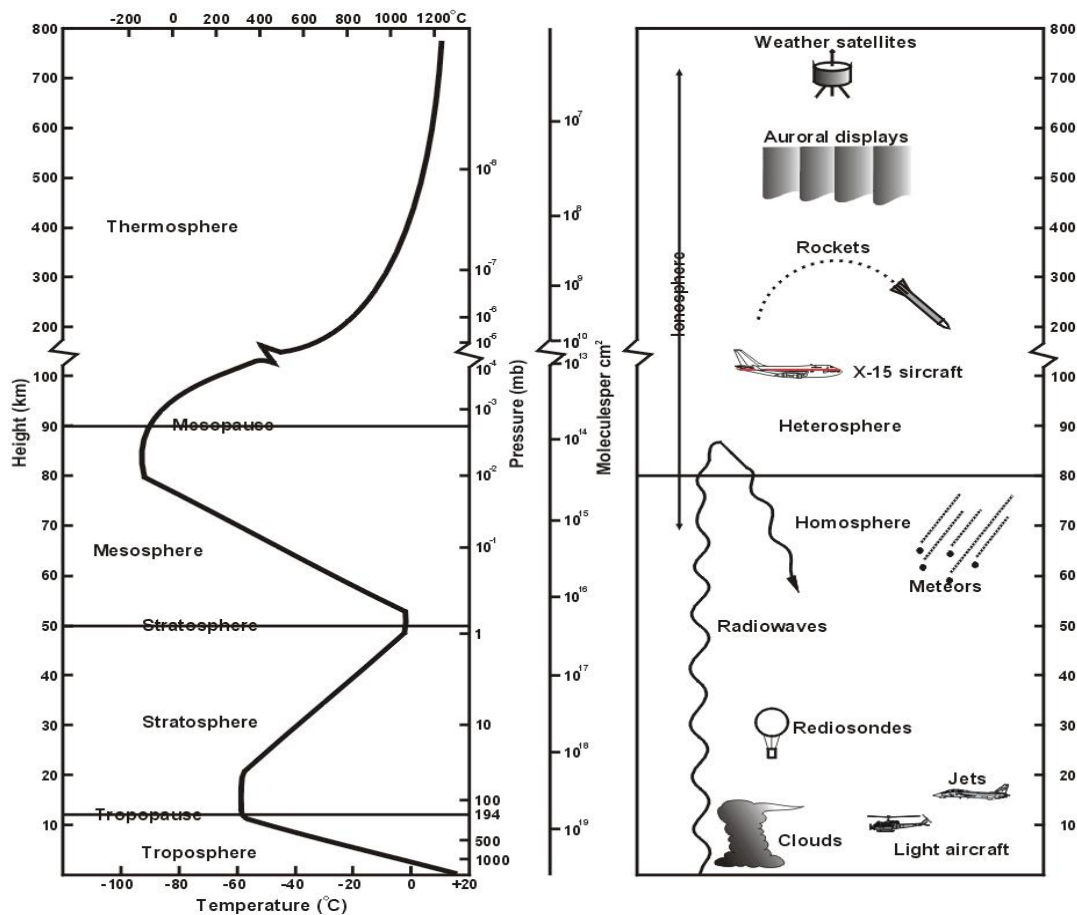


บทที่ 1

บรรยากาศของโลก (The Earth's Atmosphere)

บรรยากาศที่ห่อหุ้มโลกเรานี้ เปรียบเสมือนเครื่องจักรกลที่ทำงานโดยใช้ความร้อนจำนวนมาก มีการถ่ายเทความร้อนจากเขตร้อนไปยังเขตขั้วโลกตลอดเวลาบรรยากาศของโลกเป็นแก๊สที่ห่อหุ้มปกคลุมพื้นผิวโลก และแผ่สูงขึ้นไปประมาณ 1,000 กม.เหนือระดับน้ำทะเล บรรยากาศในชั้นบนๆ จะมีการรวมกันระหว่าง แก๊สกับแก๊ส และผงฝุ่นที่เจือปนอยู่ระหว่างดาวต่างๆ ดังนั้นจึงไม่มีขอบเขตที่แน่นอนระหว่างบรรยากาศของโลกกับอวกาศ ปรากฏการณ์ทางธรรมชาติที่เกิดขึ้นในบรรยากาศมีมากมาย และเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลาในระดับต่างๆ ก็มีการเกิดลม การก่อตัวและการสลายตัวของเมฆ การเกิดฝน ลูกเห็บ และหิมะ การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิทำให้อากาศร้อน และอากาศเย็น ปรากฏการณ์เหล่านี้รวมเรียกว่า สภาพอากาศ (Weather) ในระดับสูงๆขึ้นไปจะเห็นเป็นปรากฏการณ์ต่างๆ เช่นการเกิดแสงเหนือ (Aurora) ดาวตก (Meteors) สัญญาณวิทยุที่เกิดจากการสะท้อนหรือหักเหโดยบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) อนุภาคต่างๆในบรรยากาศทำให้เห็นปรากฏการณ์ต่างๆ เช่น การเกิดรุ้ง การเกิดพระอาทิตย์ทรงกลด การเห็นสีของท้องฟ้า และการเปลี่ยนแปลงทัศนวิสัยของภูมิภาคหนึ่งๆ ก็เกิดขึ้นเนื่องจากหมอก การศึกษาถึงปรากฏการณ์เหล่านี้จึงเป็นที่มาของวิชาอุตุนิยมวิทยา ซึ่งมีความเกี่ยวข้องกับชีวิตประจำวัน และกิจการบินเสมอมา (ดังแสดงไว้ในรูปที่ 1)



รูปที่ 1

1. โครงสร้างบรรยากาศ (The structure of the atmosphere)

ดังได้กล่าวในบทนำไว้ว่า บรรยากาศแผ่สูงจากพื้นผิวโลกขึ้นไปประมาณ 1,000 กม. เหนือระดับน้ำทะเล แต่ไม่ได้เน้นถึงปริมาณของแก๊สที่มีจำนวนน้อยมาก ณ ความสูงนั้นความอัดตัวของอากาศ (Air compresses) และผลของแรงโน้มถ่วงในบรรยากาศนั้นมีมากบริเวณใกล้กับพื้นผิวโลก ทั้งค่าความหนาแน่น และความกดอากาศ จึงมีอยู่มากในชั้นบรรยากาศระดับต่ำๆ ประมาณ 2-3 กม. ในขณะที่ยิ่งสูงขึ้นไปค่าทั้งสองนี้จะยิ่งลดน้อยลงไปเรื่อยๆ

ผลจากค่าความอัด (Compression) นี้ทำให้ประมาณครึ่งหนึ่งของมวลของบรรยากาศอยู่ที่ความสูง 5.6 กม. (ประมาณ 18,000 ฟุต) และมากกว่า 99% อยู่ภายในความสูง 40 กม. และที่ระดับสูง 100 กม. อากาศยิ่งเบาบาง กล่าวได้ว่าเกือบจะเป็นสุญญากาศในระดับสูงๆ ขึ้นไปประมาณ 700 กม. อุปกรณ์ที่ใช้ในการตรวจสอบสภาพอากาศ ดาวเทียมตรวจอากาศ (Weather satellite) หรือที่เรียกว่า Weather watchers in space ซึ่งค่อนข้างจะเป็นอิสระจากแรงดึงดูดของบรรยากาศ

ในวิชาอุตุนิยมวิทยานั้นวัดค่าความกดเป็น มิลลิบาร์ (millibar : mb) ในปัจจุบันเปลี่ยนเป็น เฮกโตปาสกาล (hPa) ความกดมาตรฐาน ณ ระดับน้ำทะเลปานกลางมีค่าเท่ากับ 1013.2 mb ความกดนี้เกิดจากน้ำหนักของบรรยากาศที่อยู่ข้างบนนั่นเอง และความกดนี้เองที่ใช้ดันลำปรอทที่มีความสูง 760 มม. ได้ สำหรับค่าความกดโดยทั่วไป ณ ความสูงที่กำหนดในบรรยากาศนั้น ในขณะที่ความกดและความหนาแน่นของบรรยากาศลดลงอย่างรวดเร็วตามความสูงที่เพิ่มขึ้น โครงสร้างของอุณหภูมิในแนวตั้งของบรรยากาศเป็นสิ่งที่ไม่ง่ายในการศึกษานัก ในปลายศตวรรษที่ 19 นั้น ดูเหมือนว่าจะมีเหตุผลที่ทำให้เชื่อว่า การลดลงของอุณหภูมิตามความสูงนั้นควรจะควบคู่ไปกับการลดลงของความกด ณ ขอบนอกสุดของบรรยากาศ (Outer limit of the atmosphere) และก่อนที่จะถึงปลายปีของศตวรรษที่ 19 นั้น ได้มีนักอุตุนิยมวิทยาผู้บุกเบิกชาวฝรั่งเศสชื่อ TEISSERENC DE BORT ได้ค้นพบสิ่งมหัศจรรย์ยิ่งสิ่งหนึ่งในประวัติศาสตร์ คือ เขาพบว่าอุณหภูมิของอากาศนั้นไม่ได้ลดลงอย่างต่อเนื่องตามความสูงที่เพิ่มขึ้นไปจนถึงส่วนปลายสุดของบรรยากาศดังที่เคยเชื่อกันในยุคก่อนๆ ซึ่งข้อมูลนี้ได้จากการสำรวจโครงสร้างบรรยากาศของเขาโดยใช้บอลลูนตรวจอากาศที่ติดตั้งเทอร์โมมิเตอร์แบบจดบันทึกขึ้นไปด้วย 8 มิถุนายน ค.ศ.1898 เขาได้รับผลการตรวจวัดอุณหภูมิเป็นครั้งแรกว่าค่าอุณหภูมินั้นจะลดลงตามความสูงเพียงระยะ 11.8 กม. เท่านั้นหลังจากที่ส่งบอลลูนขึ้นไปถึง 13 กม. ซึ่งข้อมูลที่ได้ในครั้งนี้เป็นข้อมูลที่ผิดพลาดตามแนวความคิดของ DE BORT แล้ว ณ ระดับ 13 กม. อุณหภูมิของอากาศควรจะลดลงอยู่ ความผิดพลาดครั้งนี้พอสรุปได้ว่าเกิดจากเครื่องมือที่ใช้ตรวจวัดนั่นเอง อย่างไรก็ตาม DE BORT ก็ยังคงทำงานของเขาต่อไป และในปี ค.ศ.1902

เขาพบว่าอุณหภูมิของอากาศนั้น ลดลงตามส่วนสูงไปจนถึงระดับความสูง 14 กม. ทั้งนี้โดยส่งบอลลูนตรวจอากาศขึ้นไป 206 เครื่องและ 74 เครื่อง ตรวจวัดได้ที่ 14 กม. จากข้อมูลนี้เป็นที่ยืนยันได้ว่าอุณหภูมิลดลงตามความสูงจริงถึงระดับ 14 กม. ซึ่งอยู่เหนือระดับ 11.8 กม. ในการสำรวจครั้งแรกๆ ดังนั้นจึงคาดว่าเหนือระดับ 14 กม. ขึ้นไปอุณหภูมิอาจจะเพิ่มตามความสูงก็ได้ และจากการสำรวจของ DE BORT ก็พิสูจน์ได้ว่าเป็นเช่นนั้นจริง ดังนั้นเขาจึงได้ตั้งชื่อชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิเพิ่มตามความสูงนี้ว่า สตราโทสเฟียร์(Stratosphere) ในปี ค.ศ.1908 (การสำรวจดังกล่าวได้กระทำในละติจูดกลางขึ้นไป)

ในปัจจุบันชั้นบรรยากาศหลักๆ ในระดับต่ำๆ นั้นถูกแบ่งเป็น 2 ชั้นคือ ชั้นที่ต่ำที่สุดเรียกว่าโทรโปสเฟียร์ (Troposphere) โดยเฉลี่ยแล้วอุณหภูมิจะลดลงตามความสูง และชั้นเหนือขึ้นไปเรียกว่า ชั้นสตราโทสเฟียร์

(Stratosphere) ซึ่งอุณหภูมิไม่ได้ลดลงตามความสูง สำหรับรายละเอียดของข้อมูลที่เกี่ยวข้องกับโครงสร้างของบรรยากาศชั้นบนนั้นตรวจวัดได้จากบอลลูน และจรวดตรวจอากาศ (Rocketsonde) ที่ส่งขึ้นไป และในปัจจุบันเราสามารถรับข้อมูลได้จากดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแล้วซึ่งข้อมูลต่างๆ ที่ได้รับมานั้นแสดงไว้ในรูปที่ 2

2. ส่วนประกอบของบรรยากาศ

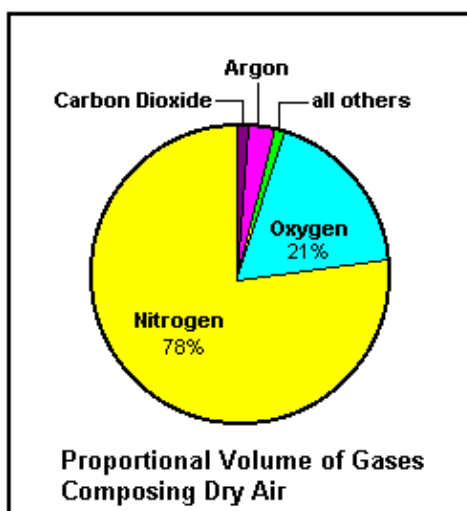
บรรยากาศ หมายถึง อากาศที่ปกคลุมและห่อหุ้มพื้นผิวของโลกทั้งหมด

อากาศ หมายถึง อากาศที่ปกคลุมบริเวณพื้นที่ที่เล็กกว่า

2.1 บรรยากาศประกอบด้วยแก๊สนานาชนิด ตามตารางข้างล่าง

		% by volume	% by mass
Nitrogen	N ₂	78.09	75.51
Oxygen	O ₂	20.95	23.15
Argon	Ar	0.93	1.23
Carbon dioxide	CO ₂	0.03	0.05
Plus traces of hydrogen, neon helium, krypton, xenon, O ₃ one, methane and radon			

2.2 บรรยากาศประกอบด้วยปัจจัยหลัก 3 อย่างคือ



2.2.1 แก๊สที่มีส่วนผสมคงที่ (Permanent or Fixed amount of gases) หรือที่เรียกว่าอากาศแห้ง, อากาศบริสุทธิ์ (Dry air, Pure air) นั้นเอง ซึ่งประกอบด้วย ไนโตรเจน 78% ออกซิเจน 21% และแก๊สเฉื่อย 1% เช่น Argon, Helium, krypton, Xenon, Radon, Thoron, Actinon, Neon.

2.2.2 แก๊สที่มีส่วนผสมไม่คงที่ (Variable gases) ที่มีความสำคัญในทางอุตุนิยมวิทยาได้แก่ ไอน้ำ (Water vapour) คาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) และโอโซน (O_3)

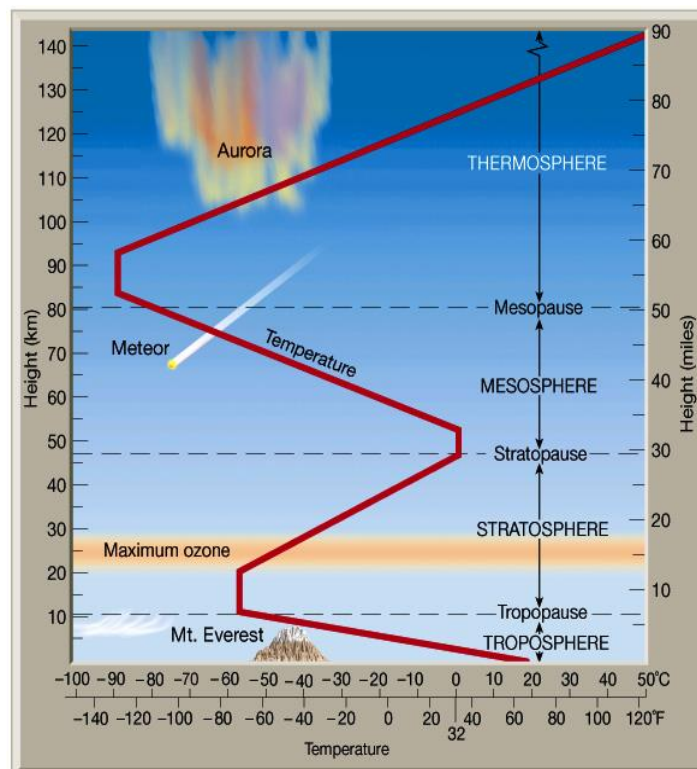
ปริมาณของแก๊สแต่ละชนิดจะแปรเปลี่ยนไปตามสถานที่และเวลา ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับค่าตัวแปร ทั้งทางธรรมชาติ และการกระทำของมนุษย์ (Human activities) เช่น การตัดไม้ทำลายป่าเป็นผลทำให้เกิด น้ำท่วมฉับพลัน (Flash flood) ปริมาณการเพิ่มขึ้นของแก๊สคาร์บอนไดออกไซด์ เป็นผลทำให้ค่าอุณหภูมิเฉลี่ยของโลกเพิ่มขึ้น

ไอน้ำนั้นเป็นตัวการสำคัญอันหนึ่งที่ทำให้เกิดสภาพอากาศ และทำให้บรรยากาศของโลกมีสถานะไม่แห้งจริง ปริมาณไอน้ำนั้นกล่าวกันว่ามียากในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ ณ ระดับ 10 กม. แรกที่ขั้วโลก และ ณ ระดับ 16 กม. แรกที่ศูนย์สูตร

2.2.3 สิ่งเจือปน (Impurities or Non-Gaseous) เป็นส่วนประกอบที่อยู่ในรูปของ ของแข็ง (Solid) ในรูปแบบของอนุภาคต่างๆ หลายชนิดปะปนกันอยู่ ที่สำคัญได้แก่ อนุภาคของผงฝุ่น (Dust particles), อนุภาคของผงเกลือ (Salt particles) ซึ่งเกิดจากการระเหยของน้ำทะเล, ควีน (Smoke) และ/หรือเถ้าถ่านจากการระเบิดของภูเขาไฟ (Volcanic ash) อนุภาคเหล่านี้จะเป็นแกนกลางในการกลั่นตัว (Condensation nuclei) ของปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา เช่น หมอก หมอกแดด และน้ำฟ้าอื่นๆ

3. การแบ่งชั้นบรรยากาศ

บรรยากาศของโลกได้ถูกจัดแบ่งเป็นชั้นต่างๆ ตามโครงสร้างการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิในแนวตั้งดังนี้ (ดังแสดงไว้ในรูปที่ 2)



รูปที่ 2

3.1 ชั้นโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) มีความสูงจากพื้นดินขึ้นไปประมาณ 15-16 กม. ที่ศูนย์สูตร และประมาณ 8-10 กม. ที่ขั้วโลก ในบรรยากาศชั้นนี้มีอากาศหนาแน่น และไอน้ำมาก อุณหภูมิลดลงตามความสูงด้วยอัตราประมาณ 6°C ต่อ 1 กม. หรือ 2°C ต่อ 1,000 ฟุต ยิ่งสูงขึ้นไปอุณหภูมิก็ยิ่งลดลง บางครั้งลดลงถึง -80°C , คำว่าโทรโพส (Tropos) ในภาษากรีก แปลว่าหมุน หรือผสม (Turn or Mix) ซึ่งหมายความว่า ในบรรยากาศชั้นนี้มีการหมุนเวียนผสมคลุกเคล้ากันมาก มีกระแสอากาศเคลื่อนที่ทั้งในทางระดับ และทางตั้ง ทำให้เกิดสภาพลมฟ้าอากาศต่างๆ เช่น มีเมฆ หมอก ฝน และลมแรง หรือพายุ เป็นบรรยากาศชั้นที่มีความสำคัญทางอุตุนิยมวิทยา

3.2 ชั้นสตราโทสเฟียร์ (Stratosphere) คำว่า Stratos ในภาษากรีก แปลว่า Stratify หรือ Smoothing out หมายความว่า เป็นขอบเขตของบรรยากาศที่สงบเงียบ หรือเขตที่มีกระแสลมพัดในทางระดับทางเดียวไม่มีกระแสอากาศไหลในทางตั้ง ดังนั้นจึงเป็นเขตที่ไม่มีพายุ ไม่มีเมฆ แต่มีลมพัดแรง ความสูงของบรรยากาศชั้นนี้ประมาณ 48-50 กม.จากพื้นผิวโลกเป็นชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิกว่าที่ระดับ 10 กม. แรกต่อจากนั้นขึ้นไป อุณหภูมิของอากาศจะสูงขึ้นเรื่อยๆ อย่างสม่ำเสมอ ซึ่งมีค่าอยู่ระหว่าง -80°C ถึง 0°C และ ณ ระดับสูง 50 กม.เหนือพื้นโลก ซึ่งเป็นเขตสูงสุดของบรรยากาศชั้นนี้ อุณหภูมิของอากาศจะสูงเกือบเท่าๆ กับอุณหภูมิที่พื้นโลกเขตติดต่อกันระหว่าง โทรโพสเฟียร์ กับสตราโทสเฟียร์ เรียกว่า โทรโปพอส (Tropopause) ซึ่งปรากฏอยู่ในระดับสูงประมาณ 17-18 กม. ที่ศูนย์สูตร และประมาณ 11-12 กม. ที่ขั้วโลก เป็นชั้นที่เกิด กระแสลมเจ็ต (Jet stream) เป็นชั้นที่มีอุณหภูมิเท่าซึ่งเรียกว่า Isothermal layer นั่นก็คือ อุณหภูมิคงที่ตามความสูงนั่นเอง

นอกจากนี้แล้วบรรยากาศชั้นสตราโทสเฟียร์ ยังเป็นเขตของบรรยากาศที่มีแก๊สโอโซน (O_3) สะสมอยู่หนาแน่นอีกด้วย ณ ระดับความสูงประมาณ 25-30 กม. โอโซนในบรรยากาศชั้นนี้จะทำหน้าที่กรองรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ส่วนใหญ่ไว้ รังสีนี้ถ้าได้รับเป็นจำนวนมากๆ จะก่อให้เกิดอันตรายต่อชีวิตมนุษย์และสัตว์ได้ ดังนั้นโอโซนจึงเปรียบเสมือนแนวป้องกันอันตรายจากรังสีของดวงอาทิตย์ที่เป็นอันตรายต่อสิ่งมีชีวิตบนพื้นโลก และผลจากการที่โอโซนดูดซับรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ไว้เองทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศชั้นนี้เพิ่มขึ้นถึง 76°C (170°F) เขตของบรรยากาศที่มีโอโซนหนาแน่นนี้ บางครั้งเรียกว่า Ozonosphere

3.3 ชั้นเมโสสเฟียร์ (Mesosphere) คำว่า Meso เป็นภาษากรีก แปลว่า Middle ความสูงของบรรยากาศชั้นนี้ประมาณ 80 กม. เหนือพื้นโลก อุณหภูมิของอากาศในชั้นนี้จะลดลงอย่างรวดเร็วตามความสูง มีค่าต่ำสุดถึง -120°C ซึ่งเย็นกว่าอุณหภูมิต่ำสุดของชั้นโทรโพสเฟียร์เสียอีกเขตติดต่อกันระหว่างชั้นเมโสสเฟียร์ กับสตราโทสเฟียร์ เรียกว่าสตราโทพอส (Stratopause) อยู่ที่ระดับสูงประมาณ 50-60 กม. บรรยากาศชั้นนี้มีผลทางอุตุนิยมวิทยาน้อย

3.4 ชั้นเทอร์โมสเฟียร์ (Thermosphere) หรือชั้น เฮเทอโรสเฟียร์ (Heterosphere, Hetero = แตกต่าง) เป็นบรรยากาศชั้นที่มีความแตกต่างกันในด้านคุณสมบัติทางเคมี ประกอบด้วย แก๊สไนโตรเจน ออกซิเจน ฮีเลียม (มากที่สุด) และไฮโดรเจน ความสูงของบรรยากาศชั้นนี้ประมาณ 500 กม. อุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วตามความสูงโดยมีค่าประมาณ $+500^{\circ}\text{C}$ และบางครั้งอุณหภูมิเพิ่มขึ้นถึง $+2000^{\circ}\text{C}$

ส่วนบรรยากาศตั้งแต่ชั้น Troposphere ถึง Mesosphere เมื่อแบ่งตามคุณสมบัติทางเคมีรวมเรียกว่า ชั้นโฮโมสเฟียร์ (Homosphere) เป็นชั้นบรรยากาศที่มีส่วนผสมของแก๊ส ไนโตรเจน ออกซิเจน และแก๊สเฉื่อยในอัตราส่วนผสมที่คงที่

