ข้อมูลความสูง-ต่ำของภูมิประเทศตามโดเมนที่ได้กำหนดพร้อมทั้งความละเอียดของจำนวนจุดกริดที่ต้องการศึกษา เพื่อเป็นข้อมูลเบื้องต้นในการทำงานของขั้นตอนต่อไป

ตารางที่ 2.3 ข้อมูลการใช้ที่ดินและชนิดพันธุ์พืช (Vegetation/Land-use) ของ Global 25-category data from U.S. Geological Survey (USGS)

Resolution	Data Source	Coverage	Site (bite)
1 deg. (111.0 km.)	USGS	Global	1,620,000
30 min. (55.0 km)	USGS	Global	6,480,000
10 min. (18.5 km.)	USGS	Global	58,320,000
5 min. (9.25 km.)	USGS	Global	233,280,000
2 min. (3.70 km.)	USGS	Global	1,458,000,000
30 sec. (0.925 km.)	USGS	Global	933,120,000

ที่มา: The PSU/NCAR, 2005b

ตารางที่ 2.4 ชนิดดิน (Soil)

Resolution	Data Source	Coverage	Site (bite)
1 deg. (111.0 km.)	FAO+STATSGO	Global	1,101,600
30 min. (55.0 km)	FAO+STATSGO	Global	4,406,400
10 min. (18.5 km.)	FAO+STATSGO	Global	39,657,600
5 min. (9.25 km.)	FAO+STATSGO	Global	158,630,400
2 min. (3.70 km.)	FAO+STATSGO	Global	991,440,000
30 sec. (0.925 km.)	FAO+STATSGO	Global	933,120,000

ที่มา: The PSU/NCAR, 2005b

ตารางที่ 2.5 อัตราส่วนของพืช (Vegetation Fraction)

Resolution	Data Source	Coverage	Site (bite)
10 min. (18.5 km.)	AVHRR	Global	27,993,600

ที่มา: The PSU/NCAR, 2005b

ตารางที่ 2.6 อุณหภูมิผิวดิน (Soil Temperature)

Resolution	Data Source	Coverage	Site (bite)
1 deg. (111.0 km.)	ECMWF analysis	Global	129,600

ที่มา: The PSU/NCAR, 2005b

ตารางที่ 2.7 ข้อมูลความสูงพื้นที่ (Terrain Height Data)

Resolution	Data Source	Coverage	Site (bite)
1 deg. (111.0 km.)	USGS	Global	129,600
30 min. (55.0 km)	USGS	Global	518,400
10 min. (18.5 km.)	USGS	Global	4,665,600
5 min. (9.25 km.)	USGS	Global	18,662,400
2 min. (3.70 km.)	USGS	Global	116,640,000
Tiled 30 sec. (0.925 km.)	GTOPO30 by U.S. Geological Survey's EROS Data Center in late 1996	Global (33 tiles: 40° lon.*50° lat. or 60° lon.*30° lat.)	57,600,000 or 51,840,000 for each of tile
30 sec. (0.925 km.)	USGS	Global	1,866,240,000

ที่มา: The PSU/NCAR, 2005b

ตารางที่ 2.8 ลักษณะพื้นน้ำ (Land-Water Mask) ของ Global land-water mask files derived from USGS Vegetation data

Resolution	Data Source	Coverage	Site (bite)
1 deg. (111.0 km.)	USGS Vegetation	Global	64,800
30 min. (55.0 km)	USGS Vegetation	Global	259,200
10 min. (18.5 km.)	USGS Vegetation	Global	2,332,800
5 min. (9.25 km.)	USGS Vegetation	Global	9,331,200
2 min. (3.70 km.)	USGS Vegetation	Global	58,320,000
30 sec. (0.925 km.)	USGS Vegetation	Global	933,120,000