นอกจากนี้แล้วในบรรยากาศชั้นนี้ยังมีชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) ซึ่งเป็นชั้นบรรยากาศที่บางมาก และเป็นชั้นบรรยากาศที่เป็นสื่อไฟฟ้า แบ่งตามคุณสมบัติของการสะท้อนคลื่นวิทยุได้ดังนี้

- ชั้นอากาศ D (D Layer) เป็นชั้นบรรยากาศที่สะท้อนคลื่นวิทยุช่วงคลื่นยาว ($10^3 - 10^5$ Metres) กลับมายังพื้นโลกมีระดับความสูงประมาณ 64-97 กม. หรือ 40-60 ไมล์ เหนือพื้นโลก

- ชั้นอากาศ E (E Layer) เป็นชั้นบรรยากาศที่สะท้อนคลื่นวิทยุช่วงคลื่นกลาง ($10^2 - 10^3$ Metres) มีระดับสูงประมาณ 110 กม. หรือ 70-90 ไมล์ เหนือพื้นโลก

- ชั้นอากาศ F (F Layer) เป็นชั้นบรรยากาศที่สะท้อนคลื่นวิทยุช่วงคลื่นสั้น ($0.5 - 10^2$ Metres) ในชั้นนี้แบ่งได้เป็น 2 ระดับคือ F_1 สูงประมาณ 150-240 กม. หรือ 90-150 ไมล์ และ F_2 สูงประมาณ 300 กม. หรือ 190 ไมล์

บรรยากาศที่อยู่เหนือชั้นเทอร์โมสเฟียร์ขึ้นไป เรียกว่า ชั้นเอกโซสเฟียร์ (Exosphere) มีความสูงตั้งแต่ 500 กม. ขึ้นไปถึงส่วนบนสุดของบรรยากาศซึ่งมีขอบเขตที่ไม่แน่นอน ส่วนใหญ่ประกอบด้วยแก๊ส นานาชนิด เป็นชั้นที่ไม่มีผลทางอุตุนิยมวิทยา

4. ประโยชน์ของบรรยากาศ

บรรยากาศทำหน้าที่เป็นประโยชน์ที่สำคัญดังต่อไปนี้

4.1 มีส่วนผสมของแก๊สออกซิเจน และไนโตรเจน ที่พอดีพอเหมาะที่ทำให้สิ่งมีชีวิต และพืชดำรงชีวิตอยู่ได้บนพื้นโลก

4.2 ในบรรยากาศสูงประมาณ 25-30 กม. เหนือพื้นโลกมีแก๊สโอโซนอยู่มากซึ่งทำหน้าที่กรองรังสีจากดวงอาทิตย์ ในแถบคลื่นรังสีอัลตราไวโอเล็ต (Solar ultra-violet radiation) ไว้เป็นส่วนมากไม่ให้ผ่านลงถึงพื้นโลกซึ่งถ้าร่างกายมนุษย์รับรังสีชนิดนี้ไว้เป็นจำนวนมากแล้ว อาจเป็นอันตรายถึงชีวิตได้ เช่น อาจทำให้เป็นมะเร็งผิวหนัง (Skin cancer) ได้

4.3 บรรยากาศทำหน้าที่คล้ายเรือนกระจก (Green house) โดยเก็บกักความร้อนไว้ในเวลากลางวัน บรรยากาศจะรับรังสีจากดวงอาทิตย์ไว้บางส่วนแล้วค่อยๆ แผ่รังสีความร้อนออกทำให้พื้นดิน และบรรยากาศร้อนขึ้นอย่างช้าๆ ในเวลากลางคืนก็เก็บกักความร้อนอันเนื่องจากการแผ่รังสีออกของโลก โดยไม่ปล่อยให้พื้นดินแผ่รังสีออกไปมาก และรวดเร็ว ถ้าปราศจากบรรยากาศที่ห่อหุ้มโลก อุณหภูมิบนพื้นโลกจะสูงถึง 110°C ในเวลากลางวัน และจะเย็นลงมากถึง -180°C ในเวลากลางคืน ซึ่งสิ่งมีชีวิตไม่อาจดำรงอยู่ได้

4.4 บรรยากาศทำหน้าที่เสมือนเกราะป้องกันไม่ให้สะเก็ดดาวหรือ อุกาบาต (Meteors) วิ่งเข้ามาชนโลก ทั้งนี้เนื่องจากอุกาบาตจะเสียดสีกับบรรยากาศทำให้เกิดความร้อนสูง และลุกเป็นไฟไหม้ไปหมดก่อนจะถึงพื้นโลกเป็นส่วนใหญ่ ซึ่งเราจะมองเห็นในเวลากลางคืน ที่เรียกว่าไฟพุ่งได้ (Shooting star) จะเห็นได้ว่าผิวดวงจันทร์ที่ไม่มีบรรยากาศห่อหุ้มนั้น เป็นหลุมเป็นบ่อใหญ่เต็มไปหมด ทั้งนี้เนื่องจากมีอุกาบาตไปตกบนดวงจันทร์เป็นจำนวนมาก

4.5 บรรยากาศทำหน้าที่เป็นสื่อทำให้เกิดเป็นคลื่นของเสียงที่เราได้ยิน ถ้าปราศจากบรรยากาศแล้วจะไม่มีเสียง นอกจากนั้นจะไม่มีไฟ เพราะไฟจะเกิดขึ้นได้ก็ต้องมีออกซิเจน และจะไม่มีลม ไม่มีเมฆ ไม่มีฝน ไม่มีสิ่งมีชีวิต และพืชพันธุ์

5. โลกและดวงอาทิตย์

5.1 ความสัมพันธ์ระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ กล่าวคือ ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งพลังงานที่ใหญ่ที่สุด โลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ เป็นผลทำให้เกิดปรากฏการณ์ และสภาพอากาศชนิดต่างๆ ขึ้นโดยความสัมพันธ์ซึ่งกันและกันระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์นี้เอง และเนื่องจากโลกถูกห่อหุ้มไว้ด้วยบรรยากาศมีการเคลื่อนที่อยู่ตลอดเวลา ดังนั้นการถ่ายเทพลังงานจึงเกิดขึ้นตลอดเวลา

ในทางตรงกันข้าม ถ้าโลกหยุดนิ่งไม่มีการเคลื่อนที่ จะเป็นผลทำให้บริเวณที่โลกได้รับรังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ก็จะร้อนอยู่ตลอดเวลา และบริเวณที่โลกไม่ได้รับความร้อนก็จะเย็นอยู่ตลอดเวลา จนสิ่งมีชีวิตทั้งหลายไม่อาจดำรงอยู่ได้ ในทำนองเดียวกันกับถ้าโลกไม่มีบรรยากาศห่อหุ้มไว้ ก็จะทำให้เกิดปรากฏการณ์เช่นเดียวกับกรณีที่โลกไม่มีการเคลื่อนที่นั่นเอง คือจะไม่มีสภาพอากาศเกิดขึ้น ไม่มีวิชาอุตุนิยมวิทยาให้เรา ได้ศึกษาอย่างแน่นอน

5.2 โครงสร้างของโลก

โลกมีลักษณะคล้ายทรงกลม (Sphere) มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 8,000 ไมล์ อยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ประมาณ 93,000,000 ไมล์ มีการโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นรูปวงรี (Ellipse) รัศมีของโลกที่ขั้วโลกมีความยาว 6,356.91 กม. และที่ศูนย์สูตรมีความยาว 6,378.39 กม. ซึ่งมีค่าแตกต่างกันประมาณ 21 กม. ความแตกต่างนี้เป็นผลมาจากแรงหนีศูนย์กลางซึ่งเกิดจากการหมุนของโลกนั่นเอง

6. การเคลื่อนที่ของโลก

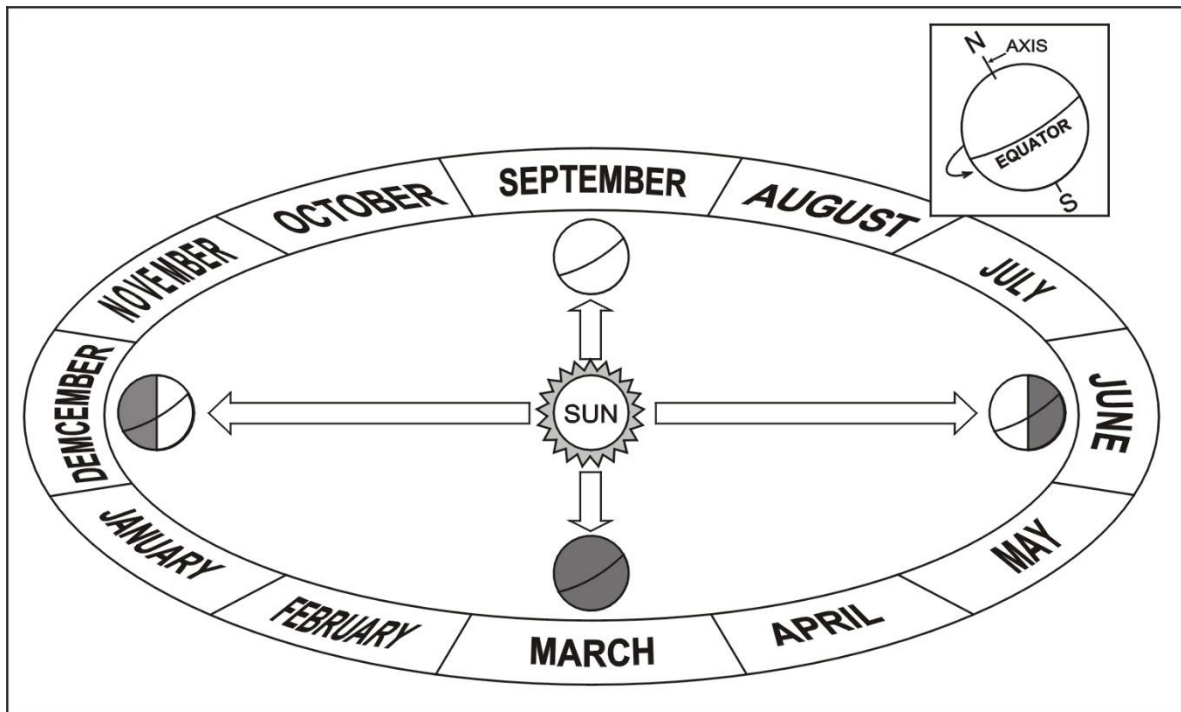
ที่มีผลทางอุตุนิยมวิทยาแบ่งได้ดังนี้

6.1 การหมุนของโลกรอบแกนตัวเอง (Rotation) มีทิศทางการหมุนจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก (หมุนทวนเข็มนาฬิกา) การหมุนในลักษณะนี้จะเสร็จสิ้นสมบูรณ์ใช้เวลา 24 ชั่วโมง ในแต่ละชั่วโมงจะหมุนไปได้ 15° เมื่อหมุนครบ 360° ก็จะใช้เวลา 24 ชั่วโมงพอดีการหมุนเช่นนี้เป็นผลทำให้เกิดเวลากลางวัน และกลางคืน สำหรับผลทางอุตุนิยมวิทยาได้แก่ ทำให้เกิดลมบก ลมทะเล (Land-Sea breeze) อีกทั้งยังเป็นสาเหตุทำให้เกิดการไหลของลมที่ผิวพื้นด้วย (รายละเอียดในบทที่ 5)

6.2 การหมุนของโลกรอบดวงอาทิตย์ (Revolution)

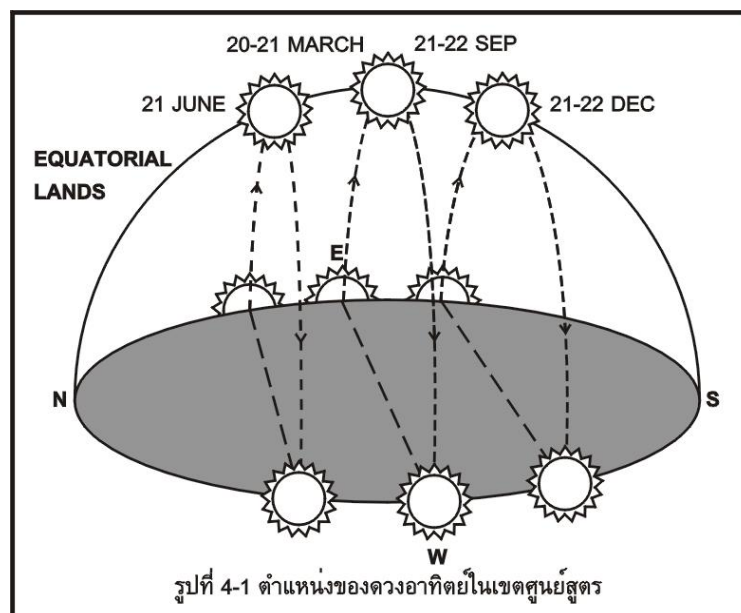
คำว่า Revolution มาจากคำว่า Rotation (หมุน) + Translation (เคลื่อนที่ไป) หมายความว่า มีการหมุนและเคลื่อนที่ไปในเวลาเดียวกัน การหมุนในลักษณะนี้ใช้เวลาทั้งสิ้น $365\frac{1}{4}$ วัน จึงจะครบรอบที่สมบูรณ์ มีลักษณะการหมุนเป็นรูปวงรี (Ellipse) ในทิศทางทวนเข็มนาฬิกา

การที่แกนของโลก เอียงทำมุม $23\frac{1}{2}$ องศา กับเส้นตั้งฉาก กับพื้นที่ที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์ (Plane of The Earth's orbit) ทำให้เกิดฤดูกาลบนพื้นโลก ซึ่งอธิบายได้ดังนี้



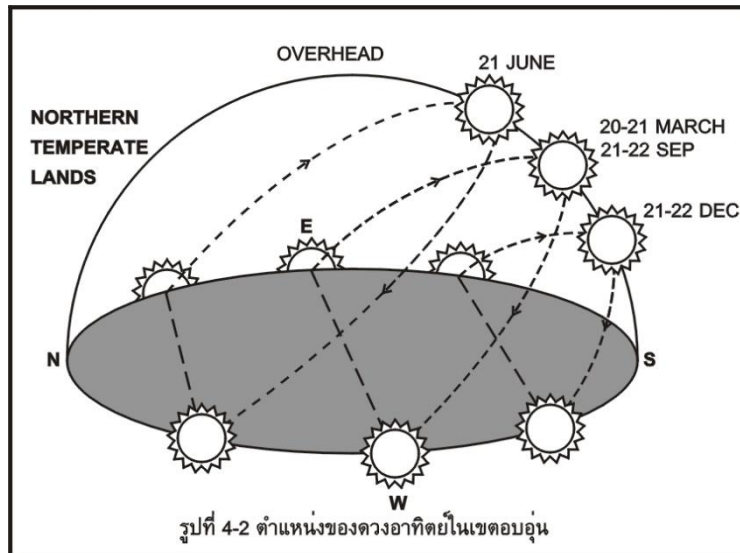
รูปที่ 3 เปรียบเทียบการได้รับพลังงานของซีกโลกเหนือกับซีกโลกใต้ในแต่ละฤดูกาล

แกนของโลกที่เอียงกับพื้นที่ที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์นั้น เอียงอยู่ในทางเดียวตลอดเวลาที่โลกหมุนรอบตัวเองในวันหนึ่งๆ และที่โลกเคลื่อนที่รอบดวงอาทิตย์ในปีหนึ่งๆ ทำให้มีฤดูกาลขณะที่ซีกโลกเหนือเอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ระยะหนึ่ง และมีฤดูกาลขณะที่ซีกโลกเหนือเอียงออกจากดวงอาทิตย์ระยะหนึ่งระยะใดที่ซีกโลกเหนือเอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ระยะนั้นรังสีของดวงอาทิตย์จะส่องไปยังซีกโลกเหนือโดยตรงจึงมีพลังความร้อนสูงและเข้มข้นกว่าทำให้ส่วนของพื้นโลกทางซีกโลกเหนือได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มาก และเป็นช่วงที่ร้อนกว่าเรียกว่า ฤดูร้อน ในขณะที่ซีกโลกใต้ซึ่งเอียงออกจากดวงอาทิตย์จะได้รับรังสีในมุมที่เอียง และมีพลังงานน้อยกว่าทำให้ส่วนของพื้นโลกทางซีกโลกใต้ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์น้อยกว่า และเป็นช่วงที่เย็นกว่าเรียกว่า ฤดูหนาว รูป 3, 4

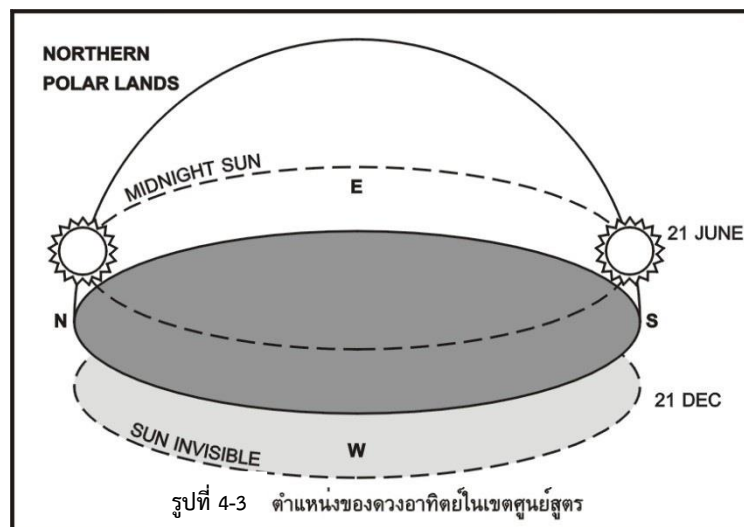


รูปที่ 4-1 ตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในเขตศูนย์สูตร

รูปที่ 4-1 ตำแหน่งของดวงอาทิตย์ ในเขตศูนย์สูตร



รูปที่ 4-2 ตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในเขตอบอุ่น



รูปที่ 4-3 ตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในเขตขั้วโลก

ในทางตรงข้ามเมื่อขั้วโลกเหนือเอียงออกจากดวงอาทิตย์ และขั้วโลกใต้เอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ฤดูกาลก็เปลี่ยนไปคือ ซีกโลกเหนือได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์น้อยจึงเป็นฤดูหนาว และซีกโลกใต้ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มากจึงเป็นฤดูร้อน

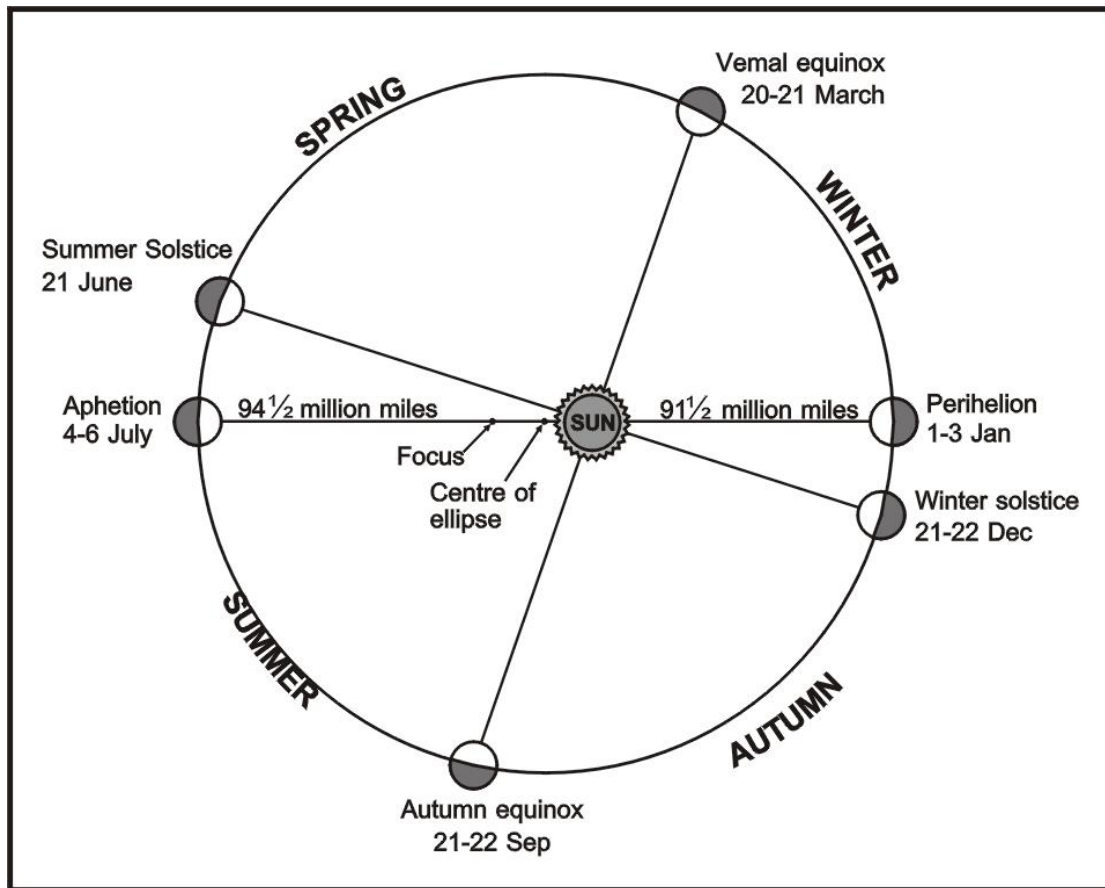
การเคลื่อนที่ของโลก ซึ่งมีผลทางอุตุนิยมวิทยาน้อยมาก ได้แก่

ก. การเคลื่อนที่อย่างช้าๆ (Precessional motion) เป็นการหมุนอย่างช้าๆ รอบแกนของโลกลักษณะการหมุนเป็นรูปกรวยคล้ายกับการหมุนของลูกข่าง หมุนครบ 1 รอบใช้เวลา 26,000 ปี

ข. การเคลื่อนที่ไปกับระบบสุริยะจักรวาล (Solar motion) เป็นการเคลื่อนที่ไปในอวกาศของระบบสุริยะจักรวาลทั้งหมดรวมทั้งโลกด้วยความเร็วในการเคลื่อนที่คือ 12 ไมล์ต่อวินาที

7. ตำแหน่งต่างๆในการเคลื่อนที่ของโลกรอบดวงอาทิตย์

เป็นตำแหน่งซึ่งแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงจากฤดูกาลหนึ่ง เป็นอีกฤดูกาลหนึ่งที่สำคัญดังนี้



รูปที่ 5 ตำแหน่งต่างๆ ของโลกในแต่ละฤดูกาล และระยะใกล้-ไกล (Future Weather P.88,1982)

7.1 Summer Solstice

Solstice เป็นภาษาลาติน แปลว่า Sun to stand หมายถึง ตำแหน่งของโลกเวียนไปถึงเมื่อแกนชี้ไปทางดวงอาทิตย์ปรากฏการณ์นี้จะเกิดขึ้นก่อนระยะที่ตำแหน่งของโลกจะอยู่ใกล้ (Perihelion) หรือไกล (Aphelion) จากดวงอาทิตย์เป็นเวลาหลายวันกล่าวคือตำแหน่งรังสีตั้งฉากของดวงอาทิตย์ส่องไปได้ไกลที่สุด ($23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N,S}$)

ดังนั้น Summer solstice คือ ตำแหน่งที่ดวงอาทิตย์อยู่เหนือเส้นศูนย์สูตรมากที่สุด (ประมาณละติจูด $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N,S}$) เป็นตำแหน่งที่เริ่มต้นฤดูร้อนในซีกโลกเหนือ คือประมาณวันที่ 21 มิ.ย. สำหรับในซีกโลกใต้เป็นการเริ่มต้นฤดูหนาว ในฤดูนี้เดือนที่ตำแหน่งของโลกอยู่ไกลจากดวงอาทิตย์มากที่สุด ประมาณ วันที่ 4-6 ก.ค.

7.2 Winter Solstice

เป็นตำแหน่งที่ดวงอาทิตย์อยู่ใต้เส้นศูนย์สูตรมากที่สุด (ประมาณละติจูดที่ $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{S}$) ปรากฏการณ์เช่นนี้จะเกิดประมาณ วันที่ 21-22 ธันวาคม เป็นตำแหน่งที่เริ่มต้นฤดูหนาวในซีกโลกเหนือ สำหรับซีกโลกใต้เป็นการเริ่มต้นฤดูร้อน ประมาณ วันที่ 1-3 ม.ค. จะเป็นวันที่ตำแหน่งของโลกอยู่ใกล้ (Perihelion) ดวงอาทิตย์มากที่สุด

7.3 Autumnal Equinox (Autum = Fall)

Equinox หมายถึง ตำแหน่งที่โลกเวียนไปถึงกึ่งกลางระหว่าง Solstice ทั้งสองเป็นจุดที่โลกได้รับพลังรังสีจากดวงอาทิตย์เท่ากันทั้งสองซีกโลก

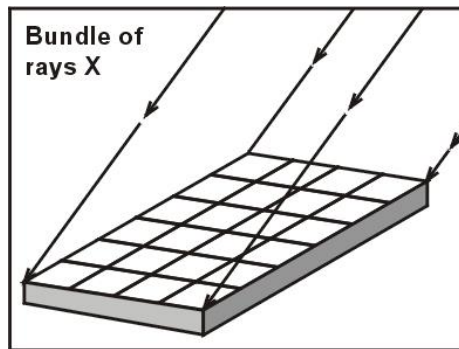
Equinox เป็นภาษาลาติน แปลว่า Equal Night

ดังนั้น Autumnal Equinox จึงเป็นตำแหน่งที่ดวงอาทิตย์อยู่ที่เส้นศูนย์สูตรของโลกในระยะเวลาที่ดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านเส้นศูนย์สูตร จากซีกโลกเหนือไปซีกโลกใต้ปรากฏการณ์เช่นนี้จะเกิดประมาณ วันที่ 22-23 กันยายน ถือเป็นการเริ่มต้นฤดูใบไม้ร่วงในซีกโลกเหนือ และฤดูใบไม้ผลิในซีกโลกใต้

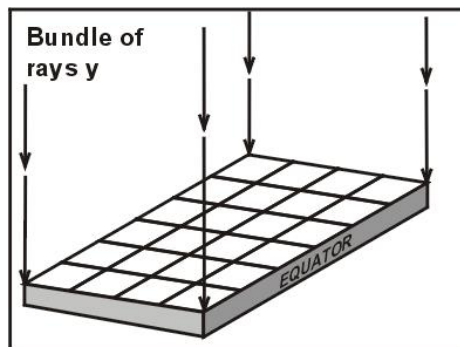
7.4 Vernal Equinox (Vernal = Spring)

(Vernal = Spring) ตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะอยู่ตรงเส้นศูนย์สูตร ในระยะเวลาที่ดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านเส้นศูนย์สูตรจากซีกโลกใต้ไปซีกโลกเหนือเวลากลางวันจะเท่ากับเวลากลางคืนฤดูนี้เรียกว่าฤดูใบไม้ผลิ (Spring) ในซีกโลกเหนือ สำหรับในซีกโลกใต้เรียกว่า ฤดูใบไม้ร่วง Vernal Equinox จะเกิดขึ้นประมาณ วันที่ 20-21 มีนาคม

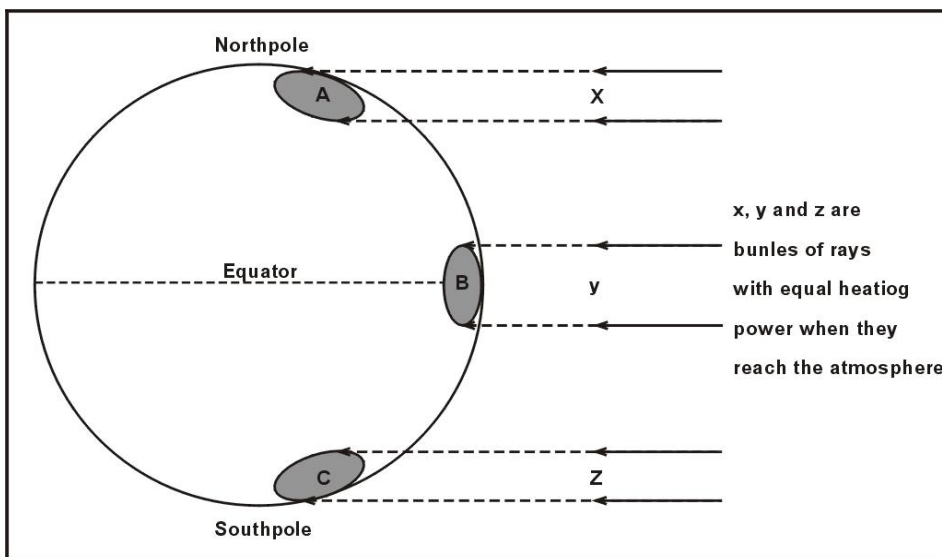
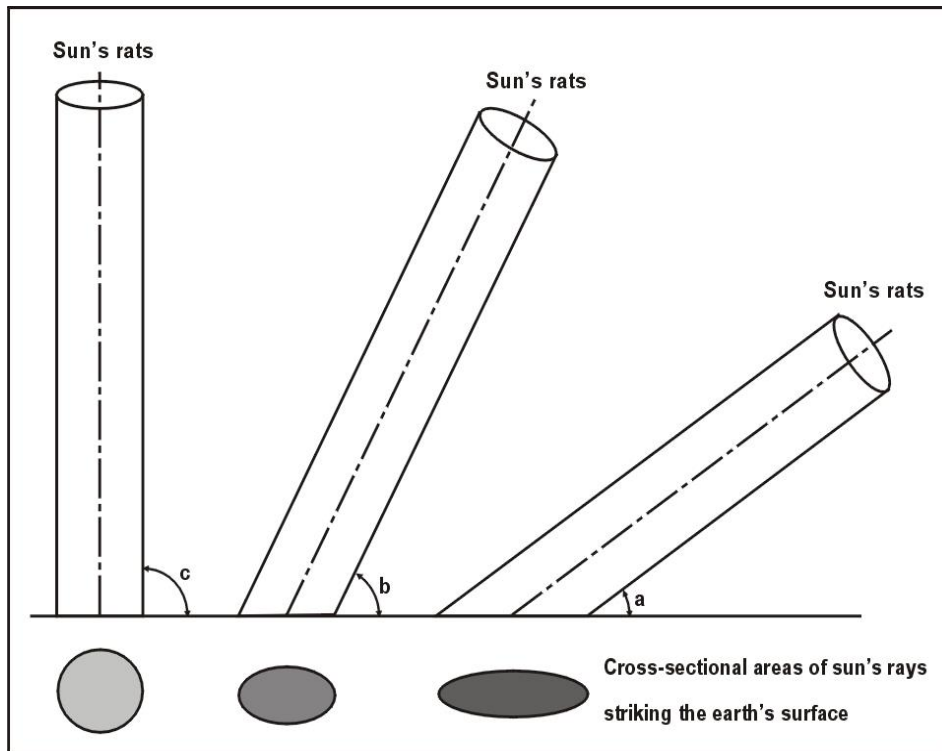
8. ผลจากมุมของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องมายังพื้นผิวโลก



รูปที่ 6-1 รังสีส่องเป็นมุมเอียง



รูปที่ 6-2 รังสีส่องเป็นมุมตั้งฉาก



รูปที่ 6-3 รูปลักษณะรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องมายังพื้นโลก

รูปที่ 6 แสดงการเปรียบเทียบมุมที่แตกต่างกันของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องมายังพื้นโลกรูปที่ 6-1 นั้น แสดงถึงรังสีจากดวงอาทิตย์ส่องลงมาในแนวเอียง ดังนั้นปริมาณความร้อนที่ได้รับจึงมีน้อยกว่า ซึ่งได้แก่บริเวณ ละติจูดกลางไปจนถึงขั้วโลกทั้งสอง สำหรับรูปที่ 6-2 แสดงให้เห็นถึงการที่รังสีจากดวงอาทิตย์ส่องลงมาใน แนวตั้งฉากกับพื้นที่ซึ่งได้แก่ พื้นที่บริเวณศูนย์สูตร ดังนั้นจึงทำให้บริเวณนี้ได้รับพลังงานมากกว่า

สรุปได้ว่าบริเวณใดที่รังสีจากดวงอาทิตย์ส่องทำมุมตั้งฉาก ย่อมได้รับพลังงานมากกว่าบริเวณที่รังสีส่องทำ มุมเอียง นั่นหมายความว่า บริเวณศูนย์สูตร ย่อมมีพลังงานรังสีจากดวงอาทิตย์มากกว่าบริเวณละติจูดสูงๆ ขึ้นไป นั่นเอง

9. กฎโดยทั่วไปของแก๊สที่ถูกนำไปใช้เกี่ยวกับบรรยากาศ

เป็นกฎซึ่งสามารถนำไปประยุกต์ใช้ในการคำนวณค่าต่างๆ ทางอุณหภูมิตฤษฎีเพื่อนำผลไปใช้ช่วยในการพยากรณ์ แต่ในที่นี้จะกล่าวเพียงขั้นพื้นฐานเท่านั้น สำหรับขั้นการประยุกต์นั้นจะได้ทำการศึกษาใน รายละเอียดต่อไป

เนื่องจากอากาศแห้ง (Dry air) ในบรรยากาศ ถูกกำหนดว่าเป็นแก๊สที่มีรูปแบบของส่วนผสมที่คงที่ (Uniform Gas or Perfect gas) ดังนั้นจึงเป็นสิ่งที่หลีกเลี่ยงไม่ได้ ในการที่จะกล่าวถึงกฎโดยทั่วไปของแก๊สที่ต่อเนื่องไปถึงความกด อุณหภูมิ และความหนาแน่น การเปลี่ยนแปลงใดๆ ทางปริมาณของค่าตัวแปรทั้งสามดังกล่าวนี้ล้วนแต่มีผลกระทบทางอุณหภูมิตฤษฎีทั้งสิ้น

ดังนั้น กฎของแก๊สจึงเป็นส่วนประกอบขั้นพื้นฐานที่สำคัญ ของทฤษฎีอุณหภูมิตฤษฎี

ถ้าเรากำหนดให้ ความกดใดๆ ของแก๊สมิค่า = P ความหนาแน่น = D และอุณหภูมิมีค่า = T แล้วจะได้เป็นกฎ ดังนี้

ความกดนั้นจะมีค่าเท่ากับ ค่าคงที่ของแก๊สใดๆ คูณด้วยอุณหภูมิ และความหนาแน่นของแก๊สนั้นซึ่งแทนด้วยรูปของสมการดังนี้

$$P = RTD$$

R = ค่าคงที่ใดๆ ขึ้นอยู่กับแก๊สที่นำมาพิจารณา

แก๊สนั้นประกอบด้วยจำนวนโมเลกุลซึ่งมีทั้งที่คงที่ และไม่คงที่ ผลกระทบจากการชนกันระหว่างโมเลกุล จะทำให้เกิดความกด ดังนั้นความกดของแก๊สจึงขึ้นอยู่กับจำนวนของอนุภาคน้ำหนัก และความเร็วที่โมเลกุลเหล่านั้นเคลื่อนที่ จำนวนและมวลของโมเลกุล กำหนดได้ด้วยความหนาแน่นของแก๊ส ดังนั้นความกดจึงเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความหนาแน่น ความเร็วในการเคลื่อนที่ของอนุภาคขึ้นอยู่กับอุณหภูมิ ถ้าอุณหภูมิยิ่งสูงก็ยิ่งจะทำให้โมเลกุลเคลื่อนที่ได้เร็ว ณ อุณหภูมิ 0 องศาสมบูรณ์ (Absolute zero = -273°C) โมเลกุลจะไม่มีการเคลื่อนที่จึงทำให้ไม่มีความกดเกิดขึ้น

กฎที่กล่าวถึงนี้สามารถถูกนำไปประยุกต์ใช้ในเรื่องของบรรยากาศได้ดังนี้

จาก Boyle's Law กล่าวว่า ถ้าอุณหภูมิของบรรยากาศคงที่จะทำให้ความกดเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความหนาแน่น

จาก Charl's Law กล่าวว่า ถ้าความกดคงที่และอุณหภูมิถูกทำให้เพิ่มขึ้น จะมีผลทำให้ความหนาแน่นลดลง

หมายเหตุ *** สำหรับรายละเอียดในเรื่องนี้จะได้ทำการศึกษาในขั้นสูงต่อไป ***

10. สภาพแวดล้อมที่มีผลกระทบต่อผู้ปฏิบัติงานในอากาศ (Aircrew Environment)

เนื่องจากบรรยากาศประกอบด้วยออกซิเจน 21% และความกดของแก๊สออกซิเจนที่กระทำออกไปนั้นมีค่า 1 ใน 5 เท่า ของความกดบรรยากาศทั้งหมด ณ ระดับที่กำหนดใดๆ

ค่าของความกดนี้มีความสำคัญต่อผู้ปฏิบัติงานในอากาศกล่าวคือ อัตราที่ปอดดูดรับออกซิเจนไว้นั้นขึ้นอยู่กับความกดของแก๊สชนิดนี้นั่นเองซึ่งโดยปกติแล้วคนทั่วไปจะคุ้นเคย และสามารถที่จะรับความกดของแก๊สออกซิเจนได้ 3 ปอนด์ต่อตารางนิ้ว

อนึ่ง ความกดของอากาศที่กระทำต่อปอดคนทั่วๆ ไปนั้นจะมีค่าลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น และในทำนองเดียวกันความกดของแก๊สออกซิเจนที่กระทำต่อปอดของคนเรานั้น ก็จะมีค่าลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้นเช่นเดียวกัน

การบินอยู่ ณ ความสูงที่ระดับสูงๆ เป็นเวลานานๆ โดยปราศจากการได้รับออกซิเจนที่เพียงพอจะเป็นผลทำให้มีอาการคล้ายกับจะหมดสติ ตาพลาลาย และในที่สุดจะทำให้หมดสติได้ ซึ่งอาการเช่นนี้ เรียกว่า Hypoxia หมายถึงการขาดออกซิเจนนั่นเอง กรณีเช่นนี้อาจเกิดขึ้นได้เสมอกับบุคคลที่ไม่มีความระมัดระวังในเรื่องนี้

ดังนั้นเมื่อทำการบิน ณ ระดับสูงๆ ซึ่งใช้เพดานบินเหนือระดับ 10,000 ฟุต ขึ้นไปเป็นระยะเวลานานๆ หรือ บินเหนือความสูง 12,000 ฟุต ในระยะเวลาสั้นๆ ออกซิเจนที่ใช้เสริมนั้น ควรจะถูกนำมาใช้ตลอดเวลา และเมื่อใดก็ตามที่ความกดบรรยากาศลดลงต่ำกว่า 3 ปอนด์ต่อตารางนิ้ว (ณ ระดับความสูงประมาณ 40,000 ฟุต) แล้วระบบที่จำเป็นได้แก่ ระบบความกดที่ใช้ช่วยทำให้ความกดภายในร่างกายกับความกดภายนอกมีความสมดุลกัน ซึ่งสามารถทำให้มนุษย์มีความรู้สึกเป็นปกติเหมือนอยู่บนพื้นโลก ระบบนี้เรียกว่า Pressurize system

บทที่ 2

ความชื้น (MOISTURE)

มากกว่า 2 ใน 3 ส่วนของพื้นผิวโลกจะถูกปกคลุมไปด้วยน้ำ และน้ำตามบริเวณต่างๆ เหล่านี้จะเป็นแหล่งกำเนิดของไอน้ำที่ลอยอยู่ในบรรยากาศ เมื่อไอน้ำเหล่านั้นผ่านกระบวนการเย็นตัวลงก็จะกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ และกลายเป็นฝนตกลงมาสู่พื้นโลกในที่สุด กระบวนการเหล่านี้จะดำเนินต่อเนื่องไปไม่มีการสิ้นสุดซึ่งเรียกว่า วัฏจักรของน้ำ (Hydrologic cycle) โดยจะเป็นสิ่งที่ทำให้มีความชื้นอยู่ในบรรยากาศ และช่วยทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิและความกดอากาศขึ้น

1 ใน 3 ส่วนของพื้นผิวโลกจะเป็นพื้นแผ่นดินกว้างใหญ่ไพศาลและมีลักษณะของภูมิประเทศแตกต่างกันออกไป เช่น เทือกเขาสูงๆ หรือทะเลทรายที่กว้างใหญ่สุดสยดากับเนินเขาเตี้ยๆ ซึ่งเป็นสิ่งที่ควรระวัง เพราะมีความสำคัญในการพยากรณ์อากาศ เนื่องจากสิ่งเหล่านี้จะมีอิทธิพลกับการพัดของลมประจำถิ่น ความชื้นของอากาศ และเป็นผลทำให้เกิดลักษณะอากาศแตกต่างกัน

1. สถานะของน้ำ (State of water)

น้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศจะมีอยู่ 3 สถานะ (3 States) คือ

1.1 ของแข็ง (Solid) จะอยู่ในรูปของน้ำแข็ง เช่น หิมะ (Snow), ลูกเห็บ (Hail), ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice pellets), หมอกแข็ง (Ice fog) เป็นต้น

1.2 ของเหลว (Liquid) จะอยู่ในรูปของของเหลว เช่น ฝน (Rain), ฝนละออง (Drizzle) และหยดน้ำเล็กๆ ที่รวมตัวกันเป็นเมฆ และหมอก

1.3 แก๊ส (Gas) จะอยู่ในรูปของไอน้ำ ซึ่งไม่สามารถจะมองเห็นได้ด้วยตาเปล่า ไอน้ำ (Water vapor) เป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่สุด ซึ่งจะทำให้เกิดเมฆและปรากฏการณ์ของลักษณะอากาศอื่นๆ ที่สามารถมองเห็นได้ อย่างไรก็ตามไอน้ำก็สามารถที่จะทำให้เกิดสภาพอากาศรุนแรง ซึ่งจะสร้างปัญหาให้กับผู้ทำการบินในอากาศ เมื่อไอน้ำเหล่านั้นเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลวหรือของแข็ง

ส่วนใหญ่ของไอน้ำในอากาศ จะอยู่ในระดับต่างๆ ของบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟีย (Troposphere) แต่เหนือระดับชั้นโทรโปพอส (Tropopause) ขึ้นไปจำนวนไอน้ำจะลดน้อยลง

มหาสมุทรเป็นแหล่งกำเนิดหลักของไอน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศ แต่ทะเลสาบ แม่น้ำ ห้วย หนอง คลอง บึง พื้นดินที่ชื้นหิมะ พื้นแผ่นดินที่ถูกปกคลุมด้วยน้ำแข็ง และพืชชนิดต่างๆ ก็เป็นแหล่งที่ช่วยทำให้เกิดไอน้ำในบรรยากาศด้วย

2. การเปลี่ยนสถานะของน้ำ (Change of state of water)

น้ำอาจเปลี่ยนสถานะหนึ่งไปยังอีกสถานะหนึ่งได้ทั้งทางตรง และทางอ้อม ซึ่งก็เป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดสภาพอากาศขึ้น กรรมวิธีที่น้ำเปลี่ยนสถานะมีดังต่อไปนี้

- การระเหย (Evaporation)
- การกลั่นตัว (Condensation)
- การระเหิด (Sublimation) หรือ การระเหิดกลับ (Deposition)
- การแข็งตัว (Freezing) และ การละลาย (Melting)

2.1 การระเหย (Evaporation) เป็นการเปลี่ยนสถานะของน้ำจากของเหลวมาเป็นแก๊ส ซึ่งพื้นผิวหน้าของของเหลว (น้ำ) จะหายไป และเปลี่ยนรูปเป็นไอน้ำลอยอยู่ในอากาศ ซึ่งอัตราการหายไปจะเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิของพื้นผิวหน้าของของเหลวนั้นๆ เพิ่มขึ้น เป็นกรรมวิธีที่ไอน้ำในบรรยากาศเกิดมาจากน้ำ (ของเหลว) การระเหยเกิดขึ้นได้เสมอทุกอุณหภูมิจนกว่าอากาศจะอิ่มตัว แม้อุณหภูมิของอากาศต่ำ การระเหยก็เกิดขึ้นได้ โดยใช้ความร้อนแฝง (Latent heat) การกลายเป็นไอจำเป็นต้องใช้ความร้อนเป็นจำนวนมาก (600 แคลอรีต่อกรัม) และความร้อนนี้จำเป็นต้องเอามาจากบริเวณใกล้เคียงดังนั้นการระเหยจึงเป็นกรรมวิธีที่ทำให้เกิดความเย็น (Cooling process) วิธีหนึ่งอัตราการกลายเป็นไอของผิวน้ำจะเพิ่มขึ้น เนื่องด้วยสาเหตุต่างๆ ดังต่อไปนี้

- ความเร็วลมเพิ่มขึ้น
- ความแตกต่างของอุณหภูมิของอากาศกับอุณหภูมิของน้ำมากขึ้น
- ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศกับอุณหภูมิของจุดน้ำค้างมากขึ้น

2.2 การกลั่นตัว (Condensation) เป็นขบวนการที่ไอน้ำในบรรยากาศเปลี่ยนสถานะกลายมาเป็นน้ำ ในบรรยากาศการกลั่นตัวจะเริ่มขึ้นเมื่ออากาศนั้นถึงจุดอิ่มตัว ในระหว่างกรรมวิธีของการกลั่นตัว อากาศจะคายความร้อนแฝงออกมา (600 แคลอรีต่อกรัม) นั่นคือเพิ่มอุณหภูมิให้กับอากาศที่อยู่ใกล้เคียง ดังนั้นขบวนการกลั่นตัวจึงเป็นกรรมวิธีทำให้เกิดความร้อนซึ่งพายุฟ้าคะนอง ทอร์นาโด ใต้ฝุ่น ฯลฯ ก็ใช้พลังงานความร้อนจากผลของการกลั่นตัวดังกล่าว

การกลั่นตัวมักจะเกิดจากการที่อากาศเย็นลง ซึ่งหลังจากเย็นลงแล้วอากาศจะเกิดการอิ่มตัว และทำให้เกิดการกลั่นตัวกลายเป็นเมฆ และหมอก

ในบรรยากาศ การเย็นลงบางที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นที่ที่เย็นกว่า (Advection) หรือเกิดจากการยกตัวขึ้นของอากาศ ทำให้อากาศขยายตัวและเย็นลง (Expanding and Cooling) ซึ่งเรียกกระบวนการนี้ว่า ADIABATIC PROCESSES หรือการที่ผิวพื้นเบื้องล่างของอากาศเย็นลง ทำให้อากาศที่ติดกับผิวพื้นเย็นลงด้วยการแผ่รังสี (Radiation cooling) ซึ่งวิธีการนี้จะทำให้เกิดหมอกมากกว่าเมฆ ถ้าหากลมแรงหมอกจะยกตัวกลายเป็นเมฆสเตรตัส (Stratus) ซึ่งเรียกกระบวนการนี้ว่า NONADIABATIC PROCESSES

ในการเย็นลงตามอะเดียเบติก (Adiabatic cooling) หรือการเย็นลงเนื่องจากการขยายตัว (Cooling by expansion) เกิดขึ้นเมื่ออากาศถูกยกตัวให้สูงขึ้นซึ่งจะทำให้ความกดอากาศลดน้อยลงอากาศก่อนนั้นจะขยายตัวและเย็นลง การยกตัวขึ้นของอากาศนี้จะเกิดขึ้นจากธรรมชาติ ซึ่งเกิดจากความร้อน (Thermal) และเกิดจากการยกตัวตามหลักแมคคานิค (Mechanical lifting)

การยกตัวเนื่องจากความร้อน (Thermal lifting) เกิดจากการที่อากาศที่ผิวพื้นร้อนขึ้นอันเนื่องมาจากการถ่ายเท

ความร้อนจากพื้นผิวนั้น อากาศก็จะถูกยกตัวขึ้นเรียกว่า การยกตัวในทางตั้ง (Convection lifting) สำหรับการยกตัวเนื่องจากแมคคานิคนั้น คือผลอันเกิดจากอากาศถูกบังคับให้ลอยสูงขึ้นตามลาดภูเขา (Orographic lifting) หรือการถูกบังคับให้ลอยตัวสูงขึ้นเหนือมวลอากาศเย็น (Frontal lifting) หรือทำให้ลอยขึ้นโดยการที่อากาศไหลสอเข้าหากัน (Convergence) อากาศที่เคลื่อนที่มาทับอากาศที่เย็นกว่าจะถูก ทำให้เย็นลง การกลั่นตัวก็จะเกิดขึ้นเป็นผลทำให้เกิดหมอก และเมฆชั้นต่ำ