ที่มา: The PSU/NCAR, 2005b

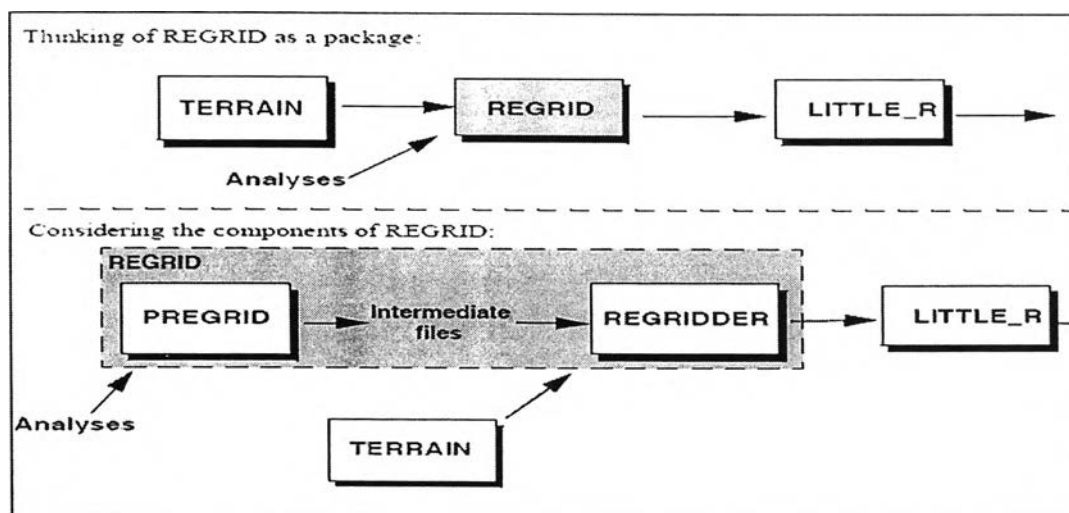
ตารางที่ 2.9 รายการการใช้ที่ดิน พืช และดิน (Lists of Landuse/Vegetation and Soil Categories)  
Description of 25-category (USGS) vegetation categories and physical parameter for N.H.  
summer (15 April – 15 October) and winter (15 October -15 April )

Landuse integer identification	Landuse description	Albedo(%)		Moisture avail. (%)		Emissivity (% at 9 $\mu$ m)		Roughness length (cm)		Thermal inertia (cal cm <sup>-2</sup> k <sup>-1</sup> s <sup>-1/2</sup> )	
		Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win
1	Urban	18	18	10	10	88	88	50	50	0.03	0.03
2	Dry/nd Crop. Past.	17	23	30	60	92	92	15	5	0.04	0.04
3	Irrg. Crop. Past.	18	23	50	50	92	92	15	5	0.04	0.04
4	Mix. Dry/ Irrg.P.C.	18	23	25	50	92	92	15	5	0.04	0.04
5	Crop./Grs. Mosaic	18	23	25	40	92	92	14	5	0.04	0.04
6	Crop./Wood Mosc	16	20	35	60	93	93	20	20	0.04	0.04
7	Grassland	19	23	15	30	92	92	12	10	0.03	0.04
8	Shrubland	22	25	10	20	88	88	10	10	0.03	0.04
9	Mix Shrb./Grs.	20	24	15	25	90	90	11	10	0.03	0.04
10	Savanna	20	20	15	15	92	92	15	15	0.03	0.03
11	Decids. Broadlf.	16	17	30	60	93	93	50	50	0.04	0.05
12	Decids. Needlf.	14	15	30	60	94	93	50	50	0.04	0.05
13	Evergm Broadlf.	12	12	50	50	95	95	50	50	0.05	0.05
14	Evergm Needlf.	12	12	30	60	95	95	50	50	0.04	0.05
15	Mixed Forest	13	14	30	60	94	94	50	50	0.04	0.06
16	Water Bodies	8	8	100	100	98	98	0.01	0.01	0.06	0.06
17	Herb. Wetland	14	14	60	75	95	95	20	20	0.06	0.06
18	Wooded Wetland	14	14	35	70	95	95	40	40	0.05	0.06
19	Bar. Sparse Veg.	25	25	2	5	85	85	10	10	0.02	0.02
20	Herb Tundra	15	60	50	90	92	92	10	10	0.05	0.05
21	Wooden Tundra	15	50	50	90	93	93	30	30	0.05	0.05
22	Mixed Tundra	15	55	50	90	92	92	15	15	0.05	0.05
23	Bare Grmd. Tundra	25	70	2	95	85	95	0.01	5	0.02	0.05
24	Snow or Ice	80	82	95	95	95	95	0.01	0.01	0.05	0.05
25	No data										

ที่มา: The PSU/NCAR, 2005b

2) REGRID ในขั้นตอนนี้จะทำการอ่านข้อมูลสำคัญทั้งหมดทางด้านอุตุนิยมวิทยาในทุกระดับ จากนั้นแปลงข้อมูลทั้งหมดให้อยู่ในรูปของแนวระนาบของทุกจุดกริดลงตามจุดต่างๆ ตามแผนที่ที่ได้จากขั้นตอน TERRAIN เป็นการเตรียมพร้อมด้านข้อมูลเพื่อนำไปใช้ต่อในขั้นตอนอื่นๆ คือ RAWINS และ INTERPOLATION (INTERPF) ซึ่งโดยทั่วไปข้อมูลต่างๆ นี้จะเป็นเหมือนข้อมูลพื้นฐานตามวิธีการที่เรียกว่า Objective Analysis หรือเหมือนกับเป็นการประมาณค่าตั้งต้นและค่าขอบเขตของโดเมนที่จะทำการศึกษา

ข้อมูลทั้งหมดที่เป็น Input Data สำหรับการทำงานจะปฏิบัติการผ่าน โปรแกรมที่ชื่อว่า Pregrid และ Regridder ซึ่งมีรูปแบบการทำงานดังแสดงตามภาพที่ 2.9



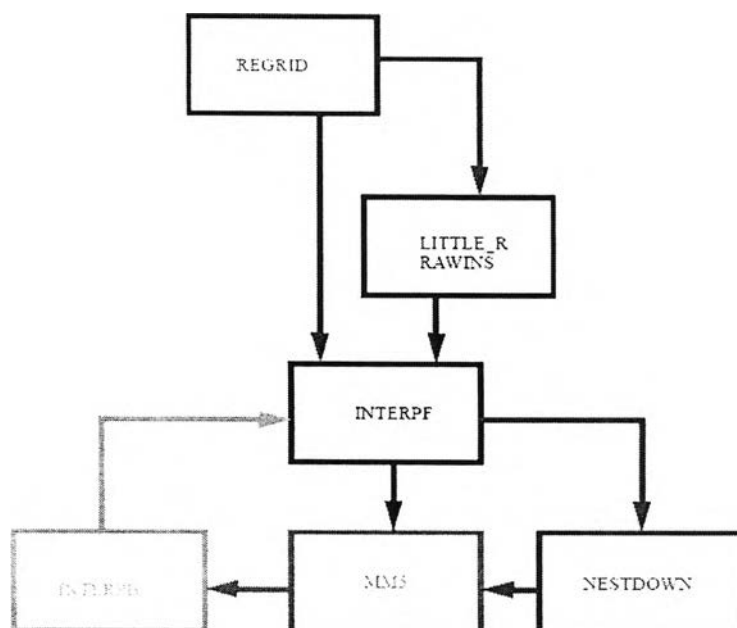
ภาพที่ 2.9 ผังการทำงานของ REGRID

ที่มา : The PSU/NCAR, 2005c

ในขั้นตอนนี้ Pregrid ข้อมูลที่ใช้ต้องเป็นข้อมูลที่อยู่ในรูปแบบมาตรฐาน ซึ่งในปัจจุบันโปรแกรม Pregrid สามารถอ่านข้อมูลได้หลากหลายรูปแบบตามวิธีการจัดเก็บ เช่น GRIB หรือ NON-GRIB ซึ่งทั้งสองรูปแบบสามารถใช้งานได้กับ MM5 สำหรับขั้นตอนย่อยของ Regridder ข้อมูลที่ใช้ต้องผ่าน โปรแกรม Pregrid ก่อนซึ่งจะต้องมีการตรวจสอบข้อมูลต่างๆ ให้ครบถ้วนสมบูรณ์ก่อนส่งมายังขั้นตอน Regridder ซึ่งประกอบด้วยข้อมูลของอุณหภูมิ, ลมในแนวระนาบ, ความชื้นสัมพัทธ์, ความสูงของความกดอากาศในระดับต่างๆ, ความกดอากาศระดับน้ำทะเล, อุณหภูมิน้ำทะเลและข้อมูลของหิมะที่ปกคลุมพื้นผิวโลก

3) INTERPF ในขั้นตอนนี้เป็นการใช้โปรแกรมวิเคราะห์และจัดเตรียมข้อมูลที่เป็นเพื่อการดำเนินงานในระดับ Mesoscale Model ซึ่งจะเป็นการกำหนดเงื่อนไขการประมาณค่าในแนวตั้ง, วิธีการคำนวณ, รวมทั้งการกำหนดรูปแบบใหม่ของข้อมูล ซึ่งผลลัพธ์ที่ได้

จากขั้นตอนนี้จะได้เป็น Input Data เพื่อการสร้างค่าเริ่มต้นของแบบจำลองและเงื่อนไขขอบเขตต่างๆ ซึ่งมีผังการทำงานดังภาพที่ 2.10