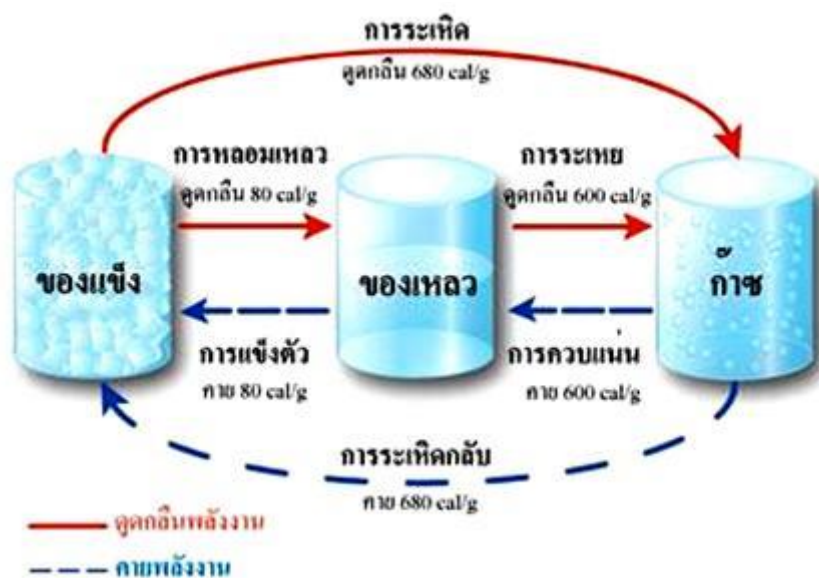
2.3 การระเหิด (Sublimation) หรือการระเหิดกลับ (Deposition)

น้ำแข็งเปลี่ยนสถานะกลายเป็นไอน้ำโดยไม่ผ่านการเป็นน้ำมาก่อน โดยน้ำแข็งรับเอาความร้อนที่อยู่ในบรรยากาศโดยรอบมาทำให้เกิดการระเหิดกลายเป็นไอน้ำในที่สุด กระบวนการนี้เรียกว่า การระเหิด หรือ SUBLIMATION เช่น หิมะกลายเป็นไอน้ำ เป็นต้น

ในกรณีที่ไอน้ำเปลี่ยนสถานะเป็นน้ำแข็งในขณะที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C โดยไม่ผ่านการเป็นน้ำมาก่อนและปล่อยความร้อนในตัวเองให้กับบรรยากาศโดยรอบ กระบวนการนี้เรียกว่า การระเหิดกลับหรือ DEPOSITION เช่น การเกิดน้ำค้างแข็ง (Frost) บนพื้นดิน เป็นต้น

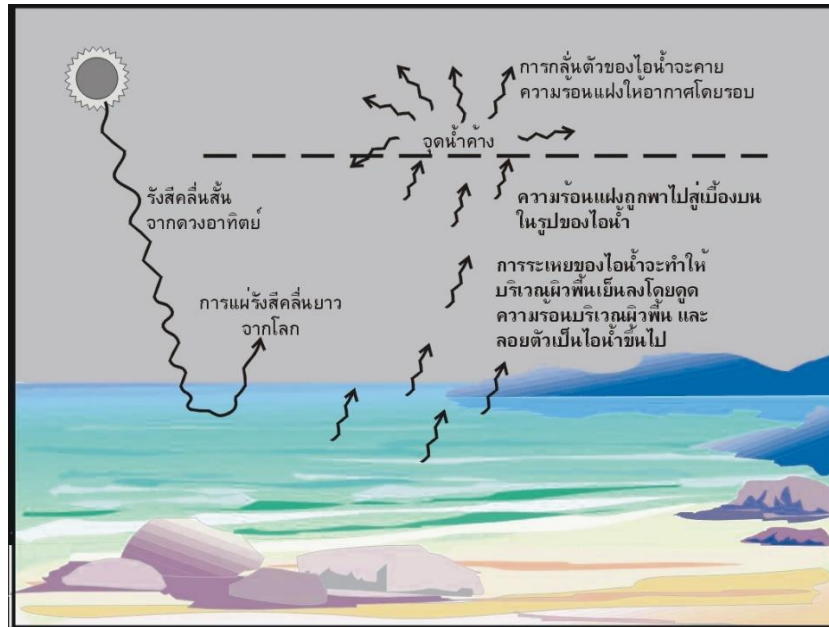
2.4 การแข็งตัว (FREEZING) และการละลาย (MELTING) น้ำจะแข็งตัวเมื่อมีอุณหภูมิ 0°C หรือต่ำกว่า แต่น้ำก็สามารถทำให้เย็นต่ำกว่า 0°C ได้โดยที่น้ำนั้นไม่แข็งตัว หยดน้ำเช่นนี้เรียกว่า SUPERCOOLED WATER DROPLETS สภาพ SUPERCOOLED นี้อาจจะพบได้ในอุณหภูมิต่ำลงไปจนถึง -40°C อย่างไรก็ตามในระหว่างขบวนการแข็งตัว อุณหภูมิยังคงอยู่ที่ 0°C และปริมาณความร้อนที่สะสมไว้เมื่อตอนขบวนการละลาย 80 แคลอรีต่อกรัมนั้นจะถูกคายออกมา การที่น้ำแข็งกลายเป็นน้ำจำเป็นจะต้องใช้ ความร้อน แต่อุณหภูมิของน้ำขณะนั้นไม่ได้สูงขึ้นกว่าเดิมทั้งนี้ เพราะว่าความร้อนที่ได้มานั้นไปช่วยในการละลายน้ำแข็ง และความร้อนนี้เรียกว่า ความร้อนแฝงในการละลาย (Latent heat of melting)

การเปลี่ยนสถานะแบบใดๆ ก็ตามจะต้องมีการแลกเปลี่ยนความร้อนเข้ามาเกี่ยวข้องด้วยทุกครั้งซึ่งหมายถึงพลังงานความร้อนที่กล่าวถึงนี้จะนำเข้ามาใช้หรือปล่อยออกไปก็ตาม



รูปที่ 1.1 การเปลี่ยนสถานะของน้ำ

รูปที่ 1.1 เป็นการแสดงให้เห็นถึงการแลกเปลี่ยนความร้อนระหว่างสถานะของน้ำที่แตกต่างกันในระหว่างมีการระเหย (Evaporation) เกิดขึ้น โมเลกุลของน้ำจะหายไปโดยใช้พลังงานความร้อนทำให้เกิดแก๊สแยกออกไปจากโมเลกุลอื่นๆ น้ำจะเย็นลงเมื่อความร้อนนั้นลดน้อยลง ความร้อนจะใช้สำหรับกรรมวิธีที่มีการระเหยเกิดขึ้น และจะไม่สูญหายไปไหนจะยังคงอยู่ในรูปของความร้อนแฝงที่มีอยู่ในไอ และเมื่อไอน้ำนั้นกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ หรือระเหิดกลับ (Deposition) กลายเป็นน้ำแข็ง พลังงานความร้อนเหล่านั้นจะถูกปล่อยออกมาในบรรยากาศ ดังแสดงในรูป 1.2 ซึ่งจะทำให้อากาศโดยรอบเริ่มอุ่นขึ้น



รูปที่ 1.2 การระเหยและการกลั่นตัว

การคายความร้อนแฝง

ของแข็ง $\rightarrow$ ของเหลว = คายความร้อนแฝง 80 cal/g

ของเหลว $\rightarrow$ ก๊าซ = คายความร้อนแฝง 540 cal/g

น้ำอาจเปลี่ยนสถานะหนึ่งไปยังอีกสถานะหนึ่งได้ทั้งทางตรงและทางอ้อม กรรมวิธีซึ่งน้ำเปลี่ยนจากสถานะหนึ่งไปยังอีกสถานะหนึ่ง โดยสรุปมีดังต่อไปนี้

สถานะแรก	สถานะสุดท้าย	กรรมวิธี	cal/g
น้ำแข็ง	น้ำ	การละลาย (Melting)	80
น้ำแข็ง	ไอน้ำ	การระเหิด (Sublimation)	680
น้ำ	ไอน้ำ	การระเหย (Evaporation)	600
ไอน้ำ	น้ำ	การกลั่นตัว (Condensation)	600
ไอน้ำ	น้ำแข็ง	การระเหิดกลับ (Deposition)	680
น้ำ	น้ำแข็ง	การแข็งตัว (Freezing)	80

3. แกนการกลั่นตัวและการแข็งตัว (Condensation and Freezing nuclei)

3.1 แกนการกลั่นตัว (Condensation nuclei) หมอกและเมฆประกอบด้วยเม็ดละอองน้ำเล็กๆ หรือละอองน้ำแข็ง ซึ่งละอองน้ำและละอองน้ำแข็งเหล่านี้จะเกิดขึ้นและรวมตัวอยู่กับละอองเล็กๆ ของของแข็งในอากาศ เช่น ผงฝุ่น คิวรีน ผงเกลือ หรือผลอันเกิดจากการเผาไหม้ พวกสิ่งเจือปน (Impurities) เหล่านี้จะทำหน้าที่เป็น Nucleus เรียกว่า แกนการกลั่นตัว ถ้าหากอากาศไม่มีสิ่งอื่นเจือปนเลยการกลั่นตัวจะเกิดขึ้นได้จะต้องใช้ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) ถึง 300% ดังนั้นการที่อากาศมีสิ่งอื่นเจือปนจึงช่วยให้เกิดการกลั่นตัวที่มีความชื้นสัมพัทธ์ 100% หรือต่ำกว่าได้ ทั้งนี้เพราะว่าแกนการกลั่นตัวบางส่วนทำให้เกิดการกลั่นตัว ณ ที่ความชื้นสัมพัทธ์ต่ำกว่า 100% ซึ่งหมายความว่าเกิดการกลั่นตัวเสียก่อนอากาศจึงจะอิ่มตัว ส่วนมากจะเกิดขึ้นในบริเวณที่มีโรงงานอุตสาหกรรมหนาแน่นมาก

3.2 แกนการแข็งตัว (Freezing nuclei) เช่นเดียวกับการกลั่นตัวการเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำมาเป็นผลึกน้ำแข็งก็จำเป็นจะต้องมีละอองของของแข็ง หรือสิ่งเจือปน (Impurities) มาเป็นแกนกลาง (nucleus) เช่นกันละอองของของแข็งเหล่านี้เรียกว่า แกนการแข็งตัว ในเมฆจะพบหยดน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำถึง -12°C แต่ถ้าทำให้อุณหภูมิลดลงจะทำให้เกิดผลึกน้ำแข็งมากขึ้น ผลึกน้ำแข็งในบรรยากาศในบางครั้งมีอุณหภูมิต่ำถึง -40°C ดังนั้นจึงรู้กันว่าผลึกน้ำแข็งนั้นอาจมาจากหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง (Supercooled water droplet) ได้ อุณหภูมิของหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งจะกลายเป็นผลึกน้ำแข็งนั้น ขึ้นอยู่กับขนาดของหยดน้ำธรรมชาติของแกนกลางของหยดน้ำที่ก่อตัวขึ้น แกนกลางต่างๆ ไปจะทำหน้าที่เป็นแกนการแข็งตัว ณ อุณหภูมิต่างๆ กัน อุณหภูมิระหว่าง 0° ถึง -12°C จะมีแกนกลางบางอันทำหน้าที่เป็นแกนการแข็งตัวได้บ้างแล้ว ดังนั้นเมฆที่มีอุณหภูมิลดลงจะมีหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งมากขึ้น ยิ่งอุณหภูมิลดต่ำลงการเป็นแกนการแข็งตัวก็มีมากขึ้น และจะมีผลึกแข็งเพิ่มขึ้นด้วยจนถึงอุณหภูมิต่ำกว่า -35°C แกนกลางจะทำหน้าที่เป็นแกนการแข็งตัวจนหมดสิ้น ดังนั้นจึงมีหยดน้ำที่มีสภาพเป็น Supercooled อยู่ไม่น้อยมากในเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำ

ผลึกน้ำแข็งเม็ดเล็กๆ ที่เกิดขึ้นนั้นบางครั้งก็จะแสดงเป็นแกนกลางอีกอันหนึ่ง ซึ่งเป็นผลทำให้เกิดการเจริญเติบโตของผลึกน้ำแข็งต่อไป

4. ปริมาณความชื้นในอากาศ (Moisture content)

ปริมาณของไอน้ำในอากาศจะมีขีดจำกัดตามความสูงต่ำของอุณหภูมิอากาศ ที่มีอุณหภูมิสูงกว่าเยือกสามารถรับจำนวนไอน้ำไว้ได้มากกว่าก่อนที่จะถึงจุดอิ่มตัว (Saturation air) และเกิดการกลั่นตัวขึ้น ดังตัวอย่างในหัวข้อ 5 ซึ่งจะได้ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิจากการทดลองโดยประมาณดังนี้ ถ้าอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ทุกๆ 11°C ความสามารถในการรับจำนวนไอน้ำของอากาศจะเพิ่มขึ้นเป็น 2 เท่า อากาศที่ยังไม่อิ่มตัว (Unsaturation air) สามารถรับจำนวนไอน้ำได้ต่อไปจนกระทั่งถึงจุดอิ่มตัวถ้าอุณหภูมิของอากาศลดลงอย่างพอเพียงเมื่อถูกทำให้เย็นลงไอน้ำในอากาศนั้นๆ จะกลั่นตัวเป็นหมอก, เมฆ หรือน้ำฟ้าชนิดต่างๆ ได้

ในกรณีที่อากาศที่อิ่มตัวแล้ว (Saturation air) ถูกทำให้เย็นลงไปอีกจะเรียกว่าอากาศเกินจุดอิ่มตัว (Supersaturated air)

การวัดปริมาณความชื้นในอากาศมีหลายวิธีด้วยกัน โดยทั่วไปแล้วมักรายงานผลการวัดในรูปของสิ่งต่อไปนี้

4.1 ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) ใช้ตัวย่อว่า R.H. คืออัตราส่วนระหว่างความดันไอน้ำของอากาศที่แท้จริง (Actual vapor pressure) ขณะนั้นกับความดันไอน้ำที่อิ่มตัว (Saturated vapor pressure) ณ อุณหภูมินั้นมักจะแสดงเป็นร้อยละ (%) ซึ่งหาได้จากสูตร

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความดันของไอน้ำที่แท้จริง}}{\text{ความดันไอน้ำที่อิ่มตัว}} \times 100\%$$

และสามารถหาได้จากอีกสูตรหนึ่งดังนี้

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความชื้นที่มีจริงในอากาศ} \times 100\%}{\text{ความชื้นที่สามารถมีได้สูงสุดในขณะนั้น}}$$

สำหรับอากาศที่แห้งอย่างแท้จริง ความชื้นสัมพัทธ์จะมีค่าเท่ากับ 0% ถ้าอากาศอิ่มตัวอยู่แล้ว และเพิ่มไอน้ำลงไปอีกจะทำให้เกิดการควบแน่น หมายความว่าในขณะนั้นมีความชื้นสัมพัทธ์ 100% เราจะเห็นว่า ถ้าลดอุณหภูมิให้ต่ำลง ค่าความชื้นสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้น และถ้าเพิ่มอุณหภูมิค่าความชื้นสัมพัทธ์จะลดลง ทั้งนี้เนื่องจากอากาศสามารถมีไอน้ำได้เพิ่มขึ้นในขณะที่อุณหภูมิสูงขึ้น ดังนั้นความชื้นสัมพัทธ์สามารถเปลี่ยนแปลงได้โดยเพิ่มหรือลดความร้อน ถึงแม้ว่าจะไม่มีการเพิ่มหรือลดความชื้นให้กับอากาศก็ตาม

ความชื้นสัมพัทธ์สามารถเปลี่ยนแปลงตามความกดอากาศได้ด้วย เช่นถ้าหากขณะนั้นความกดของอากาศต่ำ อากาศจะขยายตัว อุณหภูมิจะลดลง และความดันไอน้ำอิ่มตัวจะลดลงด้วย ซึ่งจะทำให้ความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้น เช่นในกรณีที่อากาศลอยตัวสูงขึ้น และในทางตรงกันข้ามเมื่ออากาศจมตัวลงความชื้นสัมพัทธ์จะลดลงด้วย

4.2 ความชื้นสัมบูรณ์ (Absolute humidity) เป็นวิธีการวัดความชื้นที่มีอยู่ในอากาศโดยตรง ซึ่งก็คือการวัดมวลของไอน้ำในหนึ่งหน่วยปริมาตร นั่นคือ

$$\text{ความชื้นสัมบูรณ์} = \frac{\text{มวลของไอน้ำ}}{\text{ปริมาตร}} \quad \text{มีหน่วยเป็น กรัม/ลูกบาศก์เมตร หรือ gm/m}^3$$

จะเห็นได้ว่าถ้าอากาศขยายตัวหรือหดตัวค่าความชื้นสัมบูรณ์จะเปลี่ยนแปลง ดังนั้นจึงไม่นิยมใช้ในทางอุตุนิยมวิทยา

4.3 ความชื้นจำเพาะ (Specific humidity) หมายถึง มวลของไอน้ำที่มีอยู่ต่อมวลทั้งหมดของอากาศชื้นหรืออากาศผสม (ไอน้ำ + อากาศแห้ง) นั่นคือ

$$\text{ความชื้นจำเพาะ} = \frac{\text{มวลของไอน้ำ}}{\text{มวลของอากาศชื้น}} \quad \text{หรือ} \quad \frac{\text{กรัมของไอน้ำ}}{\text{กิโลกรัมของอากาศผสม}}$$

ยกตัวอย่างเช่น อากาศ 1 กก. มีไอน้ำอยู่ 12 กรัม จะมีความชื้นจำเพาะเท่ากับ 12 กรัม/กก. จะเห็นว่าถ้ามวลของอากาศที่มีไอน้ำอยู่ลอยตัวสูงขึ้น หรือลดระดับต่ำลงมาจะทำให้ปริมาตรเปลี่ยนไป และจะทำให้ความชื้นสัมพัทธ์เปลี่ยนแปลงไปด้วย แต่ความชื้นจำเพาะไม่เปลี่ยน ดังนั้นความชื้นจำเพาะจึงมีคุณสมบัติคงที่

4.4 อัตราส่วนผสมของไอน้ำกับอากาศแห้ง (Mixing ratio) เป็นการแสดงถึงปริมาณไอน้ำในอากาศ โดยไม่เปลี่ยนแปลงตามความกดอากาศซึ่งก็คือ อัตราส่วนระหว่างความหนาแน่นของไอน้ำกับความหนาแน่นของอากาศแห้ง โดยปกติจะหมายถึง จำนวนกรัมของไอน้ำต่อหนึ่งกิโลกรัมของอากาศแห้ง ซึ่งอัตราส่วนผสมนี้ จะมีค่าคงที่ตามส่วนสูง ตราบใดที่ไม่มีความชื้นให้กับอากาศ หรือความชื้นในอากาศนั้นไม่กลั่นตัวไปเสียก่อน

5. จุดน้ำค้าง (Dew point)

ใช้อักษรย่อว่า "Td" หมายถึงค่าอุณหภูมิของอากาศ ณ ความกดบรรยากาศที่กำหนดให้ และอากาศถูกทำให้เย็นลงจนกระทั่งอากาศมีไอน้ำอิ่มตัว โดยรักษาให้ความกดอากาศคงที่

อุณหภูมิจุดน้ำค้างแสดงถึงจำนวนของไอน้ำที่มีในอากาศ ถ้าสูงขึ้นจำนวนของไอน้ำในอากาศจะสูงขึ้นด้วย และใช้ประโยชน์ในการหาตำแหน่งของแนวปะทะอากาศได้ดีเพราะว่าเมื่อเปรียบเทียบกับอุณหภูมิของอากาศแล้ว อุณหภูมิจุดน้ำค้างมีการเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยตามความกดอากาศ

อุณหภูมิจุดน้ำค้างนั้นเปลี่ยนแปลงไปตามจำนวนของไอน้ำ ที่มีอยู่ในมวลอันหนึ่งของอากาศ โดยการเปรียบเทียบระหว่างความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิของจุดน้ำค้างกับความดันไออิ่มตัว ที่อุณหภูมิของอากาศอิสระ เราก็สามารถหาความชื้นสัมพัทธ์ได้

เมื่ออุณหภูมิจุดน้ำค้างต่ำกว่าจุดเยือกแข็งจะเรียกว่าจุดน้ำค้างแข็ง (Frost point) ซึ่งค่าแตกต่างระหว่างค่าอุณหภูมิของอากาศที่แท้จริง และค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะเป็นเครื่องชี้ว่าอากาศใกล้จะอิ่มตัวแล้วหรือไม่ ซึ่งค่าแตกต่างของอุณหภูมิทั้งสองดังกล่าวแล้วจะเรียกว่า ช่วงห่าง (Spread) หรือ Dew point depression และเมื่อค่าความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้นจนกระทั่งมีค่า 100% แล้ว ค่าช่วงห่าง (Spread) ระหว่างอุณหภูมิ และอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะมีค่าเท่ากับ 0

ค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้างใช้เป็นข้อสังเกตในการรายงานข่าวอากาศเพื่อการบินด้วยเนื่องจากว่าใช้เป็นเครื่องชี้ให้หน่วยบินมีการเตรียมพร้อมสำหรับการเกิดหมอก และเมฆชั้นต่ำได้ตลอดเวลาเมื่อค่าอุณหภูมิของอากาศ กับอุณหภูมิจุดน้ำค้างมีช่วงห่างกันประมาณ 1.4°C และลดลงเรื่อยๆ ในทางตรงกันข้าม เมื่ออุณหภูมิของอากาศเพิ่มสูงขึ้น ประกอบกับช่วงห่าง (Spread) ระหว่างค่าอุณหภูมิทั้งสองยิ่งเพิ่มมากขึ้น หมอกและเมฆชั้นต่ำก็จะค่อยๆ สลายตัวไป เนื่องจากว่าอากาศสามารถที่จะรับไอน้ำได้เพิ่มมากขึ้น

6. ความดันไอน้ำ หรือความกดไอน้ำ (Water vapor pressure)

ถ้าหากว่ามีอากาศปะปนกันหลายชนิด เช่นอากาศในชั้นบรรยากาศหนึ่ง ความกดอากาศที่เกิดขึ้นในส่วนผสมนั้นจะเท่ากับผลรวมของความกดของแต่ละแก๊สในปริมาณนั้น ส่วนความกดที่เกิดขึ้นจากไอน้ำเรียกว่าความดันไอน้ำ และถ้าอากาศนั้นอิ่มตัวแล้วความกดของไอน้ำในที่นั้น เรียกว่าความกดไอน้ำอิ่มตัว หรือ ความดันไอน้ำอิ่มตัว (Saturation vapor pressure)

ตามที่ทราบแล้วว่าอากาศอุ่นสามารถรับไอน้ำได้มากกว่าอากาศเย็น ดังนั้นความกดไอน้ำอิ่มตัว จึงเพิ่มขึ้นตามการเพิ่มของอุณหภูมิ นอกจากนี้ยังขึ้นอยู่กับพื้นผิวของน้ำอีกด้วย กล่าวคือ ความกดไอน้ำอิ่มตัวบนพื้นผิวน้ำที่ขรุขระ

จะมีค่ามากกว่าบนพื้นผิวน้ำที่ราบเรียบ ที่ผิวน้ำบริสุทธิ์จะมากกว่าที่ผิวน้ำปนเกลือที่ผิวน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็งจะมากกว่าที่ผิวของน้ำแข็ง ดังนั้นเมื่อกล่าวถึงความดันไอน้ำอิ่มตัว หรือความกดไอน้ำอิ่มตัว มักจะหมายถึงที่ผิวของน้ำบริสุทธิ์

7. กระบวนการนำไปสู่การอิ่มตัวของไอน้ำ (Processes leading to saturation)

อากาศจะอิ่มตัวได้นั้นมี 3 วิธี คือ

7.1 การทำให้เย็นลง (Cooling) เมื่ออากาศถูกทำให้เย็นลงมีอุณหภูมิเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง การกลั่นตัวก็จะเกิดขึ้น และถ้าทำให้อากาศเย็นลงมากกว่านี้จะเป็นอากาศเกินจุดอิ่มตัว การทำให้เย็นลงนี้ เป็นวิธีการที่สำคัญที่สุดในบรรยากาศที่ทำให้เกิดการกลั่นตัวขึ้น ซึ่งจะไปสู่การเกิดเมฆไม่ว่าการเย็นลงจะเป็นแบบการแผ่รังสี หรือการเย็นลงโดยการขยายตัว (Expansion)

7.2 การเพิ่มความชื้น (Supply of humidity) เข้าไปในอากาศ จะทำให้อากาศนั้นอิ่มตัว

7.3 การรวมกับอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว (Mixing with other unsaturated air)

ทั้ง 3 วิธีนี้บางครั้งก็เกิดร่วมกันไม่จำเป็นจะต้องโดยวิธีใดวิธีหนึ่ง เช่นการอิ่มตัวจะเกิดจากการทำให้เย็นลง และขณะเดียวกันก็เกิดจากการให้ความชื้นเข้าไปอีกด้วยก็ได้

8. น้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง (Supercooled water)