ภาพที่ 2.10 ผังการทำงานของ INTERPF

ที่มา : The PSU/NCAR, 2005d

4) MM5 เป็นขั้นตอนสุดท้ายที่สำคัญในการพยากรณ์อากาศด้วยรูปแบบจำลอง MM5 เป็นส่วนของการคำนวณค่าต่างๆ ที่สำคัญของแบบจำลองการพยากรณ์อากาศเชิงตัวเลข (Numerical Weather Prediction) ใช้เพื่อการศึกษาทางทฤษฎีของสเปคตัมและการศึกษาแบบทันเวลารวมทั้งประโยชน์ในการศึกษาการจำลองการพยากรณ์และเตรียมข้อมูลแบบ 4 มิติ ในแบบจำลอง MM5 มีการคำนวณต่างๆ มากมายและมีสมการหลากหลายรูปแบบโดยกำหนดให้ผู้ทำการศึกษาวิจัยได้เลือกใช้เพื่อความเหมาะสมและตามความต้องการ คือ ค่าตัวเลือกทางฟิสิกส์เงื่อนไขขอบเขตและการประมาณค่าตามแบบวิธี FDDA (มันทนา พฤษวัน และคณะ, 2546)

### 2.7.2 แบบจำลองคณิตศาสตร์ GAMMA

แบบจำลอง Gaussian Model for Managing Air Quality (GAMMA) เป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ใช้ในการคำนวณการกระจายตัวของมลสาร (Dispersion Model) โดยแบบจำลอง GAMMA ประกอบไปด้วย 4 โปรแกรม ดังนี้

- 1) GAMMA เป็นโปรแกรมหลักของแบบจำลอง
- 2) GAMMA-MET เป็นโปรแกรมที่ใช้ในการเตรียมและคำนวณสถานะทางอุตุนิยมวิทยา
- 3) GAMMA-L เป็นโปรแกรมที่ใช้ในการพยากรณ์การกระจายตัวของมลสารในระยะยาว (Long Term Prediction)
- 4) GAMMA-ST เป็นโปรแกรมที่ใช้ในการพยากรณ์การกระจายตัวของมลสารในระยะเวลานสั้น (Short Term Prediction)

ในส่วนของการคำนวณความคงตัวบรรยากาศจะถูกคำนวณด้วยโปรแกรม GAMMA-MET นอกจากนี้ยังเป็นส่วนที่ทำการเตรียมข้อมูลทางด้านอุตุนิยมวิทยาเพื่อนำเข้าสู่การคำนวณการกระจายตัวของมลสารในส่วนอื่นๆ ของแบบจำลอง GAMMA ต่อไป

### 2.7.2.1 โปรแกรม GAMMA-MET

โปรแกรม GAMMA-MET ถูกพัฒนาเพื่อคำนวณปัจจัยพื้นฐานทางอุตุนิยมวิทยาและปัจจัยในชั้นบรรยากาศพื้นผิว (Boundary Layer Parameter) โดยแบบจำลอง GAMMA-MET จะทำการจำลองข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่แตกต่างกันตามสภาพการใช้ที่ดิน ได้แก่ การใช้พื้นที่แบบเมือง (Urban), การใช้พื้นที่กึ่งเมือง (Sub-Urban), การใช้พื้นที่แบบชนบท (Rural) ซึ่งผลอันเนื่องมาจากลักษณะการใช้ที่ดิน เช่น ความขรุขระพื้นผิว, อัตราส่วนโบเวน (Bowen Ratio), ค่าแอลบีโด และความร้อนจากกิจกรรมของมนุษย์ (Anthropogenic Heat Flux) จะถูกนำมาใช้ในการคำนวณค่า Monin-Obukhov Length โดยผลการคำนวณความคงตัวบรรยากาศจะถูกแสดงออกมาในรูปแบบของการแบ่งชั้นบรรยากาศแบบพาสคิฟหรือในรูปแบบของ Monin-Obukhov

ในการจัดเตรียมข้อมูลเพื่อใช้ในการคำนวณด้วยโปรแกรม GAMMA-MET จะประกอบด้วย 6 ชุดข้อมูลที่สำคัญ คือ 1) ชุดข้อมูลที่เกี่ยวกับช่วงเวลา ได้แก่ ข้อมูล ปี, เดือน, วัน, ชั่วโมง 2) ความเร็วลม 3) ทิศทางลม 4) อุณหภูมิ 5) ปริมาณเมฆปกคลุม 6) ปริมาณรังสี (Surat Bualert, 2001)

### 2.7.2.2 หลักการคำนวณค่าของความเร็วเสียดทานและ Monin-Obukhov Length ของแบบจำลอง

แบบจำลอง GAMMA-MET จะแบ่งลักษณะความคงตัวบรรยากาศเป็น 2 ช่วงในแต่ละวัน คือ แบบไม่คงตัวซึ่งเกิดในช่วงเวลากลางวัน และแบบคงตัวซึ่งเกิดในช่วงเวลากลางคืน โดยหลักการคำนวณความเร็วเสียดทานและ Monin-Obukhov Length จะแตกต่างกันตามช่วงเวลาดังนี้

1) การคำนวณความคงตัวของบรรยากาศแบบไม่คงตัว  
 บรรยากาศแบบไม่คงตัวจะเกิดขึ้นในช่วงเวลากลางวันซึ่งค่า Monin-Obukhov Length ที่คำนวณได้จะมีค่าน้อยกว่า 0 โดยมีหลักการคำนวณดังนี้ (US.EPA, 1999)  
การคำนวณค่าความเร็วเสียดทาน

$$u_* = \frac{ku}{\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_0}\right) - \psi + \psi_0} \quad (2.31)$$

เมื่อกำหนดให้

- $u_*$  คือ ความเร็วเสียดทาน ( $\text{ms}^{-1}$ )
- $k$  คือ ค่า Von Karman Constant
- $u$  คือ ความเร็วลม ( $\text{ms}^{-1}$ )
- $z_{ref}$  คือ ความสูงของ Anemometer (m)
- $z_0$  คือ ค่าความขรุขระพื้นผิว (m)

เมื่อ

$$\psi = 2 \ln\left(\frac{1+\mu}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+\mu^2}{2}\right) - 2 \tan^{-1}(\mu) + \frac{\pi}{2} \quad (2.32)$$

และ

$$\psi_0 = 2 \ln\left(\frac{1+\mu_0}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+\mu_0^2}{2}\right) - 2 \tan^{-1}(\mu_0) + \frac{\pi}{2} \quad (2.33)$$

$$\mu = \left(\frac{1-16z_{ref}}{L}\right)^{1/4} \quad (2.34)$$

$$\mu_0 = \left(\frac{1-16z_0}{L}\right)^{1/4} \quad (2.35)$$

สำหรับค่าความร้อนในการเผาผลาญอากาศ ( $H$ ) จะคำนวณดังสมการต่อไปนี้ (US.EPA, 1999)

$$H = \frac{(1.0 - C_p) R_n^*}{1 + \frac{1}{B_0}} \quad (2.36)$$



เมื่อกำหนดให้

$B_0$  คือ ค่าอัตราส่วน โบเวน

$R_n^*$  คือ รังสีสุทธิและค่าความร้อนจากกิจกรรมของมนุษย์

2) การคำนวณความคงตัวบรรยากาศแบบคงตัว

ค่า Monin-Obukhov Length จะทำการคำนวณโดยการประมาณค่าของความเร็วเสียดทานและค่าของ  $\theta$ . (Temperature Scale) โดยใช้การคำนวณจากค่าการปกคลุมของเมฆ, ความเร็วลม และอุณหภูมิ (US.EPA, 1999)

การคำนวณความเร็วเสียดทาน

$$u_* = C_D \frac{U}{2} (1 + (1 - (2 \frac{u_0}{CU})^2)) \quad (2.37)$$

เมื่อ

$$C_D = \frac{k}{\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_0}\right)} \quad (2.38)$$

และ

$$u_0 = \frac{\sqrt{\beta_m z_{ref} g \Theta}}{T} \quad (2.39)$$

เมื่อกำหนดให้

$\beta_m$  คือ Dimensionless Constant มีค่าเท่ากับ 4.7

$N$  คือ ค่าการปกคลุมเมฆ (ค่าอัตราส่วนสูงสุดเป็น 1)

และ

$$\Theta_* = 0.09(1 - 0.5N^2) \quad (2.40)$$

สำหรับค่าความร้อนในการเผาผลาญอากาศจะคำนวณดังสมการต่อไปนี้ (US.EPA, 1999)

$$H = -\rho C_p u_* \Theta_* \quad (2.41)$$

## 2.8 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

Sharan, Singh และ Yadav (1996) ทำการศึกษาภาวะลมสงบและการกระจายตัวของมลสาร พบว่าสภาพความเร็วลมต่ำมักเกิดขึ้นได้บ่อยในหลายส่วนของโลก โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเขตร้อน ซึ่งสภาพความเร็วลมต่ำ (ความเร็วลมน้อยกว่า 2 เมตรต่อวินาที) มักจะเกิดขึ้นพร้อมกับสภาพอินเวอร์ชัน (Inversion Condition) ซึ่งสภาพเหล่านี้จะเกิดประมาณ 30-45% ของเวลาทั้งหมดในพื้นที่นั้นๆ ซึ่งสภาพบรรยากาศเช่นนี้จะทำให้ความเข้มข้นของมลสารสูงและในบางครั้งสูงเกินกว่าค่ามาตรฐาน