บางครั้งทำให้น้ำเย็นลงต่ำกว่า 0°C แต่ก็ยังไม่แข็งตัว เรียกน้ำนั้นว่า Supercooled water ในการทดลองจะพบว่าบางครั้งทำให้น้ำเย็นลงถึง -40°C ก่อนจึงจะแข็งตัว สังเกตจากการเกิดน้ำแข็งบนเครื่องบินจะพบว่าหยดน้ำจะเย็นถึง -55°C ก็มี

หยดน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง SUPERCOOLED DROPLET หมายถึงหยดน้ำที่ยังคงเป็นของเหลวอยู่ แต่อุณหภูมิต่ำกว่า 0°C และมักจะพบในอากาศที่ไม่ทรงตัว UNSTABLE มากๆ

9. น้ำฟ้า (Precipitation)

น้ำฟ้า หมายถึงความชื้นที่อยู่ในรูปของของเหลว หรือของแข็งซึ่งสามารถมองเห็นได้ ขณะที่ตกลงมาจากบรรยากาศในรูปของฝน (Rain) ฝนละออง (Drizzle) ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice pellets) หิมะ (Snow) หรือทั้งหมดรวมกัน ซึ่งชนิดของน้ำฟ้าเหล่านี้จะเป็นชนิดใดขึ้นอยู่กับสถานะของอุณหภูมิ และความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดขึ้นในขณะนั้น น้ำฟ้าต่างๆ เหล่านี้จะเกิดขึ้นไม่ได้ถ้าปราศจากเมฆ แต่ถึงแม้ว่ามีเมฆมากเต็มท้องฟ้าก็อาจจะไม่มีน้ำฟ้าเกิดขึ้นเลยก็ได้

น้ำฟ้าเกิดขึ้นได้เมื่ออนุภาคของความชื้นที่อยู่ในรูปของของเหลว และของแข็งมีขนาดใหญ่ขึ้นอย่างพอเพียง และมีน้ำหนักมากจนไม่สามารถลอยตัวอยู่ในอากาศได้ จะตกลงมาตามแรงดึงดูดของโลก โดยที่น้ำฟ้ามีความรุนแรงขึ้นเบา (Light) จะเกิดขึ้นได้เมื่อก่อนเมฆมีความหนาเกิน 4,000 ฟุต ถ้ากระแสอากาศไหลในทางตั้งในก้อนเมฆมีความรุนแรงจะทำให้ SUPERCOOLED WATER DROPLETS หรืออนุภาคของน้ำแข็ง (Ice particles) ถูกยกตัวขึ้นไปในบรรยากาศชั้นสูงๆ จนกระทั่งหยดน้ำ หรืออนุภาคเหล่านั้นมีขนาดใหญ่ขึ้น และตกลงมาสู่พื้นโลกในรูปของฝนหนักหรือหิมะหนัก (Heavy rain or Heavy snow)

น้ำฟ้าสามารถเปลี่ยนสถานะได้เมื่ออุณหภูมิที่อยู่แวดล้อมนั้นเปลี่ยนแปลงไป เช่น หิมะจะละลายเมื่อผ่านชั้นบรรยากาศระดับต่ำ (low altitude) ที่มีอุณหภูมิสูงกว่า และจะกลายเป็นฝน ในทางตรงกันข้ามเมื่อฝนตกผ่าน

ชั้นบรรยากาศที่เย็นกว่าก็จะแข็งตัวกลายเป็น ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice pellets) ก่อนที่จะตกลงถึงพื้นดิน

ในบางครั้งกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้งมีความรุนแรงมากพอ สามารถที่จะพัดพาเอาหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง (Supercooled water drops) ขึ้นไปจนถึงระดับที่หยดน้ำนั้นกลายเป็นน้ำแข็ง ซึ่งภายหลังหยดน้ำอื่นๆ จะรวมกันแข็งตัวและกลายเป็นลูกเห็บ (Hail) ในที่สุด

น้ำฟ้าทุกชนิดไม่จำเป็นจะต้องตกลงถึงพื้นดินทุกครั้ง ซึ่งในบางครั้งแล้วจะระเหยกลายเป็นไอเสียก่อน เมื่อตกผ่านชั้นบรรยากาศที่แห้งใต้ฐานของเมฆ เรียกว่า VIRGA หรือฝนที่ตกลงมาไม่ถึงพื้นดิน ซึ่งปรากฏการณ์เช่นนี้จะเกิดขึ้นได้ในบริเวณที่มีอากาศร้อนและแห้ง เช่นบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของไทย

ต่อไปจะอธิบายถึงรูปร่างลักษณะของน้ำฟ้าแต่ละชนิดซึ่งมีดังนี้

9.1 ฝน (Rain) คือน้ำฟ้าที่ตกลงมาจากเมฆในรูปของหยดน้ำ ซึ่งอยู่ในสถานะของของเหลว มีเส้นผ่าศูนย์กลางมากกว่า 0.5 มม. หรือถ้าไม่มากกว่า 0.5 มม.จะมีจำนวนเม็ดฝนน้อยกว่าในกรณีของฝนละออง

หยดฝนที่ตกผ่านระดับที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C จะแข็งตัวเมื่อกระทบกับพื้นดิน หรือวัตถุบนพื้นดินหรือเครื่องบินในขณะบิน เรียกว่า ฝนแข็ง (Freezing rain)

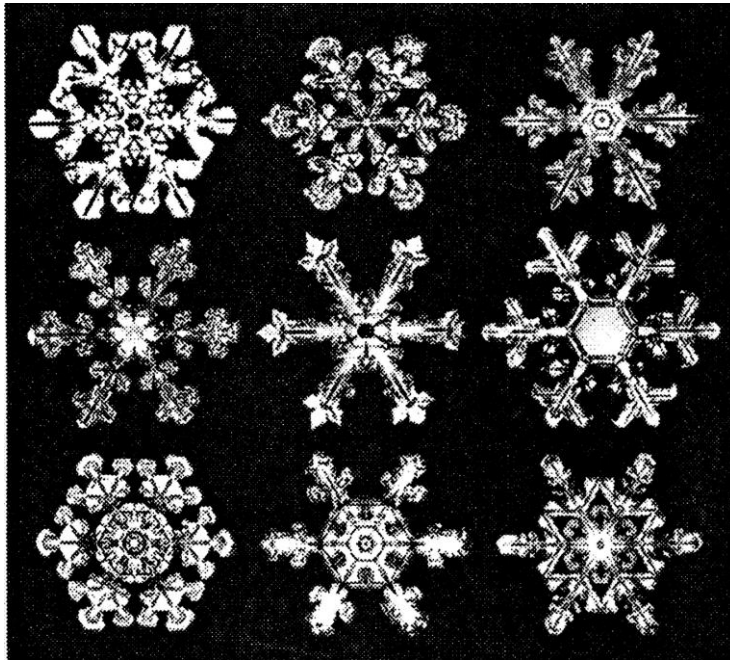
9.2 ฝนละออง (Drizzle) เป็นน้ำฟ้าที่มีรูปร่างแน่นอนมีขนาดเล็กมาก และดูเหมือนว่าจะสามารถลอยอยู่ในอากาศได้โดยที่เดียว เส้นผ่าศูนย์กลางของเม็ดฝนเล็กกว่า 0.5 มิลลิเมตร มักจะตกลงมาจากเมฆสเตรตัส (ST)

หยดฝนละอองที่ตกผ่านระดับที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C จะแข็งตัวเมื่อกระทบกับพื้นดินหรือวัตถุบนพื้นดิน เรียกว่า ฝนละอองแข็ง (Freezing drizzle)

9.3 หิมะ (Snow) เป็นน้ำฟ้าที่อยู่ในรูปของผลึกน้ำแข็ง โดยมากมีรูปร่างคล้ายดาว 6 แฉก (Six pointed star) ดังแสดงในรูปที่ 1.3

9.3.1 หิมะปลิว (Drifting snow) เกิดขึ้นเนื่องจากลมพัดพาหิมะลอยขึ้นไปสูงจากพื้นดินเล็กน้อย ไม่เกิน 6 ฟุต ทักษะวิสัยในบางระดับจะไม่ลดลงต่ำกว่า 7 ไมล์

9.3.2 Blowing snow เป็นพายุหิมะ (Snow storm) ชนิดหนึ่ง เกิดจากลมพัดพาหิมะลอยฟุ้งขึ้นจากพื้นดินปานกลาง 6 ฟุตหรือมากกว่า ทำให้ทัศนวิสัยในทางระดับเหลือ 6 ไมล์หรือต่ำกว่า



รูป 2.3 หิมะ

9.4 ลูกปรายหิมะ (Snow pellets) คือน้ำฟ้าที่เป็นน้ำแข็ง และมีสีขาวขุ่นมีรูปร่างกลม หรือบางครั้งจะเหมือนรูปกรวย มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 2-5 มิลลิเมตร เปราะและแตกง่าย เมื่อตกลงมากระทบพื้นแข็ง

9.5 เม็ดหิมะ (Snow grains) คือน้ำฟ้าชนิดหนึ่ง ซึ่งเป็นเม็ดน้ำแข็งเล็กๆ มีสีขาวขุ่น รูปร่างแบนหรือยาวเรียวยาว เส้นผ่าศูนย์กลางน้อยกว่า 1 มม. และตกลงมาจากเมฆ ST (Stratus)

9.6 ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice pellets) เป็นน้ำฟ้าที่เป็นเม็ดน้ำแข็งมีรูปร่างกลม หรือค่อนข้างกลมมีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 5 มม. หรือน้อยกว่า

9.7 หิมะเปียก (Sleet) ก็คือหิมะที่กำลังจะละลาย หรือเกิดจากการปะปนกันระหว่างหิมะกับฝน ในละติจูดกลางๆจะพบว่าเป็นหิมะอยู่เบื้องบนตกลงมายังอากาศอุ่นเบื้องล่าง ซึ่งอุณหภูมิสูงกว่า 0°C จะละลายเป็นหิมะเปียก และกลายเป็นฝนเมื่อตกลงสู่พื้นดิน

9.8 ลูกเห็บ (Hail) เป็นน้ำฟ้าที่มีรูปร่างคล้ายลูกบอลเล็กๆ หรือก้อนน้ำแข็งที่มีรูปร่างอื่นๆ ที่ตกลงมาอย่างโดดเดี่ยว หรือตกลงมาอย่างหนาแน่น ลูกเห็บจะประกอบด้วยชนิดที่มีสีขุ่นและชนิดใส ปกติจะเกิดร่วมกันกับพายุฝนฟ้าคะนอง และอุณหภูมิผิวพื้นจะสูงกว่าจุดเยือกแข็ง มีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง 5-50 มม.หรือมากกว่า

9.9 ผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal) เป็นผลึกน้ำแข็งที่ตกลงมา และมีรูปร่างคล้ายเข็มซึ่งเป็นลำยาว หรือแผ่น ซึ่งจะเรียกผลึกน้ำแข็งชนิดนี้ว่า “ปริซึมน้ำแข็ง” (Ice prisms) ผลึกน้ำแข็งชนิดนี้จะมองเห็นเล็กมาก จนสามารถลอยแขวนตัวอยู่ในอากาศได้ ซึ่งจะตกลงมาจากเมฆ หรือเมื่อลักษณะอากาศดี สามารถมองเห็นได้เมื่อกระทบกับแสงอาทิตย์ หรือแสงไฟอื่นๆที่สว่างมากๆ ซึ่งจะปรากฏเป็นลำแสง หรือปรากฏการณ์อื่นๆ ที่สายตาสถาสามารถมองเห็นได้ส่วนมากจะเกิดบริเวณขั้วโลกที่อากาศมีการทรงตัวดี และมีอุณหภูมิของอากาศต่ำ

ความจริงแล้วเมฆไม่ใช่ฟ้าเพราะเหตุว่าครั้งแรกไอน้ำที่กลั่นตัวมาเป็นเมฆใหม่ๆ นั้นจะประกอบ ด้วยหยดน้ำ

เล็กๆ และแขวนตัวลอยอยู่ในอากาศ น้ำฟ้าเกิดขึ้นเมื่อหยดน้ำเล็กๆ เหล่านั้น เจริญเติบโตขึ้นจนอากาศไม่สามารถพยุงไว้ได้จึงตกลงมาจากเมฆเป็นน้ำฟ้าดังกล่าว การเจริญเติบโตของหยดน้ำเล็กๆ เหล่านั้นเกิดจากกรรมวิธีต่างๆ กัน มีวิธีหนึ่งซึ่งเรียกว่า THE BERGERON PROCESS ซึ่งใช้อธิบายเมฆที่มีอุณหภูมิถึงจุดเยือกแข็งหรือต่ำกว่า จำเป็นจะต้องมีหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งและผลึกน้ำแข็งรวมอยู่ด้วยกัน ผลึกน้ำแข็งเจริญเติบโตขึ้นจากหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง และกลายเป็นเกล็ดหิมะ (Snow flakes) และถ้า เกล็ดหิมะนั้นๆ ตกลงมายังอากาศที่อุณหภูมิสูงกว่า 0°C แล้ว จะละลายกลายเป็นเม็ดฝนตกลงมายังพื้นโลก

อีกวิธีหนึ่งใช้อธิบายถึงการเจริญเติบโตของหยดน้ำเล็กๆ ในก้อนเมฆที่เจริญเติบโตจนกระทั่งเป็นเม็ดฝนโดยการกระทบโดยตรงและการเกาะกันของหยดน้ำอื่นๆ ที่อยู่ใกล้เคียงกัน ทำให้เม็ดฝนเหล่านั้นโตขึ้นจนไม่สามารถจะลอยตัวอยู่ในอากาศได้จึงตกลงมาเป็นฝน กรรมวิธีนี้เรียกว่า COLLISION

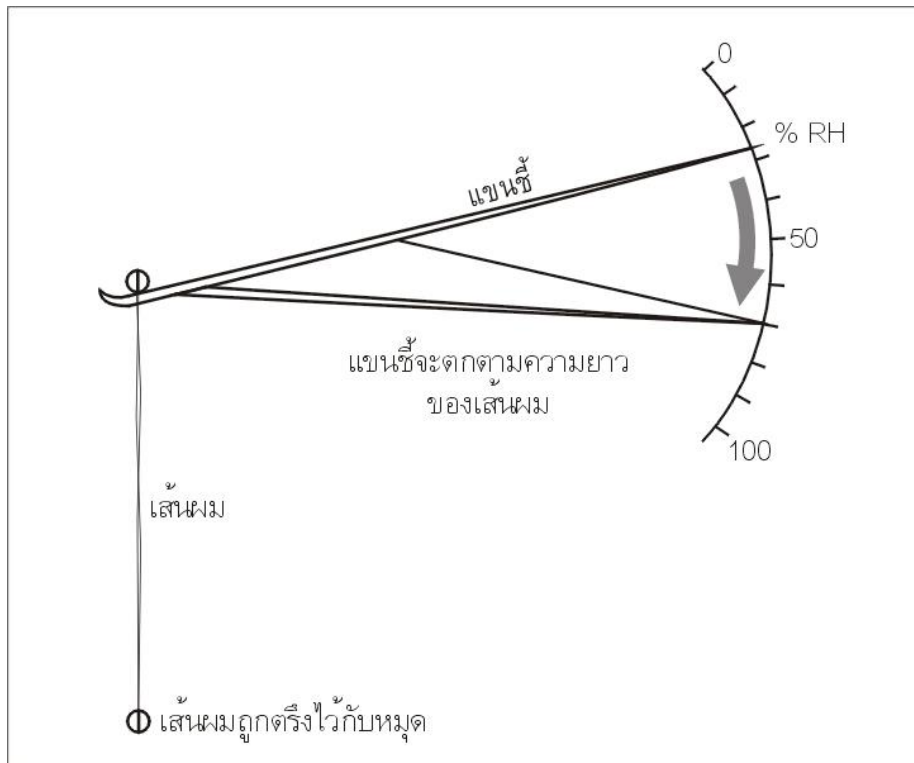
9.10 น้ำค้าง (Dew) หมายถึงหยดน้ำเล็กๆ ที่รวมตัวกันจับอยู่บนวัตถุที่พื้นดิน หรือใกล้ๆ กับพื้นดิน เกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิของอากาศลดลงต่ำกว่าอุณหภูมิที่น้ำที่อยู่ในอากาศเกิดการควบแน่น หรือกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ เมื่ออุณหภูมิของอากาศมีค่าเท่ากับหรือต่ำกว่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ตามธรรมชาติ น้ำค้างจะเกิดในเวลากลางคืนที่อากาศแจ่มใส แต่ส่วนมากเกิดในตอนใกล้รุ่ง ซึ่งเป็นระยะเวลาที่อุณหภูมิของอากาศประจำวันลดลงต่ำสุด

9.11 น้ำค้างแข็ง (Frost) หมายถึงน้ำแข็งที่รวมตัวกันมีลักษณะเป็นผลึก โดยทั่วๆ ไปมีรูปร่างคล้ายเกล็ดเข็มหรือพัด เกิดขึ้นเมื่อไอน้ำในอากาศรวมตัวกันที่ผิวพื้นที่มีอุณหภูมิเท่ากับหรือต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ซึ่งต่างจากน้ำค้างตรงที่น้ำค้างแข็งจะมีลักษณะทึบแสง แต่น้ำค้างเมื่อแข็งตัวภายหลังจะมีลักษณะโปร่งแสงกว่า

ในบางครั้งจะเกิดน้ำค้างแข็งจับตามลำตัวเครื่องบินขณะจอดที่พื้นซึ่งจะต้องกำจัดออกก่อนทำการบินทุกครั้ง เพราะน้ำค้างแข็งจะทำให้เครื่องบินสูญเสียแรงยกไปมาก

10. เครื่องมือและวิธีการวัดค่าความชื้น

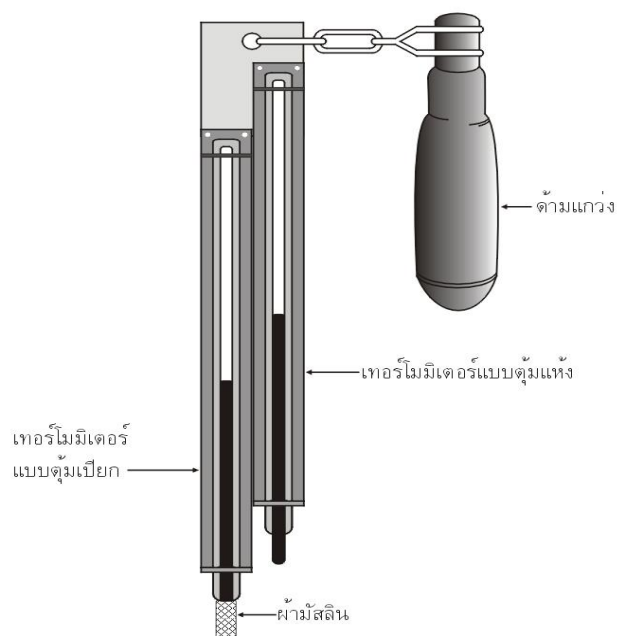
10.1 เครื่องมือที่ใช้วัดความชื้น หรือความจุของไอน้ำเรียกว่า HYGROMETERS เป็นเครื่องมือที่วัดค่าความชื้นสัมพัทธ์โดยตรง ชนิดทำด้วยเส้นผมเป็นชนิดหนึ่งที่นิยมใช้เป็นส่วนมากโดยอาศัยหลักที่ว่าเส้นผมของคนจะยาวมากขึ้นเมื่อความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้น และจะหดเมื่อความชื้นลดลง เส้นผมจะผูกติดกับเข็มที่ชี้บอกค่าความชื้นสัมพัทธ์เมื่อเส้นผมขยายตัวเข็มจะตกลงมา และเมื่อหดตัวก็จะดึงเข็มขึ้น (ดูรูปที่ 1.4)



รูปที่ 1.4 HYGROMETERS

การบันทึกค่าของความชื้นสัมพัทธ์แบบต่อเนื่องทำได้โดยแทนที่เข็มชี้ด้วยปากกาซึ่งขีดไปบนกระดาษกราฟที่ติดแนบอยู่กับกระบอกกลมที่หมุนโดยลานนาฬิกา เครื่องมือนี้เรียกว่า HAIR HYGROGRAPH

10.2 ดีเปรสชันของกระเปาะเปียก (Wet bulb depression) วิธีที่จะวัดค่าความชื้นสัมพัทธ์ได้ถูกต้องและละเอียดมากขึ้นก็การใช้เทอร์โมมิเตอร์ชนิดกระเปาะเปียกและแห้ง (Wet and Dry bulb thermometer) จากผลที่แตกต่างกันในการอ่านเทอร์โมมิเตอร์ชนิดเปียกและแห้ง ซึ่งเรียกว่า ดีเปรสชันของกระเปาะเปียก เราก็สามารถหาค่าความชื้นสัมพัทธ์ได้ เครื่องมือที่ใช้อีกชนิดหนึ่งคือไซโครมิเตอร์แบบแกว่ง (Sling psychrometer) ดังรูป 1.5 ซึ่งประกอบด้วยเทอร์โมมิเตอร์สองอันผูกติดกัน อันหนึ่งมีผ้าฝ้ายสลีนผูกติดอยู่ อีกอันไม่มีอะไรผูกติดกระเปาะเลย วิธีใช้โดยการนำเทอร์โมมิเตอร์ที่มีผ้าฝ้ายสลีนผูกติดอยู่ไปจุ่มน้ำแล้วแกว่งให้เป็นวงกลม การระเหยของน้ำจะทำให้เกิดการเย็นอุณหภูมิต่ำกว่าค่าที่อ่านได้จากกระเปาะแห้ง เมื่ออากาศอิ่มตัวน้ำจะไม่ระเหยจากกระเปาะเปียก และจะอ่านค่าของอุณหภูมิของกระเปาะเปียกได้เท่ากับกระเปาะแห้ง ซึ่งแสดงว่าอากาศขณะนั้นมีความชื้นสัมพัทธ์ 100% และเมื่ออ่านค่าอุณหภูมิที่ได้จากเทอร์โมมิเตอร์ทั้งสองชนิดต่างกันมาก ก็แสดงว่าความชื้นสัมพัทธ์ในขณะนั้นมีน้อย



รูปที่ 1.5 ไฮโครมิเตอร์แบบแกว่ง

ค่าแตกต่างที่อ่านได้จากอุณหภูมิตุ่มแห้งและตุ้มเปียก (Spread หรือ Dew point depression) และค่าอุณหภูมิตุ่มเปียก (ค่าที่อ่านได้จาก Wet bulb) ก็สามารถนำมาหาค่าความชื้นสัมพัทธ์จากตารางท้ายบทนี้

11. ความหนาแน่นของอากาศชื้น (Density of moist air)

ความหนาแน่นของอากาศแห้งจะเปลี่ยนแปลงค่าตามความกดอากาศ และอุณหภูมิที่อยู่ใกล้พื้นผิวโลก ณ ความกดของบรรยากาศมาตรฐาน ความหนาแน่นของอากาศแห้งมีค่าเท่ากับ 1.225 กิโลกรัมต่อลูกบาศก์เมตร ตามที่ทราบแล้วว่าอากาศแห้งเป็นส่วนผสมของแก๊สชนิดต่างๆ ที่มีอยู่ในบรรยากาศดังแสดงตามตารางข้างล่างนี้

แก๊ส	เปอร์เซ็นต์โดยปริมาตร
ไนโตรเจน	78.084
ออกซิเจน	20.946
อาร์กอน	0.943
คาร์บอนไดออกไซด์	0.033
นีออน	0.00182
ฮีเลียม	0.00052
คริปตัน	0.00066
ไฮโดรเจน	0.00066
ซีนอน	0.00066
โอโซน	0.00066
เรดอน	0.00066
ฯลฯ	0.00066

ฉะนั้นจึงไม่มีสิ่งใดเป็นโมเลกุล (Molecule) ของอากาศแห้ง อย่างไรก็ตามสามารถที่จะหาน้ำหนักโมเลกุลเฉลี่ยของอากาศแห้ง (Mean molecular weight of dry air) ได้ซึ่งในบรรยากาศชั้น HOMOSPHERE แก๊สที่มีอยู่ในบรรยากาศจะผสมคลุกเคล้ากันเป็นอย่างดี น้ำหนักโมเลกุลเฉลี่ยของอากาศแห้งมีค่าประมาณ 28.96

ไอน้ำมีน้ำหนักโมเลกุลเฉลี่ยเท่ากับ 18 หรือประมาณ 5/8 ของน้ำหนักโมเลกุลเฉลี่ยของอากาศแห้ง ฉะนั้นในชั้นบรรยากาศที่สูงขึ้นไปจนกระทั่งถึงชั้น MESOPAUSE แก๊สที่มีอยู่ในบรรยากาศจะผสมคลุกเคล้ากันดีและเกิดในสัดส่วนเดียวกัน ดังนั้นโมเลกุลของน้ำจึงมีมวลน้อยกว่าโมเลกุลเฉลี่ยของอากาศแห้ง