Cirillo และ Poli (1992) ได้กล่าวไว้ว่าสภาพความเร็วลมต่ำ (Light Wind) จะเกิดขึ้นพร้อมกับสภาพบรรยากาศแบบคงตัว (Stable) ซึ่งส่งผลให้เกิดการกระจายตัวของมลสารได้ไม่ดีและอาจเกิดสภาพวิกฤต โดยปัจจัยเหล่านี้จะส่งผลให้เกิดการเจ็บป่วยหรือโรคที่มาจากมลสารในชั้นบรรยากาศได้ เช่นที่เกิดใน Po Valley ในภาคเหนือของประเทศอิตาลี ซึ่งสภาพบรรยากาศแบบคงตัวมักเกิดขึ้นบ่อยในช่วงฤดูหนาว จึงทำให้ระดับความเข้มข้นของมลสารในชั้นบรรยากาศสูงมากกว่ามาตรฐานที่ได้กำหนดเอาไว้โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเขตเมืองใหญ่

คณะกรรมการพลังงาน (2535) ทำการศึกษาปัญหาการปลดปล่อยควันพิษจากโรงไฟฟ้าแม่เมาะ พบว่าปัญหาหมอกภาวะอากาศที่เกิดขึ้นนั้นเกิดจากสภาวะวิกฤตด้านอากาศ เนื่องจากอากาศมีความกดอากาศสูงและเกิดอินเวอร์ชัน ทำให้พวยควันก๊าซจากปล่องควันไม่สามารถพุ่งกระจายออกจากพื้นที่ได้ ส่งผลให้เกิดความเข้มข้นในปริมาณสูงในบริเวณใกล้เคียงโรงไฟฟ้า ซึ่งการเกิดสภาพดังกล่าวจะเกิดในเฉพาะฤดูหนาวเท่านั้น

Zhang (2002) ได้ทำการศึกษาปฏิกิริยาโฟโตเคมีคัล (Photochemical Reaction) และความเข้มข้นของโอโซนในชั้นบรรยากาศในเขตกรุงเทพมหานครพบว่า ความเข้มข้นของโอโซนจากปี ค.ศ. 1991-2000 มีแนวโน้มที่เพิ่มสูงขึ้นและในการศึกษาความเข้มข้นของโอโซนและมลสารตั้งต้น (Precursor) ในการเกิดโอโซนกับสภาวะทางอุตุนิยมวิทยาจะมีความสัมพันธ์กัน โดยสถานการณ์ที่ทำให้เกิดความเข้มข้นของโอโซนรุนแรงที่สุดจะเป็นสภาวะในช่วงฤดูแล้ง (Dry Season) ที่มีลมประจำทิศตะวันออกเฉียงเหนือพัดผ่านและปะทะกับความกดอากาศสูงจึงทำให้ความสูงของชั้นความสูงผสมผสาน (Mixing Height) ลดลง ในทางตรงข้ามเมื่อสภาพอากาศเป็นช่วงฤดูฝน (Wet Season) สภาพอากาศส่วนใหญ่จะเป็นแบบไม่คงตัว (Unstable) เนื่องจากอิทธิพลของ Inter Convergence Zone (ITCZ) ส่งผลให้เกิดการยกระดับของชั้นความสูงผสมผสานและเพิ่มปัจจัยในการเจือจางมลสารในชั้นบรรยากาศ

Youhua (2002) ได้ทำการศึกษาปัจจัยที่ส่งผลต่อความถูกต้องในการคำนวณจากแบบจำลองทางด้านอุตุนิยมวิทยา โดยศึกษาการแบ่งความละเอียดของพื้นที่ต่อผลที่ได้จากการคำนวณจากแบบจำลอง RCTM (The Three-Dimensional Eulerian Regional Chemical Transport Model) โดยระบบ RCTM จะมีการใช้ข้อมูลการพยากรณ์สภาวะทางอุตุนิยมวิทยา และใช้ Non-