ตารางค่าน้ำหนักโมเลกุล (Molecular weight)	
แก๊ส	น้ำหนักโมเลกุล
ไฮโดรเจน	1
ออกซิเจน	16
ไนโตรเจน	14
ไอน้ำ	18
อาร์กอน	40
คาร์บอน	12

เมื่อเราเอาอากาศแห้งในปริมาตรที่กำหนดมาทดลอง และแทนที่บางโมเลกุลของอากาศแห้งในจำนวนที่เท่ากันด้วยโมเลกุลของไอน้ำ จะเห็นว่ามวลของไอน้ำลดลง และเนื่องจากความหนาแน่นได้มาจากจำนวนของมวล (Mass) ต่อปริมาตร (Volume) ซึ่งก็จะลดลงด้วย ฉะนั้นความหนาแน่นของอากาศชั้นจึงต่ำกว่าอากาศแห้งที่ความกดอากาศ และอุณหภูมิเดียวกัน

บทที่ 3

อุณหภูมิ (Temperature)

คำว่า "อุณหภูมิ" หมายถึงการบอกระดับความร้อน ความเย็น เป็น "องศา" การที่สสารต่างๆ มีอุณหภูมิต่างกันนั้น นอกจากเป็นเพราะได้รับพลังงานความร้อนไม่เท่ากันแล้วยังเป็นเพราะมีโครงสร้างทางโมเลกุลแตกต่างกันอีกด้วย เมื่อให้ความร้อนจำนวนเท่ากันต่อสสารสองชนิดที่มีปริมาตรเท่าๆ กัน สสารชนิดหนึ่งจะร้อนกว่าอีกชนิดหนึ่ง เช่นพื้นดินจะร้อนกว่าพื้นน้ำ อุณหภูมินี้มีความสำคัญต่อผู้ทำงานในอากาศเพราะเข้าไปมีส่วนเกี่ยวข้องกับองค์ประกอบต่างๆ ในระบบการทำงานของอากาศยานโดยทั่วๆ ไป และสามารถก่อให้เกิดเหตุวิกฤตต่อภารกิจการบินบางภารกิจได้ อีกทั้งยังเป็นสาเหตุให้เกิดปรากฏการณ์ทาง อุตฯ ขึ้นด้วยเพราะพื้นที่ต่างๆ บนโลกมีอุณหภูมิไม่เท่ากัน

1. การวัดค่าอุณหภูมิ

เทอร์โมมิเตอร์ที่ใช้กันทั่วไปในงานหลายสาขาปัจจุบันนี้ได้แก่ เทอร์โมมิเตอร์ปรอท เพราะปรอทเป็นสารที่มีความไวในการขยายและหดตัว เมื่ออุณหภูมิเปลี่ยนแปลง แต่มีแนวโน้มว่าในอนาคตเทอร์โมมิเตอร์ไฟฟ้าจะได้รับการพัฒนาขึ้นมาใช้งานอย่างกว้างขวางแทน เพราะให้ค่าเที่ยงตรงมาก เนื่องจากทำงานด้วยระบบวงจรไฟฟ้า สำหรับแอลกอฮอล์เทอร์โมมิเตอร์นั้น นิยมใช้ในการวัดค่าอุณหภูมิต่ำๆ (เพราะแอลกอฮอล์มีจุดเยือกแข็งต่ำถึง -130°C) แม้แต่ Minimum thermometer ก็เป็นเทอร์โมมิเตอร์แบบใช้แอลกอฮอล์ ส่วนเทอร์โมมิเตอร์โลหะ ใช้โลหะบางๆ 2 ชนิดที่มีการหด-ขยายตัวไม่เท่ากัน (เมื่อได้รับอุณหภูมิเท่ากัน) มาประกบติดกัน เหมาะในการตรวจ-บันทึกค่าอุณหภูมิเป็นระยะเวลานาน เช่นเทอร์โมมิเตอร์แบบจดบันทึก (Thermograph) เป็นต้น

1.1 มาตรฐานที่ใช้วัด การวัดค่าอุณหภูมินิยมแสดงหน่วยเป็น "องศา" (Degree) ได้มีนักวิทยาศาสตร์หลายท่านคิดกำหนดมาตรวัดอุณหภูมิขึ้นมาต่างกัน เพื่อให้เหมาะกับงานสาขาต่างๆ เช่น

เซลเซียส (Celsius, เซ็นติเกรดเดม, $^{\circ}\text{C}$) เป็นมาตราที่เรา และบรรดาประเทศที่นิยมใช้ระบบเมตริกคุ้นเคยกันดี นักวิทยาศาสตร์ด้านอวกาศของประเทศสวีเดนเป็นผู้กำหนดมาตรานี้ขึ้น โดยให้จุดเยือกแข็งอยู่ที่ 0°C และจุดน้ำเดือดอยู่ที่ 100°C จากจุดเยือกแข็งถึงจุดเดือดจึงแบ่งออกเป็น 100 ช่ององศาเท่าๆ กัน

ฟาเรนไฮต์ (Fahrenheit, $^{\circ}\text{F}$) เป็นมาตรานี้นิยมใช้กันในกลุ่มประเทศยุโรปและอเมริกา มาตรานี้ถูกกำหนดขึ้นโดยนักฟิสิกส์เยอรมัน ให้จุดเยือกแข็งอยู่ที่ 32°F และจุดน้ำเดือดอยู่ที่ 212°F มาตรานี้แบ่งออกเป็น 180 ช่ององศาเท่าๆ กัน สำหรับค่า 0 องศาซึ่งเป็นค่าต่ำสุดของมาตรานี้ได้จากการนำเทอร์โมมิเตอร์วางไว้ในส่วนผสมอย่างละเท่าๆ กันของน้ำแข็งและเกลือ ซึ่งในสมัยนั้นผู้ประดิษฐ์เชื่อว่าไม่มีวิธีการใดที่ทำในห้องทดลองจะสามารถทำอุณหภูมิให้ต่ำกว่านี้ได้อีกแล้ว

โรเมอร์ (Reaumur, $^{\circ}\text{R}$) เคยนิยมใช้กันในกลุ่มยุโรปกลาง แต่เสื่อมความนิยมไปแล้วเมื่อต้นศตวรรษที่ 20 นี้ นักฟิสิกส์ชาวฝรั่งเศสเป็นผู้กำหนด มีจุดเยือกแข็งอยู่ที่ 0°R จุดน้ำเดือดที่ 80°R

เคลวิน (Kelvin, หรือ องศาสัมบูรณ์, Absolute, K หรือ A) นิยมใช้ในงานด้านวิทยาศาสตร์มาตรานี้กำหนดโดย ลอร์ด เคลวิน นักฟิสิกส์และนักคณิตศาสตร์ชาวอังกฤษ กำหนดจุดเยือกแข็งอยู่ที่ 273 K และ จุดเดือดอยู่ที่ 373 K นั่นคือจากจุดเยือกแข็งถึงจุดเดือดแบ่งออกเป็น 100 ช่ององศาเช่นเดียวกับมาตราเซลเซียสนั่นเอง ควรสังเกตว่ามาตรานี้ไม่มีอุณหภูมิที่เป็นค่าลบ เนื่องจากค่าต่ำสุดในมาตรานี้ (0 K) นั้นเป็นศูนย์อย่างแท้จริง (ศูนย์องศาสัมบูรณ์)

ไม่มีพลังงานความร้อนที่จะไปกระตุ้นโมเลกุลของสารให้เคลื่อนไหว แม้แต่โมเลกุลของแก๊สก็ยังหยุดนิ่ง และการเขียนค่าอุณหภูมิเคลวินจะไม่ใส่เครื่องหมายองศา (°)

1.2 การแปลงมาตรา จะเห็นได้ว่าในมาตราเซลเซียสนั้นแบ่งช่ององศาออกเป็น 100 ช่อง ส่วนฟาเรนไฮต์มี 180 ช่อง อัตราส่วนระหว่างองศาเซลเซียสต่อองศาฟาเรนไฮต์ จึงเป็น 1 ต่อ 9/5 ซึ่งสามารถเขียนเป็นสูตรง่ายๆ สำหรับการแปลงมาตราทั้งสองได้ดังนี้ $C/5 = (F-32)/9$

ตัวอย่าง การแปลงค่า 40°C ให้เป็น $^{\circ}\text{F}$

จากสูตร $C/5 = (F-32)/9$

แทนค่า $40/5 = (F-32)/9$

$$360 = 5F - 160$$

$$5F = 520$$

$$F = 520/5 = 104^{\circ}\text{F}$$

ส่วนมาตราเซลเซียสกับเคลวินนั้นต่างก็แบ่งออกเป็น 100 ช่องเหมือนกันแต่จุดเยือกแข็งและจุดเดือดของเคลวินอยู่ห่างจากของเซลเซียสอยู่ 273 ช่ององศา ฉะนั้น สูตรในการแปลงหน่วยระหว่างมาตราทั้งสองจึงเป็น $K = 273 + C$ (หรือ $C = K - 273$)

ตัวอย่าง การแปลงค่า 40°C เป็นองศา K

จากสูตร $K = 273 + C$

แทนค่า $K = 273 + 40$

$$K = 313$$

*** จุดเยือกแข็ง หมายถึง จุดแห่งการเปลี่ยนสถานะจากของเหลวเป็นของแข็ง

("จุดเยือกแข็ง" Freezing point) และในทางกลับกันจากของแข็งกลายเป็นของเหลว

("จุดหลอมละลาย" Melting point) ซึ่งทั้งสองจุดนี้อยู่ที่ค่าอุณหภูมิเดียวกัน (0°C)

2. กระบวนการถ่ายเทความร้อน (Heat transfer process) และการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ (Temperature changes)

การถ่ายเทพลังงานความร้อนระหว่างสิ่งต่างๆ ตามธรรมชาตินั้นมีอยู่ตลอดเวลา เหมือนกับเป็นการเคลื่อนที่กระจายความร้อนออกไป หากวางวัตถุต่างอุณหภูมิ 2 ชิ้นไว้ใกล้ๆ กัน พลังงานความร้อนของวัตถุที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจะถ่ายเทไปสู่วัตถุที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าโดยวิธีใดวิธีหนึ่งต่อไปนี้คือ การนำความร้อน(Conduction), การพาความร้อน(Convection), การแผ่รังสี (Radiation) และมีแนวโน้มที่เป็นไปได้ว่า ในที่สุดอุณหภูมิของวัตถุทั้งสองจะเท่ากัน

2.1 การนำความร้อน (Conduction) เป็นวิธีที่ความร้อนถ่ายเทผ่านระหว่างโมเลกุลต่อโมเลกุลของวัตถุที่สัมผัสกันโดยวัตถุตัวนำนั้นไม่ต้องเคลื่อนที่ เช่น ท่อนเหล็กที่เผาไฟ แม้ปลายเหล็กจะสัมผัสไฟเพียงด้านเดียว แต่ปลายด้านตรงข้ามก็ร้อนด้วย โลหะส่วนมากเป็นตัวนำความร้อนที่ดีแต่อากาศเป็นตัวนำความร้อนที่เลว และถ่ายเทความร้อนได้ช้า เมื่อพื้นดินร้อนในตอนกลางวัน อากาศที่อยู่ติดกับผิวดินเท่านั้นที่ร้อนขึ้นด้วยการนำความร้อน ในเวลากลางคืนพื้นดินคายความร้อนได้เร็วกว่าจึงมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศ จะมีก็เพียงชั้นบางๆ ของอากาศที่อยู่ติดผิวดิน

เท่านั้นที่เย็นเนื่องจากการสัมผัสกับพื้นดิน จึงเป็นต้นเหตุสำคัญของการเกิดน้ำค้าง เมื่อวัตถุต่างๆ คายความร้อนออกอย่างรวดเร็วในเวลากลางคืน จนพื้นผิวของมันมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศ ทำให้ความชื้นในอากาศที่มาสัมผัสมีอุณหภูมิถึงจุดน้ำค้างได้โดยง่าย

2.2 การพาความร้อน (Convection) คือการที่ตัวสื่อพาเอาความร้อนติดไปด้วยเมื่อเคลื่อนที่จากแหล่งเดิมในวิชาอุตุนิยมวิทยาจะมุ่งถึงความหมายของ Convection แต่เฉพาะในกรณีของ "การพาความร้อนในทางตั้งเท่านั้น" เช่นอากาศเหนือตำบลหนึ่งถูกความร้อนแล้วยกตัวขึ้น อากาศเช่นนี้เราเรียกว่า Convection ส่วนการพาความร้อนทางระดับ (แนวระนาบ) เช่นการที่อากาศโดยรอบเคลื่อนตัวในแนวระนาบเข้ามาแทนที่อากาศ ณ ตำบลข้างต้นเรียกว่า Advection

2.3 การแผ่รังสี (Radiation) เป็นการเคลื่อนที่ของความร้อนโดยไม่ต้องผ่านตัวกลางพลังงานความร้อนแผ่ออกมาจากต้นกำเนิดในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เช่นพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์แผ่รังสีผ่านอวกาศมาในรูปของคลื่นสั้น (Short wave radiation) และโลกแผ่รังสีกลับไปในรูปของคลื่นยาว (Long wave radiation)

3. คุณสมบัติบางประการของการแผ่รังสี

การแผ่รังสีที่เรารู้จักกันดีคือ การแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์เป็นพลังงานในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าเคลื่อนตัวด้วยความเร็วของแสง เป็นการยากที่จะแยกความแตกต่างอย่างชัดเจนระหว่างพลังงานความร้อนกับพลังงานแสง ความแตกต่างที่เราคุ้นเคยก็คือเราสามารถสัมผัสพลังงานแสงได้ด้วยการมองเห็น ดวงอาทิตย์แผ่รังสีออกมาในทุกขนาดช่วงคลื่น ช่วงที่แผ่พลังงานออกมาสูงสุดคือช่วงของแสงสว่าง (Visible range) ซึ่งมีความยาวขนาดช่วงคลื่นระหว่าง 0.4 ถึง 0.7 ไมครอน แต่ประมาณครึ่งหนึ่งของพลังงานที่แผ่จากดวงอาทิตย์เป็นขนาดช่วงคลื่นอื่นที่สั้นกว่า 0.4 ไมครอน ได้แก่พวกอุลตราไวโอเลต และเอ็กซ์เรย์ เป็นต้น ส่วนที่มีความยาวมากกว่า 0.7 ไมครอน ได้แก่พวกอินฟราเรด และคลื่นวิทยุอื่นๆ เป็นต้น

กฎของ Planck และของ Stefan-Boltzmann ช่วยอธิบายเรื่องกำลังในการแผ่พลังงานและช่วยให้สามารถคำนวณหาค่าออกมาได้

กฎของ Planck กล่าวว่า "กำลังในการแผ่พลังงาน ณ ช่วงคลื่นใดๆ ของวัตถุดำ (Black body) จะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของวัตถุดำนั้น"

กฎของ Stefan-Boltzmann กล่าวว่า "ผลรวมของกำลังในการแผ่พลังงานของวัตถุดำจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับอุณหภูมิ (เคลวิน) ของวัตถุนั้นยกกำลังสี่" จะเห็นว่ากฎทั้งสองนี้มีอุณหภูมิของวัตถุเป็นปัจจัยสำคัญ วัตถุที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจะมีกำลังในการแผ่พลังงานมากกว่า และขนาดของคลื่นสั้นกว่า เช่นดวงอาทิตย์เมื่อเทียบกับโลก ดวงอาทิตย์แผ่พลังงานออกมาอย่างมหาศาล เพราะมีอุณหภูมิสูงกว่า และพลังงานที่แผ่ออกมาก็เป็นพวกคลื่นสั้น (Short waves) ส่วนโลกแผ่พลังงานที่ได้รับนั้นกลับออกไปในรูปของคลื่นยาว (Long waves or Terrestrial radiation)

*** วัตถุดำ (Black body) เป็นวัตถุสมมุติในทางทฤษฎี ที่สามารถแผ่พลังงานออกมาสูงสุดในทุกขนาดช่วงคลื่น ณ อุณหภูมิหนึ่ง และสามารถดูดซับพลังงานทั้งหมดที่ตกกระทบ เช่น ณ อุณหภูมิหนึ่งโลกสามารถดูดซับและแผ่พลังงานช่วงความยาวคลื่น 10 ไมครอน ได้เกือบเต็ม 100 เปอร์เซ็นต์ นั่นหมายถึงที่อุณหภูมินั้นโลกมีคุณสมบัติ

เกือบเป็น Black body ส่วนชื่อ "วัตถุดำ" นั้นไม่เกี่ยวกับสี มุ่งถึงคุณสมบัติในเรื่องการดูดซึม และการแผ่พลังงานเป็นหลักไม่ว่าตัววัตถุจะเป็นสีอะไรหรือมีโครงสร้างอย่างไรก็ตาม

4. พลังงานในบรรยากาศ (Energy in the atmosphere)

อริสโตเติล (Aristotle) เป็นเจ้าของแนวความคิดที่ว่า การได้รับความร้อนไม่เท่ากันของแถบศูนย์สูตรกับแถบขั้วโลกนั่นเอง เป็นที่มาของพลังมหาศาลที่ผลักดันให้บรรยากาศของโลกเกิดการหมุนเวียนถ่ายเท พลังงานดังกล่าวได้มาจากดวงอาทิตย์ถึง 99.7% ส่วนที่เหลือมาจากภายในของโลกเอง เช่น จากภูเขาไฟ, น้ำพุร้อน และจากกิจกรรมของมนุษย์โลก (Human activities) พลังงานในบรรยากาศมีอยู่ 4 รูปแบบดังนี้

4.1 พลังงานจลน์ (Kinetic energy) เป็นพลังงานที่เกิดจากการเคลื่อนไหวถ่ายเทของบรรยากาศ

4.2 พลังงานศักย์ (Potential energy) เป็นพลังงานที่เกิดในเนื้อของอากาศจากการพยายามทรงตัวต้านแรงดึงดูดของโลก

4.3 พลังงานความร้อนแฝง (Latent heat energy) เป็นพลังงานที่ของแข็งและของเหลวดูดซึมกักไว้ในระหว่างขบวนการละลายและระเหย (เช่น การที่น้ำแข็งจะละลายหรือน้ำจะกลายเป็นไอนั้นจะต้องใช้ความร้อนจำนวนหนึ่งเพื่อการเปลี่ยนสถานะดังกล่าว) และความร้อนจำนวนนี้จะถูกคายออกมาอีกครั้งเมื่อมีการเปลี่ยนสถานะกลับสภาพเดิม

4.4 พลังงานจากความร้อน (Thermal energy) เป็นพลังงานที่กักเก็บไว้ในเนื้อของอากาศเมื่อได้รับความร้อนซึ่งไปกระตุ้นให้โมเลกุลเกิดการสั่นไหว พลังงานที่กล่าวนี้จะแสดงออกมาเมื่ออากาศนั้นไปอยู่ในที่ที่มีความแตกต่างทางอุณหภูมิระหว่างเนื้อมวลอากาศกับสิ่งแวดล้อม

5. พลังงานจากดวงอาทิตย์ (Solar radiation)

ดวงอาทิตย์เป็นต้นกำเนิดแห่งขบวนการแผ่รังสีทุกชนิดของโลก ดวงอาทิตย์แผ่รังสีปริมาณมหาศาลออกไปทุกทิศทุกทางในอวกาศอย่างต่อเนื่องโลกรับพลังงานนี้ (รังสีดวงอาทิตย์) มาเพียงเล็กน้อย ปริมาณพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ (Insolation หรือ Incoming solar radiation) นั้นขึ้นอยู่กับองค์ประกอบ 4 ประการต่อไปนี้

5.1 Solar Constant คือค่าของรังสีดวงอาทิตย์ที่วัด ณ ขอบนอกของบรรยากาศ ซึ่งเชื่อว่าเป็นค่าคงที่ 1.94 กรัม-แคลอรี / ซม² / นาที

5.2 ระยะห่างของดวงอาทิตย์ เนื่องจากโลกมีวิถีโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ระยะห่างจากดวงอาทิตย์เมื่ออยู่ ณ ตำแหน่งต่างๆ จึงไม่เท่ากัน เป็นผลให้ค่า Solar constant แปรเปลี่ยนตามไปด้วย เช่นเมื่อโลกอยู่ในตำแหน่งใกล้ดวงอาทิตย์ที่สุด (Perihelion) ประมาณ 1-3 ม.ค. Solar constant จะมีค่าประมาณ 2.01 กรัม-แคลอรี / ซม² / นาที และเมื่อโลกอยู่ที่ตำแหน่งไกลดวงอาทิตย์ที่สุด (Aphelion) ประมาณ 4-6 ก.ค. Solar constant มีค่าประมาณ 1.88 กรัม-แคลอรี / ซม² / นาที หากพิจารณาในทางทฤษฎีถึงผลอันนี้แล้วน่าจะทำให้ค่าอุณหภูมิต่ำสุดและสูงสุดในฤดูหนาวและฤดูร้อนของซีกโลกใต้แตกต่างกันมากกว่าของซีกโลกเหนือ แต่ค่าแตกต่างนี้ก็ถูกลบเลือนไปโดยองค์ประกอบอื่นๆ ที่เกี่ยวข้องกับการหมุนเวียนของบรรยากาศ และความต่างอุณหภูมิระหว่างพื้นดิน-พื้นน้ำของทั้งสองซีกโลก

5.3 มุมของดวงอาทิตย์ที่กระทำต่อโลก ปริมาณพลังงานที่ผิวโลกได้รับในขณะที่แสงอาทิตย์ทำมุมตั้งฉากกับพื้นพื้นนั้นย่อมมากกว่าเมื่อแสงทำมุมเอียง

5.4 ความนานของช่วงกลางวัน ช่วงกลางวันที่ยาวนานปริมาณ Insolation ที่ได้รับ ณ ตำแหน่งนั้นๆ ก็ยิ่งมาก ซึ่งช่วงเวลาของวันก็ขึ้นอยู่กับค่าเส้นรุ้ง (Latitude) ของตำแหน่ง และช่วงเวลาของปี (ฤดู) โดยตรง

6. การสูญเสียพลังงานของรังสีดวงอาทิตย์

พลังงานที่ดวงอาทิตย์แผ่ผ่านห้วงอวกาศมานั้นจะมีค่าคงที่เมื่อยังไม่เข้าสู่บรรยากาศของโลก แต่เมื่อผ่านบรรยากาศเข้ามาแล้วจะสูญเสียพลังงานไปบางส่วน ตัวการต่างๆ ที่ทำให้ Insolation สูญเสียพลังงานมีดังนี้

6.1 ผลกระทบจากบรรยากาศ บรรยากาศจะทำหน้าที่แพร่กระจาย (Scattering) และดูดซึม (Absorption) รังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามา โดยโมเลกุลของอากาศจะกระจายรังสีจากดวงอาทิตย์ออกไปทุกทิศทุกทางในท้องฟ้าก่อนผ่านลงมาถึงพื้นโลก ท้องฟ้าในเวลากลางวันจึงแลดูเจิดจ้า แก๊สแต่ละชนิดที่ประกอบขึ้นมาเป็นบรรยากาศจะเลือกดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์แต่ละช่วงความยาวคลื่นเฉพาะตัว ในขณะที่ปล่อยให้คลื่นขนาดอื่นผ่านไป พวกคลื่นสั้น (Short wave) ทั้งหมดจะถูกบรรยากาศในระดับบนดูดซึมไว้บรรยากาศไม่สามารถดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ที่มีความยาวคลื่นมากกว่า 0.34 ไมครอน (ซึ่งได้กล่าวแล้วว่าดวงอาทิตย์แผ่พลังงานย่านนี้มาด้วยความเข้มสูงสุด) จะผ่านบรรยากาศลงมาได้โดยง่าย แล้วถูกพื้นดินดูดซึมไว้ ทำให้อุณหภูมิของพื้นดินเพิ่มขึ้น และต่อมาก็เป็นผลให้อากาศใกล้ๆ พื้นดินร้อนขึ้นด้วยการนำความร้อนและการพาความร้อน