Hydrostatic Sigma Coordinate จากแบบจำลอง MMS ดังนั้นความถูกต้องที่ได้จากการคำนวณจึงขึ้นกับความถูกต้องที่ได้จากการพยากรณ์สถานะทางอุณหภูมิจาก MMS ด้วย ในการศึกษาจะทำการศึกษาในเขต Nashville ตอนกลางของรัฐ Tennessee โดยพื้นที่ที่ทำการศึกษามีขนาด  $1,800 \times 1,800$  ตารางกิโลเมตร มีการแบ่งความละเอียดของพื้นที่เป็น 3 ระดับ คือ 20, 4 และ 1.33 กิโลเมตร มลสารที่ทำการศึกษา ได้แก่  $O_3$ ,  $SO_2$ ,  $CO$ ,  $NO$ ,  $NO_2$  และ  $NO_x$  ซึ่งผลจากการคำนวณจะนำมาเปรียบเทียบกับผลที่ได้จากการตรวจวัดจากเครื่องบิน (Aircraft Observation) และผลที่ได้จากการตรวจวัดบนพื้นผิว (Surface Observation) จากการศึกษาพบว่า ความละเอียดในการแบ่งพื้นที่จะมีผลต่อความถูกต้องที่ได้จากการคำนวณจากแบบจำลอง โดยผลที่ได้จากการคำนวณที่มาจาก การแบ่งความละเอียดที่ 4 และ 1.33 กิโลเมตรนั้นจะให้ผลจากการคำนวณคล้ายกัน และมีความแตกต่างอย่างมีนัยสำคัญกับผลที่ได้จากการคำนวณจากความละเอียดที่ 20 กิโลเมตร จากการพยากรณ์ความเข้มข้นของ  $NO_x$  และ  $O_3$  จะพบว่าผลที่ได้จากการคำนวณที่ความละเอียด 20 กิโลเมตรจะพยากรณ์ความเข้มข้นของมลสารได้ต่ำกว่าค่าที่มาจากตรวจวัดโดยเครื่องบิน (Underestimate) สำหรับผลที่มาจากคำนวณที่ความละเอียด 4 และ 1.33 กิโลเมตร จะให้ความถูกต้องที่ดีกว่า เมื่อนำผลจากการพยากรณ์ด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์มาเปรียบเทียบกับผลที่ได้จากการตรวจวัดที่พื้นผิวจะพบว่า ผลจากการคำนวณที่ความละเอียดที่ 1.33 กิโลเมตร จะให้ความถูกต้องที่ดีที่สุด ดังนั้นจึงอาจกล่าวได้ว่าประสิทธิภาพของแบบจำลองและความถูกต้องของผลจากการคำนวณจะเป็นผลมาจากการแบ่งความละเอียดของพื้นที่ที่ทำการคำนวณ หากแบ่งพื้นที่ให้มีความละเอียดสูงจะทำให้ผลที่ได้จากการคำนวณมีความถูกต้องมากยิ่งขึ้น

Martilli et. al (2003) ได้ทำการเปรียบเทียบผลการคำนวณจากแบบจำลอง Mesoscale Model ที่มีการเพิ่มข้อมูลลักษณะความขรุขระของพื้นผิว (Surface Roughness) และชนิดของดิน (Soil Characteristic) กับผลการคำนวณจากแบบจำลองที่ไม่ได้เพิ่มข้อมูลดังกล่าวพบว่า ผลจากการคำนวณด้วยแบบจำลองที่มีการปรับเพิ่มข้อมูลจะให้ผลจากการคำนวณอุณหภูมิพื้นผิว, ความเร็วลม และค่าความปั่นป่วนของพลังงานจลน์ (Turbulent Kinetic Energy, TKE) ได้ใกล้เคียงกับค่าตรวจวัดมากกว่าผลการคำนวณจากแบบจำลองที่ไม่มีการเพิ่มข้อมูล

Zolghadri et. al. (2004) ได้ทำการปรับปรุงการจัดทำระบบเตือนภัยล่วงหน้าทางคุณภาพอากาศของเมือง Bordeaux ในประเทศฝรั่งเศส โดยศึกษาความเข้มข้นของโอโซนในชั้นบรรยากาศเป็นสำคัญ ในการจัดทำระบบเตือนภัยล่วงหน้า นั้น ข้อมูลอุณหภูมิจากอุตุนิยมวิทยาจะถูกนำมาใช้ในการคำนวณหาความเข้มข้นสูงสุดของโอโซนในวัดถัดไปได้ ซึ่งข้อมูลที่ได้จากระบบเตือนภัยล่วงหน้า จะถูกนำมาใช้ในการประเมินผลกระทบที่จะเกิดขึ้นต่อสุขภาพของประชาชนและต่อสภาพแวดล้อมทั่วไปอีกด้วย

Savas (1997) ได้กล่าวไว้ว่า ระบบเตือนภัยล่วงหน้าเป็นระบบการจัดการขั้นแรกที่มีความสำคัญและมีความจำเป็นอย่างยิ่ง เนื่องจากระบบจะทำการพยากรณ์คุณภาพอากาศในอนาคต

เพื่อพิจารณาว่าช่วงเวลาใดที่ความเข้มข้นของมลสารในชั้นบรรยากาศจะมีความเข้มข้นสูงจนเป็นอันตรายต่อสุขภาพของมนุษย์ ซึ่งหากทราบช่วงเวลาและความเข้มข้นของมลสารที่จะเกิดได้แล้ว ก็จะสามารถทำการป้องกันปัญหาที่จะเกิดขึ้นมาได้ โดยระบบเตือนภัยล่วงหน้าจำเป็นต้องใช้ข้อมูลจากการพยากรณ์ 2 ส่วน คือ การพยากรณ์สภาวะทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Prediction) และการพยากรณ์คุณภาพอากาศ (Air Quality Prediction) ดังนั้นในการพัฒนาระบบเตือนภัยล่วงหน้าจึงควรพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ใช้ในการพยากรณ์สภาวะทางอุตุนิยมวิทยาและคุณภาพอากาศควบคู่กัน เพื่อให้เกิดความถูกต้องในการพยากรณ์สูงสุด เนื่องจากความถูกต้องของระบบเตือนภัยล่วงหน้าขึ้นกับความถูกต้องของข้อมูลที่มาจากการพยากรณ์ทั้ง 2 ส่วนนี้ และเมื่อผลที่ได้จากการพยากรณ์เพื่อใช้ในระบบการเตือนภัยล่วงหน้ามีความผิดพลาดจนไม่เป็นที่ยอมรับ ในการแก้ปัญหาและการปรับปรุงควรเริ่มโดยการปรับปรุงจากการพยากรณ์สภาวะทางอุตุนิยมวิทยาเป็นอันดับแรก ถ้าหากสามารถพยากรณ์สภาวะทางอุตุนิยมวิทยาของพื้นที่นั้น ได้ถูกต้องแล้วก็จะสามารถพยากรณ์ความเข้มข้นของมลสารและช่วงเวลาที่เกิดความเข้มข้นเกินค่ามาตรฐาน ได้ถูกต้องมากขึ้นด้วย

เกศวรา สิริทธิโชค (2547) ทำการศึกษาความขรุขระพื้นผิวที่มีต่อลักษณะการคงตัวของบรรยากาศในเขตกรุงเทพมหานคร ได้ทำการคำนวณค่าความขรุขระพื้นผิวด้วยวิธีต่างๆ เปรียบเทียบกับการคำนวณความขรุขระพื้นผิวจากการตรวจวัดความเร็วลม 2 ระดับพบว่า การคำนวณค่าความขรุขระพื้นผิวที่ได้จากลักษณะสิ่งกีดขวางของ Counihan มีค่าใกล้เคียงกับผลที่ได้จากการตรวจวัดมากที่สุดและได้เสนอให้ใช้วิธีการคำนวณความขรุขระพื้นที่ด้วยวิธีของ Counihan เมื่อพื้นที่ที่ทำการศึกษามีการตรวจวัดองค์ประกอบของลมหรือความเร็วลม 2 ระดับ

Civerolo et. al (2000) ศึกษาการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินต่อการพยากรณ์คุณภาพอากาศด้วยแบบจำลอง MM5 ในพื้นที่บริเวณตอนเหนือของเวอจิเนียถึงเมสซาชูเซตซึ่งมีลักษณะพื้นที่เริ่มต้นที่ได้จากการประเมินด้วยแบบจำลอง ดังนี้ 33.1 % ของพื้นที่ศึกษาเป็นพื้นน้ำ ส่วนที่เหลือเป็นพื้นดิน โดยมีพื้นที่เป็นเขตเมือง 1% และเป็นป่าผลัดใบ 29.3 % สำหรับการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินได้เพิ่มพื้นที่ป่าผลัดใบอีก 40% จากที่เคยเป็นเขตเมือง สำหรับสภาวะทางอุตุนิยมวิทยาที่ทำการศึกษาเปรียบเทียบ ได้แก่ อุณหภูมิ และความเร็วลมที่ระดับพื้นผิว ซึ่งผลที่ได้จากการศึกษาพบว่าเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินในแบบจำลองจะทำให้ผลการพยากรณ์สภาวะทางอุตุนิยมวิทยาเปลี่ยนแปลงไปด้วย นั่นคือ เมื่อเพิ่มพื้นที่ป่าผลัดใบในพื้นที่ที่ทำการศึกษาจะทำให้อุณหภูมิและความเร็วลมในพื้นที่ลดลง ซึ่งผลที่ได้สามารถนำมาประยุกต์ใช้ในการวางแผน การวางผังเมือง หรือการหาสัดส่วนพื้นที่สีเขียวในเขตเมืองในอนาคตได้