6.2 ผลกระทบจากเมฆจำนวน ชนิด และความหนาของเมฆ มีผลในการขัดขวางรังสีดวงอาทิตย์ที่ ส่องลงมาสู่พื้นโลก การสูญเสียพลังงานจะมากหรือน้อยก็ขึ้นอยู่กับคุณสมบัติของเมฆนั้นๆ ในเรื่องการ สะท้อนกลับ (Reflection), การดูดซึม (Absorption) โดยหยดน้ำและผลึกน้ำแข็งที่อยู่ในเมฆ และการแพร่กระจาย (Scattering) ความสามารถในการสะท้อนแสงกลับ (Albedo) ของเมฆแต่ละชนิดนั้นแตกต่างกันมาก เมฆชั้นสูงและเมฆแผ่นมี Albedo ประมาณ 21%, เมฆแผ่นในชั้นกลางประมาณ 48%, เมฆแผ่น ชั้นต่ำ 69% และเมฆก่อตัวทางตั้งที่สูงใหญ่มี Albedo ประมาณ 70% ทั้งนี้ก็ขึ้นอยู่กับความหนาของเมฆนั้นด้วย Insolation จะถูกเมฆดูดซึมไว้บ้างเพียงเล็กน้อย และเมฆยังเป็นตัวขัดขวางบางส่วนของ Terrestrial radiation ซึ่งเป็นคลื่นยาวที่โลกแผ่ออกไปสู่อวกาศในเวลากลางคืนอีกด้วย ทำให้ความต่างอุณหภูมิในเวลากลางวันและกลางคืนมีไม่มากนักในวันที่มีเมฆมาก

*** Albedo คือ ความสามารถในการสะท้อนแสงที่ตกกระทบของสิ่งต่างๆ ปกติแล้วจะแสดงค่า Albedo เป็นเปอร์เซ็นต์ ซึ่งคืออัตราส่วนระหว่างปริมาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่สะท้อนกลับโดยวัตถุต่อปริมาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ตกกระทบวัตถุนั้น

6.3 ผลกระทบจากพื้นดิน-พื้นน้ำ ความสามารถในการดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ของโลกขึ้นอยู่กับธรรมชาติของผิวโลกแต่ละแห่ง โดยเฉพาะอย่างยิ่งค่าความสามารถในการสะท้อนกลับ (Albedo) และค่าความจุความร้อน (Heat capacity) ของที่นั้น โดยทั่วไปแล้วพื้นดินมีค่า Albedo มากกว่าพื้นน้ำ Insolation ที่ตกบริเวณพื้นดินจึงสะท้อนกลับไปมากกว่าที่ตกลงสู่พื้นน้ำ (ยกเว้นเมื่อดวงอาทิตย์ทำมุมต่ำต่อผิวน้ำที่ราบเรียบ) ส่วนค่าความจุความร้อนนั้น น้ำมีค่าความจุความร้อนมากกว่าดิน น้ำจึงดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ไว้มากกว่าพื้นดิน ในเวลากลางคืนความร้อนเหล่านี้ก็จะถูกคายกลับออกมา ด้วยเหตุนี้ในมหาสมุทรจึงทำหน้าที่เสมือนเป็นแหล่งสำรองพลังงานแหล่งใหญ่ของโลก และช่วงห่างระหว่างค่าอุณหภูมิสูงสุด-ต่ำสุด เหนือพื้นน้ำมีค่าน้อยกว่าที่เหนือพื้นดิน ความต่างอุณหภูมิระหว่างพื้นดิน-พื้นน้ำ เป็นเหตุให้เกิดสภาพอากาศตามฤดูกาลในสเกลใหญ่ (Large scale) หรือที่เห็นได้ง่ายๆ คือลมบก-ลมทะเล ในสเกลขนาดท้องถิ่น (Local scale)

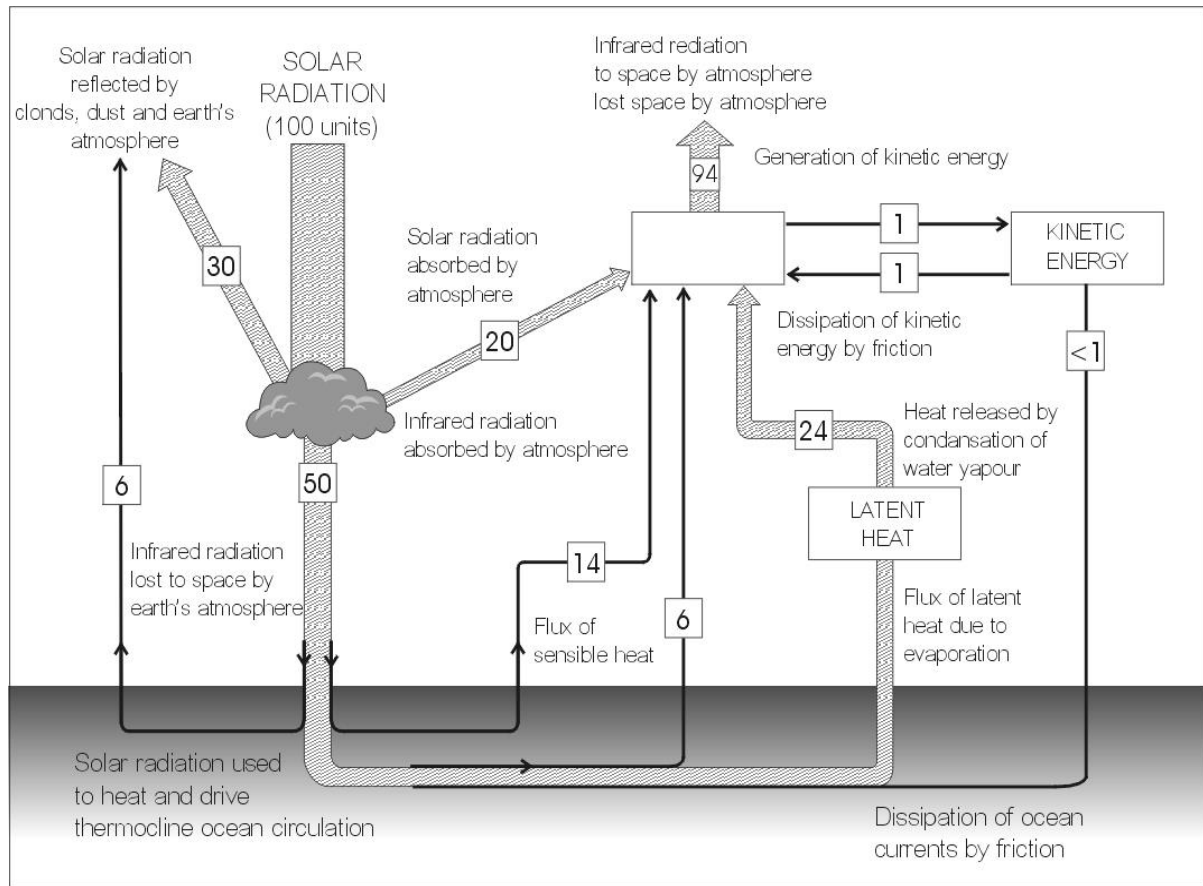
6.4 ผลกระทบจากความสูงและทิศทางที่หันรับรังสีดวงอาทิตย์ องค์ประกอบทั้งสองนี้มีความสำคัญต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่แต่ละตำบลได้รับ ตำบลที่อยู่ในระดับความสูงมากๆ ย่อมมีช่วงเวลาของการรับรังสีดวงอาทิตย์ยาวนานกว่าพื้นที่ที่อยู่ต่ำกว่า อีกทั้งบรรยากาศในระดับสูงก็บางเบากว่าทำให้อิทธิพลของบรรยากาศที่มีต่อรังสีดวงอาทิตย์มีน้อยลง ลักษณะการวางตัวของพื้นลาดเอียงไหล่เขาและหน้าผาที่หันหน้าเข้ารับรังสีดวงอาทิตย์ ย่อมมีช่วงเวลาของการได้รับรังสีดวงอาทิตย์ในมุมตรงมากกว่าพื้นราบทั่วไป

7. การแผ่รังสีของโลก (Terrestrial radiation)

เมื่อโลกได้รับรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์แล้ว โลกก็จะแผ่รังสีคลื่นยาว (Long wave หรือ Infra-red) กลับออกไป ไอน้ำและคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศนั้นมีคุณสมบัติในการดูดซึมรังสีคลื่นยาวได้ดีมาก รังสีคลื่นยาวที่โลกแผ่ออกไปจะถูกบรรยากาศดูดซึมไว้ถึง 94% ปล่อยให้หลุดรอดสู่บรรยากาศเพียง 6% เท่านั้น ย่านความยาวคลื่น 8 ถึง 13 ไมครอน เป็นช่วงที่บรรยากาศปล่อยให้หลุดรอดออกไปไม่สามารถดูดซึมไว้ได้ซึ่งเรียกว่าเป็น "หน้าต่างบรรยากาศ" (Atmospheric window) บางส่วนของรังสีคลื่นยาวที่บรรยากาศดูดซึมไว้จะถูกแผ่กลับมายังพื้นโลกอีก

8. ความสมดุลพลังงานของโลก และบรรยากาศ

ผลจากการวิเคราะห์เกี่ยวกับระบบของโลกและบรรยากาศปรากฏว่า ปริมาณเฉลี่ยของรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้นที่ได้รับในบริเวณที่อยู่ระหว่างเส้นรุ้ง 35° กับเส้นศูนย์สูตรนั้นมีมากกว่าคลื่นยาว (Terrestrial radiation) ที่แผ่ออกไป ส่วนบริเวณตั้งแต่เส้นรุ้ง 35° ขึ้นไปถึงขั้วโลกปริมาณรังสีที่ได้รับจะน้อยกว่าที่แผ่ออก สภาพนี้ควรทำให้แถบเส้นรุ้งต่ำๆ มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น และแถบเส้นรุ้งสูงๆ มีอุณหภูมิลดลงเรื่อยๆ แต่กลับปรากฏว่าทุกแห่งในโลกยังคงรักษาค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายปีไว้ได้อย่างสม่ำเสมอ แสดงว่าจะต้องมีการส่งถ่ายพลังงานส่วนเกินอย่างต่อเนื่องสม่ำเสมอจากแถบเส้นรุ้งต่ำๆ ไปยังแถบเส้นรุ้งสูงๆ ซึ่งขาดดุลพลังงาน การหมุนเวียนของบรรยากาศนั่นเองที่ทำให้เกิดการส่งถ่ายพลังงานเหล่านี้ 70% ถึง 90% ส่วนที่เหลือถูกนำไปโดยกระแสน้ำในมหาสมุทร



รูปที่ 1

ความสมดุลพลังงานของโลกและบรรยากาศ (รูปที่ 1) แสดงให้เห็นการได้รับและการสูญเสียพลังงานของระบบโลกและบรรยากาศว่ามีความสมดุลกันได้อย่างไร หากถือว่า Insolation ที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ทั้งหมดเป็น 100 ส่วน จะมีส่วนที่สะท้อนกลับไปด้วยเมฆและพื้นโลก 30% พลังงานส่วนนี้ถือว่าสูญเสียจากระบบเพราะสะท้อนกลับไปสู่อวกาศโดยตรง บรรยากาศและเมฆดูดซับไว้ 20% ส่วนนี้จะถูกแผ่กลับออกไปสู่อวกาศในภายหลัง ที่เหลืออีก 50% จะถูกพื้นดิน-พื้นน้ำดูดซับไว้พลังงานจำนวนนี้จะถูกใช้ในลักษณะต่างๆ ดังนี้ ให้ความร้อนแก่บรรยากาศโดยตรง 6% ใช้ระเหยน้ำเพื่อคงสภาพวงจรของน้ำ 24% ซึ่งพลังงานจำนวนนี้จะกลับมาทำความร้อนให้กับบรรยากาศอีกครั้งในรูปของความร้อนแฝงที่ไอน้ำคายออกมาขณะกลั่นตัวเป็นหยดน้ำในเมฆ, อีก 20% จะใช้ทำความร้อนให้แก่พื้นโลกแล้วในที่สุดก็ถูกโลกแผ่รังสีกลับเข้าสู่บรรยากาศในรูปคลื่นยาวเสีย 14% กับแผ่ไปสู่บรรยากาศโดยตรง 6% พลังงานความร้อนที่บรรยากาศดูดซับไว้จำนวนหนึ่ง (ประมาณ 1%) จะถูกแปรเป็นพลังงานจลน์ (Kinetic energy) เพื่อใช้ทำให้บรรยากาศและกระแสน้ำเกิดการหมุนเวียนต้านแรงเสียดทาน (Friction) แล้วพลังงานส่วนนี้ก็กลับคืนสู่บรรยากาศต่อไป

9. การกระจายของอุณหภูมิ (Temperature distribution)

อุณหภูมิ ณ ที่ต่างๆ ย่อมมีค่าไม่เท่ากันทั้งในทางระดับ และในทางดิ่ง ซึ่งแยกพิจารณาได้ดังนี้

9.1 การกระจายของอุณหภูมิทางระดับที่พื้นโลก ขึ้นอยู่กับฤดูกาลเป็นปัจจัยหลักส่วนปัจจัยรองลงไปได้แก่ ทำเลที่ตั้งและส่วนประกอบของพื้นดิน-พื้นน้ำรวมทั้งสภาพภูมิประเทศ เช่นในฤดูร้อน บริเวณพื้นดิน จะอุ่นกว่าพื้นน้ำที่อยู่ใกล้เคียง ณ เส้นรุ้งเดียวกัน ในฤดูหนาวบริเวณพื้นน้ำจะอุ่นกว่าพื้นดินที่อยู่ใกล้เคียง ณ เส้นรุ้งเดียวกันค่าอุณหภูมิที่สูงสุด และต่ำสุดประจำวันจะพบเหนือบริเวณที่เป็นพื้นดิน

9.2 การกระจายของอุณหภูมิทางดิ่งในบรรยากาศ ผู้ปฏิบัติงานในอากาศจะคำนึงถึงอุณหภูมิในบรรยากาศเพื่อนำมาประกอบการตัดสินใจเลือกความสูงของระดับบิน พิกัดน้ำหนักบรรทุกรวมทั้งผลกระทบอื่นๆ ที่จะมีต่อเที่ยวบิน การกระจายของอุณหภูมิทางดิ่งมีลักษณะต่างๆ ดังนี้

9.2.1 อุณหภูมิลดลงตามระยะสูง (A temperature lapse) ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ อุณหภูมิจะลดลงตามระยะสูงที่เพิ่มขึ้น อัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงที่ถือเป็นค่ามาตรฐาน (Standard lapse rate) มีค่า 2°C (3.6°F) ต่อ 1,000 ฟุต ($6-8^{\circ}\text{C}/1$ กม.) ค่านี้ใช้เป็นบรรทัดฐานในการปรับแต่งอุปกรณ์ต่างๆ และการจัดทำรายการตรวจสอบระบบการทำงานต่างๆ ของอากาศยาน

9.2.2 อุณหภูมิกลับ (A temperature inversion) บ่อยครั้งที่มักจะมีชั้นอุณหภูมิเพิ่มตามระยะสูงเกิดขึ้นในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ เรียกว่าชั้นอุณหภูมิกลับ (Inversion layer) ชั้นอุณหภูมิกลับที่เกิดบ่อยที่สุดได้แก่แบบที่เกิดเหนือผิวดินเพียงเล็กน้อย เกิดในคืนที่ท้องฟ้าโปร่ง และลมค่อนข้างสงบ พื้นดินคายความร้อนออกอย่างรวดเร็วทำให้อากาศที่อยู่ติดกับผิวดินพลอยเย็นตัวไปด้วยจนถึงระยะประมาณ 200-300 ฟุต ผลนี้อาจเหลือเพียงเล็กน้อยหรือหมดไป อากาศชั้นล่างสุดจึงมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศชั้นที่อยู่ ถัดขึ้นไป

สภาพตามที่กล่าวนี้เรียกว่า Radiation inversion หรือ Ground inversion ซึ่งจะไม่ค่อยเกิดในคืนที่เมฆมาก เพราะเป็นสภาพที่ไม่อำนวยให้เกิดการลดอุณหภูมิในเวลากลางคืน นอกจาก Radiation inversion แล้วยังมี Inversion แบบอื่นๆ อีกดังนี้

Subsidence inversion เกิดเนื่องจากอากาศในระดับใดระดับหนึ่งจมตัวลงสู่เบื้องล่างซึ่งมักเกิดเป็นบริเวณกว้าง ในขณะที่จมตัวลงก็จะมีอุณหภูมิสูงขึ้นด้วยกรรมวิธีอะเดียเบติก (Adiabatic warming) ชั้นของอากาศที่จมตัวลงมานี้ (Layer of subsiding air) จึงมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศชั้นที่อยู่ถัดลงไป และจะเป็นชั้นที่มีความชื้นน้อยมาก

Frontal inversion จะพบในบริเวณที่เกิดแนวปะทะอากาศ ทั้งในแนวปะทะอากาศเย็น และในแนวปะทะอากาศอุ่น เมื่อมวลอากาศเย็นเคลื่อนตัวเข้าไปใต้มวลอากาศอุ่น หรือเมื่อมวลอากาศอุ่นเคลื่อนตัวไปซ้อนทับบนมวลอากาศเย็นก็ตาม จะทำให้เกิดชั้นอุณหภูมิกลับเหนือบริเวณนั้นเสมอ และจะสังเกตได้ว่าในระดับของ Frontal inversion นั้นความชื้นจะเพิ่มขึ้น

Turbulence inversion เกิดเมื่อมีลมร้อนพัดไปบนพื้นดินหรือพื้นน้ำที่เย็นกว่า ทำให้เกิดการปั่นป่วนเล็กน้อยในบรรยากาศระดับใกล้ๆ ผิวน้ำโลก และจะพบชั้นอุณหภูมิกลับเหนือบรรยากาศระดับใกล้ๆ ผิวน้ำโลกเล็กน้อย

9.2.3 ระดับอุณหภูมิเท่า (An isothermal layer) เกิดขึ้นได้ในบางโอกาสเป็นชั้นที่ไม่หนานัก มีอุณหภูมิคงที่ไม่เปลี่ยนแปลงตามระยะสูง

9.2.4 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิแบบอะเดียเบติก (Adiabatic process) เป็นการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิที่เกิดขึ้นภายในก้อนอากาศ (Air parcel) โดยไม่ได้รับอิทธิพลจากอุณหภูมิภายนอก (รายละเอียดในบทที่ 7)

10. การหยั่งอุณหภูมิในบรรยากาศ (Temperature sounding)

สถานีตรวจอากาศหลายแห่งจะทำการหยั่งอุณหภูมิของบรรยากาศขึ้นไปจนถึงระยะสูง 20-30 กม. เป็นประจำทุกวัน วันละสองครั้ง โดยใช้ Radiosonde ซึ่งประกอบด้วยบอลลูนที่มีเครื่องวัดอุณหภูมิ, ความกดอากาศ, ความชื้น กับเครื่องส่งสัญญาณวิทยุเล็กๆ ติดขึ้นไปด้วย ค่าที่ตรวจวัดได้จะถูกส่งลงมายังสถานีภาคพื้นดิน แต่มนุษย์เรายังต้องการข้อมูลของบรรยากาศมากขึ้นกว่าที่ได้รับอยู่ จึงมีการตรวจหยั่งบรรยากาศด้วยวิธีอื่นๆ อีกเช่นการตรวจโดยเครื่องบิน, การใช้บอลลูนขนาดใหญ่ที่มีอุปกรณ์สร้างแผนภูมิอัตโนมัติติดขึ้นไปด้วย หรือให้ผู้ตรวจขึ้นไปกับบอลลูน เป็นต้น แผนภูมิโครงสร้างทางอุณหภูมิในบรรยากาศแต่ละระดับจะแสดงลักษณะแบบใดแบบหนึ่งใน 3 ลักษณะคือ

- ก. อุณหภูมิลดลงตามระยะสูง (Temperature lapse)
- ข. อุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามระยะสูง (อุณหภูมิกลับ) (Temperature inversion)
- ค. อุณหภูมิคงที่ตามระยะสูง (Isothermal)

จากแผนภูมิโครงสร้างทางอุณหภูมิในบรรยากาศซึ่งได้จาก Radiosonde ในแถบละติจูดกลางนั้นเราจะสามารถเห็นความแตกต่างระหว่างบรรยากาศสองชั้นแรกของโลกได้อย่างชัดเจน ที่ระดับต่ำกว่า 11 กม. ลงมาซึ่งเป็นชั้น Troposphere นั้น โดยทั่วไปแล้วจะมีลักษณะของการลดอุณหภูมิตามระยะสูงที่ระดับ 11 กม. จะมีลักษณะอุณหภูมิคงที่ตามระยะสูงให้เห็นอย่างชัดเจนซึ่งเป็นชั้น Tropopause นั้นเอง และถัดขึ้นไปก็เป็น Stratosphere ซึ่งอุณหภูมิจะเกือบคงที่ขึ้นไปจนถึงระดับ 20 กิโลเมตร จากนั้นอุณหภูมิจะเพิ่มตามระยะสูง การตรวจหยั่งอุณหภูมิในบรรยากาศเกือบทุกครั้งจะแสดงคุณสมบัติทางอุณหภูมิของบรรยากาศชั้นล่างของโลกดังนี้

ก. Troposphere อุณหภูมิลดลงตามระยะสูงด้วยอัตราประมาณ $2^{\circ}\text{C}/1,000$ ฟุต ($6-8^{\circ}\text{C}/1$ กม.) อาจมีชั้นของอุณหภูมิกลับหรืออุณหภูมิคงที่ตามระยะสูงอยู่บ้างเป็นชั้นบางๆ หรืออาจหนาได้ถึง 1 กิโลเมตร

ข. Tropopause อุณหภูมิค่อนข้างคงที่ตามระยะสูง ระดับของ Tropopause จะเปลี่ยนแปลงไปตามฤดูกาลด้วย ในฤดูหนาวจะอยู่ต่ำกว่าฤดูร้อน

ค. Stratosphere ชั้นล่าง มีอุณหภูมิค่อนข้างคงที่ตามระยะสูง หรือมีฉะนั้นก็มีอุณหภูมิเปลี่ยนแปลงตามระยะสูงเพียงเล็กน้อย

สำหรับบรรยากาศระดับสูง (ตั้งแต่ประมาณ 30 กิโลเมตรขึ้นไป) นั้น การตรวจหยั่งอุณหภูมิในบรรยากาศต้องกระทำโดยวิธีอื่นดังนี้

ก. ใช้จรวดหยั่งบรรยากาศ โดยปล่อยจากเครื่องบินหรือบอลลูนในระดับสูง แล้วนำค่าความแน่น (Density) และความกดอากาศมาคำนวณค่าอุณหภูมิ

ข. ตรวจลักษณะแนวทางเดินที่ผิดไปจากปกติของเสียง เมื่อผ่านชั้นบรรยากาศที่ต่างคุณสมบัติกัน โดยใช้ระเบิดขนาดใหญ่ แล้ววัดระดับความเข้มของเสียง (Audibility)

ค. ปล่อยระเบิดมือเป็นระยะๆ จากจรวดที่ยิงจากพื้นโลก แล้วตรวจดูความเร็วในการเดินทางของเสียงเมื่อผ่านชั้นบรรยากาศที่มีความแน่นต่างๆ กัน

ง. ตรวจสอบการแพร่กระจายของลำแสงในเวลากลางคืนเมื่อส่งลำแสงผ่านบรรยากาศชั้นต่างๆ ที่มีความหนาแน่นไม่เท่ากัน

จ. ตรวจสอบเส้นทางเดินของพวยกาวตก หรือเศษวัตถุต่างๆ ที่เข้ามาในบรรยากาศ ทั้งด้วยสายตาและด้วยเรดาร์

ฉ. ตรวจสอบเส้นทางเดินของคลื่นวิทยุเมื่อส่งผ่านบรรยากาศชั้น Ionosphere

ช. ใช้ดาวเทียมตรวจวัดคุณสมบัติด้านการดูดซึม (Absorption) ของบรรยากาศชั้นต่างๆ ซึ่งตรวจได้ถึงระดับ 1 hPa (50 กิโลเมตร) การที่อุณหภูมิในชั้น Ionosphere กับ Ozonosphere สูงมากก็เนื่องจากดูดซึมรังสี Ultraviolet จากดวงอาทิตย์ไว้นั่นเอง เหนือระดับ 400 กิโลเมตร อุณหภูมิจะสูงประมาณ 1,200°C และจะเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ เมื่อยิ่งสูงขึ้นไป

บทที่ 4

ความกดอากาศ (PRESSURE)

1. นิยาม (DEFINITION)

ถ้าพิจารณาน้ำหนักบรรยากาศของโลกประมาณ 5,600 ล้านล้านตันแล้ว จะมีแรงกดอย่างมหาศาลต่อทุกสิ่งที่มีมันส่งแรงไปถึง จากการวัดความกดของบรรยากาศดูแล้วพบว่าความกดจะเปลี่ยนแปลงไปตามสถานที่และเวลา ถ้าเราเปรียบเทียบกับกองหนังสือจะเห็นว่าหนังสือเล่มล่างสุดจะรับน้ำหนักกดลงมามากที่สุด ในทำนองเดียวกันความกดของบรรยากาศมีค่ามากที่สุดที่ส่วนล่างสุดของบรรยากาศ

ความกดอากาศ ลม และอุณหภูมิ มีความสัมพันธ์กันอย่างใกล้ชิด ยากที่จะแยกศึกษาแต่ละเรื่อง ดังนั้นในบทนี้จึงต้องกล่าวถึงความกดอากาศและความสัมพันธ์ของ 3 องค์ประกอบนี้ด้วย

ความกด (Pressure) คือ แรงที่มากกระทำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่บนพื้นผิวที่กำหนด

$P = F/A$	เมื่อ P = ความกด F = แรงหรือน้ำหนักที่มากกระทำ A = พื้นที่ที่แรงหรือน้ำหนักมากกระทำ
-----------	---

สังเกตว่า เราไม่จำเป็นต้องคำนึงถึงทิศทางของแรงที่มากกระทำนั้นเลย เพราะความกดจะปรากฏค่าเท่าๆ กันทุกทิศทาง เราแบ่งความกดออกเป็น 2 อย่างคือ

1.1 ความกดอากาศ, ความกดบรรยากาศ (Atmospheric pressure) หรือความกดขณะอยู่กับที่ (Static Pressure)

ความกดที่เกิดขึ้นจากน้ำหนักของแท่งอากาศที่มีพื้นที่หน้าตัดหนึ่งหน่วย ณ ระดับความสูงหนึ่งขึ้นไปจนถึงสุดของบรรยากาศด้านบน เราเรียกความกดที่ระดับความสูงนั้นว่า Atmospheric pressure หรือ Static pressure

1.2 ความกดขณะเคลื่อนที่ (Dynamic pressure) ความกดที่เกิดบนพื้นผิวใดๆ ที่เคลื่อนที่ เมื่อเทียบกับอากาศ เรียกว่าความกดขณะเคลื่อนที่ (Dynamic pressure) และความกดที่เกิดบนด้านหน้าของพื้นผิวนั้นจะมีค่ามากกว่าด้านหลังในขณะที่พื้นผิวนั้นกำลังเคลื่อนที่

หลักของเครื่องวัดความเร็วเครื่องบินก็ยึดหลักการวัดค่า Dynamic pressure นี้โดยหาความแตกต่างของความกดในท่อปีโตต์ (Pitot tube) กับท่อสแตติก (Static tube) ความกดในท่อปีโตต์เกิดจากผลรวมของ Static pressure กับ Dynamic pressure

2. เครื่องมือที่ใช้ในการวัดความกดอากาศ (Instrument)

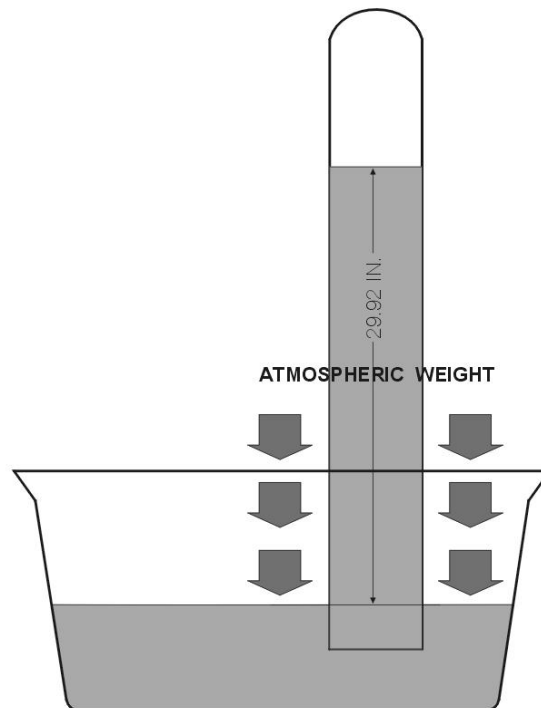
เครื่องมือที่ใช้ในการวัดค่าความกดอากาศ เรียกว่า บารอมิเตอร์ (Barometer) ในปัจจุบันที่นิยมใช้กันมีอยู่ 3 แบบ คือ

2.1 บารอมิเตอร์แบบปรอท (Mercurial barometer)

ในปี พ.ศ. 2186 ทอร์ริเชลลี (Torricelli) พบว่าหากเรานำเอาหลอดแก้วยาวเกือบหนึ่งเมตรที่มีปรอทอยู่เต็มมาคว่ำลงในอ่างที่มีปรอทอยู่ ตามรูป 1 ความกดอากาศหรือน้ำหนักของอากาศจะดันปรอทในอ่างจนมีค่าสมดุลหรือเท่ากับน้ำหนักของลำปรอทในหลอดแก้ว จากหลักการนี้เขาได้นำมาประดิษฐ์บารอมิเตอร์แบบปรอทขึ้นมา

ที่สถานีตรวจอากาศใกล้ระดับน้ำทะเลจะมีความสูงของลำปรอทแบบนี้ประมาณ 29.92 นิ้วหรือ 760 มม. อาจกล่าวอีกอย่างหนึ่งได้ว่า "ลำปรอทที่มีความสูง 29.92 นิ้ว มีน้ำหนักเท่ากับลำอากาศที่มีความสูงจากระดับน้ำทะเลถึงยอดสุดของบรรยากาศที่มีพื้นที่หน้าตัดเท่ากับลำปรอทนั้น"

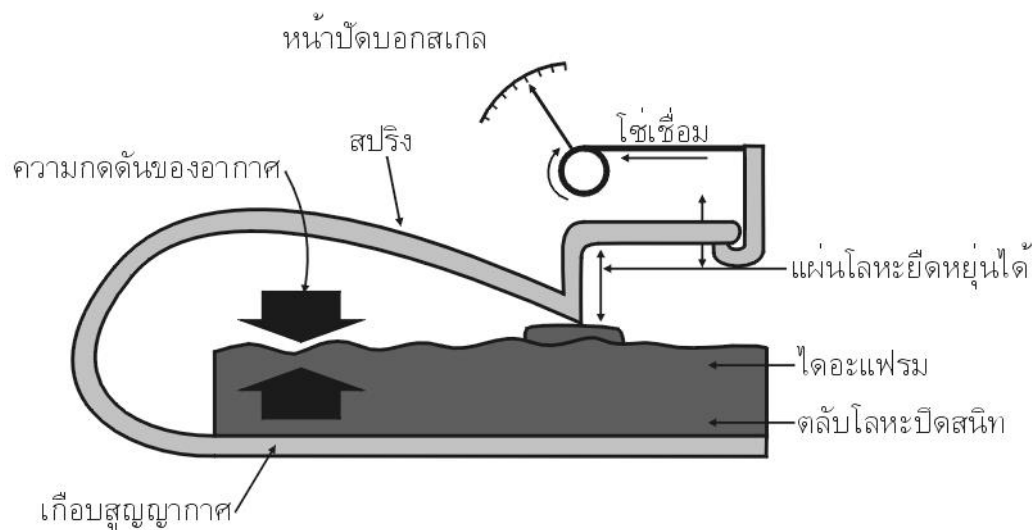
ในกิจการบินได้ใช้วิธีวัดค่าความกดอากาศนี้ เพื่อเปรียบเทียบหาระยะสูงของเครื่องบินขณะบินในอากาศได้อย่างแม่นยำ โดยอาศัยอัตราการเปลี่ยนแปลงค่าความกดอากาศในแนวดิ่งของบรรยากาศระดับต่ำ มีค่าประมาณ 1 นิ้วปรอทต่อระยะสูง 1,000 ฟุต ถึงแม้ว่าบารอมิเตอร์แบบปรอทจะให้ค่าความกดอากาศได้ถูกต้องมากที่สุดก็ตามแต่ก็ยังไม่สะดวกในการติดตั้งในอากาศยานอีกทั้งยังไม่สะดวกในการอ่านค่าอีกด้วย



รูปที่ 1 บารอมิเตอร์แบบปรอท Mercurial Barometer

2.2 บารอมิเตอร์แบบโลหะ (Aneroid barometer)

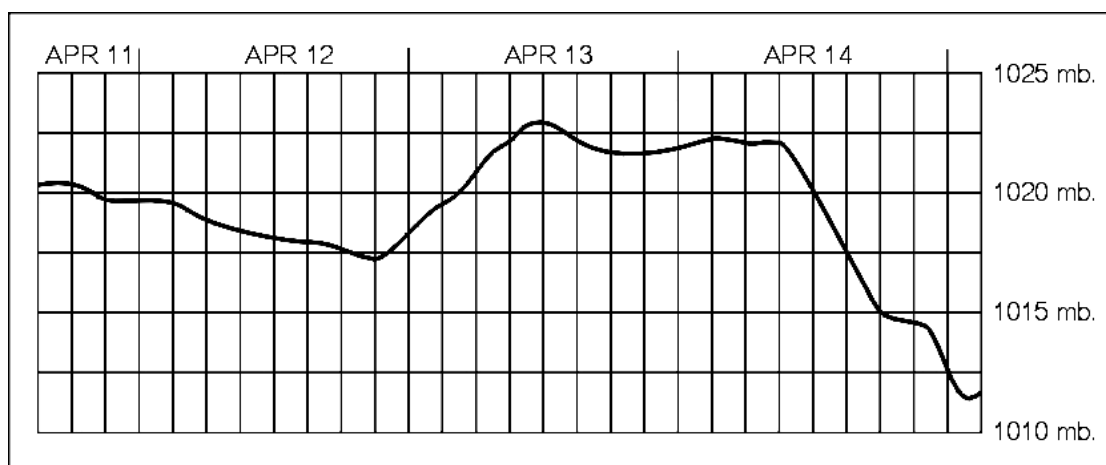
คำว่า "แอนนิรอยด์ (Aneroid) หมายถึง ไม่มีของเหลว (Contain no fluid) บารอมิเตอร์แบบนี้ จึงประกอบด้วยแผ่นโลหะบางๆ ที่ยืดหยุ่นได้ในกล่องสุญญากาศ (ตามรูปที่ 2) ปลายด้านหนึ่งจะติดแน่นกับที่ อีกปลายหนึ่งต่อเข้ากับเข็มชี้บนมาตราความกด เมื่อความกดอากาศเปลี่ยนแปลง แรงกดที่กระทำต่อแผ่นโลหะนั้นก็จะเปลี่ยนแปลงไปด้วย ทำให้แผ่นโลหะยืดหยุ่นตามแรงกดไปขยับเข็มชี้เราก็อ่านค่าความกดอากาศได้ตามมาตราที่เข็มนั้นชี้บอก



รูปที่ 2 บารอมิเตอร์แบบโลหะ Aneroid barometer

2.3 บารอกราฟ (Barograph)

เป็นบารอมิเตอร์แบบโลหะที่ออกแบบมาให้บันทึกค่าความกดอากาศได้อย่างต่อเนื่อง ทำให้เราทราบถึง ความเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในช่วงเวลาต่างๆ ได้ ซึ่งเป็นประโยชน์ต่อนักพยากรณ์อากาศอย่างมาก รูปแบบและ ปริมาณการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศใน 3 ชม. ที่แล้มาของการตรวจอากาศที่เรียกว่า "Pressure tendency" นั้น จะมีการรายงานในแผนที่อากาศด้วย ตามรูปที่ 3 แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศที่บันทึกในบารอกราฟ



รูปที่ 3 A barogram

3. หน่วยวัดความกดอากาศ (Pressure units)

ตามนิยามเป็นหน่วยของแรงต่อหน่วยของพื้นที่ ใน International system of units (SI units) คือ "นิวตันต่อตารางเมตร" (Nm^{-2}) ซึ่งเรียกว่า ปาสคาล Pascal (Pa)

สำหรับความกดอากาศที่ผิวโลกมีค่าประมาณ 10^5 ปาสคาล (Pa) เรียกว่า 1 บาร์ (bar) เนื่องจากการ เปลี่ยนแปลงของความกดอากาศประจำวันมีค่าน้อยกว่า 1 บาร์ ดังนั้นในทางอุตุฯ จึงใช้หน่วยที่เล็กลงมา เรียกว่า มิลลิบาร์ (Millibar) โดย $1 \text{ bar} = 10^3 \text{ mb}$ ดังนั้น

$$1 \text{ mb.} = 10^2 \text{ N m}^{-2} \text{ หรือ } 10^2 \text{ Pa} \text{ นั่นเอง}$$

อนึ่ง ในปัจจุบัน WMO ได้ตกลงกำหนดให้ใช้คำ "เฮกโตปาสกาล Hectopascal (hPa)" แทน "มิลลิบาร์"

สำหรับบารอมิเตอร์แบบปรอท เราใช้หน่วยวัดความกดอากาศเป็นความสูงของปรอทในหลอดแก้วมาตรฐาน โดย ณ อุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส และความเร่งจากแรงโน้มถ่วงโลก 9.80665 เมตร/วินาที² มีค่าความกดอากาศเท่ากับ 29.92 นิ้ว หรือ 760 มิลลิเมตรของปรอทหรือ 1013.25 hPa

4. การเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ (Pressure variation)

ความกดอากาศเปลี่ยนแปลงได้อย่างต่อเนื่องตลอดเวลาทุกสถานที่ตามสภาพอากาศ เช่น เมฆ หมอก ฝน ลม และแนวปะทะอากาศ เมื่อระบบความกดอากาศสูงหรือต่ำเคลื่อนตัวผ่านไปทางใดก็มักจะทำให้บริเวณนั้นมีค่าความกดเปลี่ยนแปลงไปด้วย ซึ่งใช้เวลานานหลายชั่วโมงกว่าจะเปลี่ยนไปแต่ละนิ้วปรอทการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่เห็นได้อย่างชัดเจนที่สุดจะเป็นไปตามระยะสูง (Altitude) และ อุณหภูมิ (Temperature)

* การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวดิ่ง เนื่องจากค่าความกดอากาศก็คือน้ำหนักของมวลอากาศทั้งหมดเหนือระดับที่ตรวจวัด ค่าความกดอากาศ ณ ระดับสูงขึ้นไปจึงมีค่าน้อยลงตามลำดับและลดลงอย่างรวดเร็วประมาณ 1 hPa ต่อระยะสูงที่เพิ่มขึ้นทุกๆ 10 เมตร หรือ 1 นิ้วปรอทต่อทุกๆ 1,000 ฟุต

* การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวระดับ โดยทั่วไปจะมีค่าน้อยกว่าการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวดิ่ง ค่าที่เปลี่ยนแปลงเล็กน้อยนี้มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อทิศทางและความเร็วลม ณ ระดับน้ำทะเล ค่าความกดอากาศจะประมาณระหว่าง 1050-950 hPa เสมอ โดยค่าสูงสุดวัดได้ที่บริเวณไซบีเรีย (1084 hPa) และค่าต่ำสุดวัดได้จากพายุไต้ฝุ่นในแปซิฟิก (976 hPa) การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวระดับเกิดขึ้นในระดับสูงขึ้นไปอีกด้วย

4.1 ความกดที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง (Pressure at mean sea level)

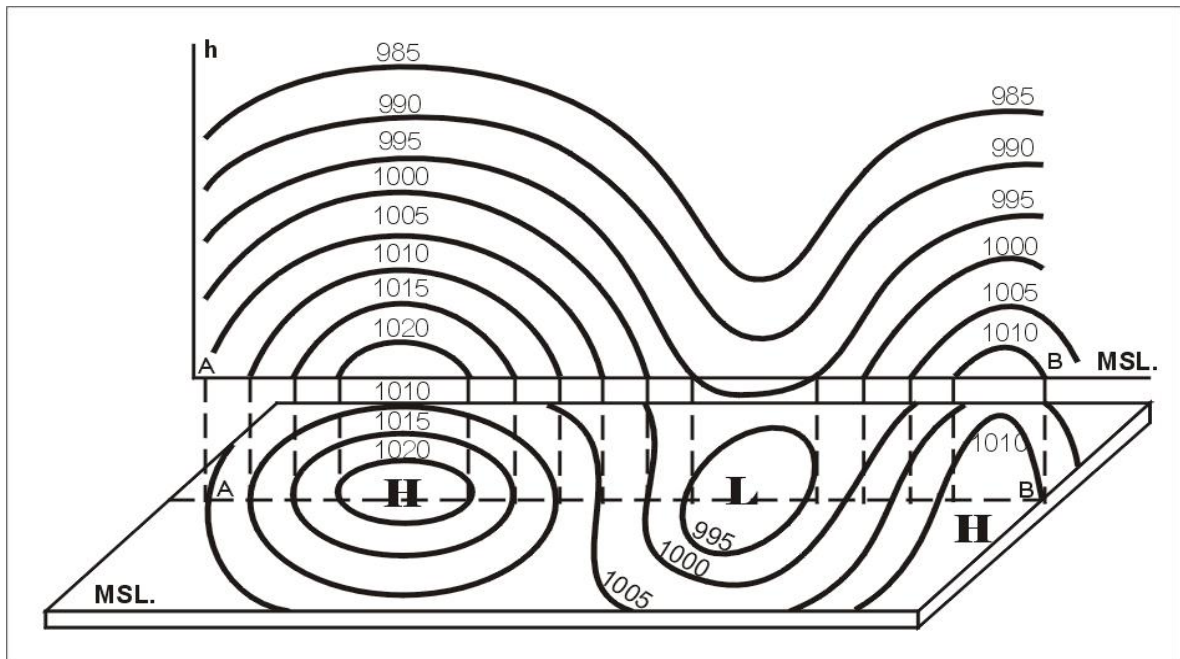
การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศซึ่งแปรตามเวลาและสถานที่เป็นสิ่งสำคัญอย่างยิ่งในการนำมาพิจารณาประกอบการพยากรณ์อากาศ ในการเปรียบเทียบความกดอากาศต่างสถานที่กันจำเป็นต้องอ้างอิงที่ระดับเดียวกัน มิฉะนั้นจะเป็นการยากมากที่จะแสดงว่าบริเวณไหนเป็นความกดอากาศต่ำ หรือความกดอากาศสูงที่แท้จริง ระดับอ้างอิงที่ดีที่สุดคือระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) ดังนั้นในการตรวจอากาศทุกครั้ง จึงคำนวณความกดอากาศที่ได้เป็นความกดอากาศที่ MSL ซึ่งหมายถึงว่า ถ้าสถานีตรวจอากาศนั้นอยู่ที่ระดับน้ำทะเลความกดอากาศจะเป็นเท่าไร

ความกดอากาศมาตรฐานที่ระดับน้ำทะเลมีค่า 1013.2 hPa หรือ 29.92 นิ้วปรอท

4.2 เส้นความกดอากาศเท่าและพื้นผิวความกดอากาศเท่า (Isobar and isobaric surface)

เพื่อทราบการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศในทางระดับ ณ ตำบลหนึ่งๆ ที่ระดับน้ำทะเล จำเป็นต้องลากเส้นผ่านตำบลต่างๆ ที่มีความกดอากาศเท่ากันลงบนแผนที่อากาศแต่ละเส้นนี้ เรียกว่า Isobar ระยะห่างแต่ละเส้นแล้วแต่จะกำหนดขึ้น สำหรับประเทศไทยใช้ 2 hPa

การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่เป็น 3 มิติจะแทนได้ด้วยพื้นผิวความกดอากาศเท่าเรียกว่า Isobaric surface รอยตัดของ MSL กับ Isobaric surface ก็คือเส้นความกดอากาศเท่าที่ระดับน้ำทะเล ปานกลาง (MSL isobars) นั้นเอง ดังรูปที่ 4



รูปที่ 4 ภาคตัดขวางของ Isobaric surface กับ Isobars ที่ MSL

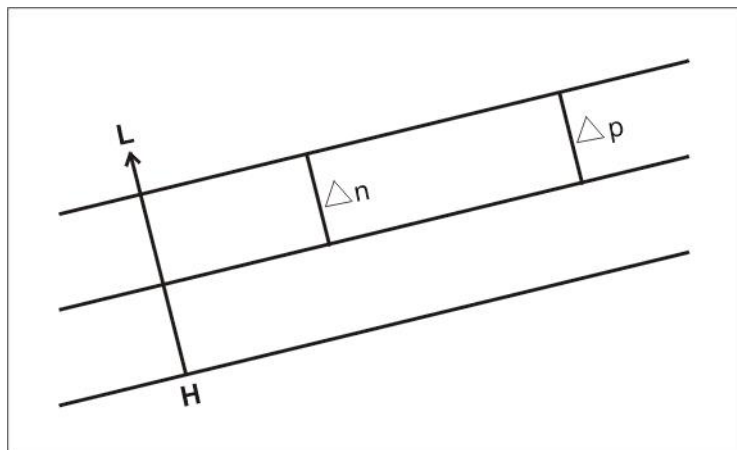
4.3 ความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient)

ดังที่เราทราบแล้วว่า ความกดอากาศเปลี่ยนแปลงได้ทั้งในแนวดิ่งและแนวระดับการลดลงของความกดอากาศต่อหนึ่งหน่วยระยะทางเรียกว่า ความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient) ซึ่งก็อาจเป็นไปได้ทั้งแนวดิ่งและแนวระดับ ความชันของความกดอากาศจะตั้งฉากกับเส้นความกดอากาศเท่า โดยมีทิศทางจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปยังบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำกว่า ถ้าเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ชิดกันก็จะมีค่าความชันของความกดอากาศมาก และค่าความชันน้อยเมื่อเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ห่างกันตามรูปที่ 5 ถ้าให้ G เป็นความชันของความกดอากาศ

ΔN เป็นระยะห่างระหว่างเส้นความกดอากาศเท่า

ΔP เป็นความแตกต่างของความกดอากาศ

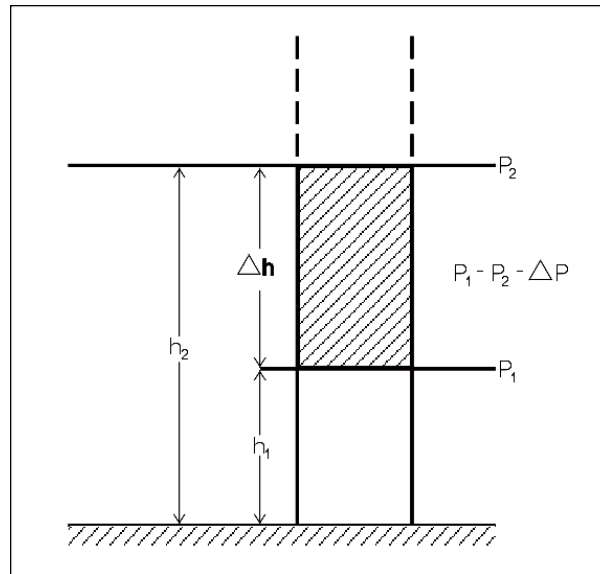
ดังนั้น ความชันของความกดอากาศ G คือ $G = \Delta P / \Delta N$



รูปที่ 5 Pressure Gradient

4.4 การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศตามความสูง (Pressure variation with height)

ความกดอากาศ ณ ความสูงหนึ่งมีค่าเท่ากับ น้ำหนักของอากาศในลำอากาศที่มีพื้นที่หน้าตัดหนึ่งหน่วย ตั้งแต่ ณ ความสูงนั้นขึ้นไปจนสุดขอบบนของบรรยากาศ ดังนั้นผลต่างของความกดอากาศระหว่าง 2 ระดับความสูงจึงมีค่าเท่ากับน้ำหนักของอากาศที่อยู่ระหว่าง 2 ระดับนั้นในลำอากาศเดียวกันนั่นเอง ถ้าให้ความกด p_1 ที่ความสูง h_1 และความกด p_2 ที่ความสูง h_2 และความหนาแน่นเฉลี่ยของอากาศที่อยู่ระหว่าง 2 ระดับนั้นเป็น d ตามรูปที่ 6



รูปที่ 6

จะได้ว่า $p_1 - p_2 = d \cdot g \cdot (h_2 - h_1)$ เมื่อ g คือแรงโน้มถ่วงของโลก

หรือ $\Delta p = d \cdot g \cdot \Delta h$

เรียกว่า สมการของของไหล (Hydrostatic equation)

ถ้าเราทราบ d เราก็จะคำนวณผลต่างความสูง Δh ได้จากการวัด p_1, p_2 มาก่อน

ความหนาแน่นของอากาศจะแปรตามอุณหภูมิและความกด โดยจะเป็นอัตราส่วนกลับกับอุณหภูมิและเป็นอัตราส่วนตรงกับความกด ดังนั้นจะพบว่า "Isobaric surface ในอากาศเย็นจะอยู่ชิดกันกว่าในอากาศอุ่น" หรือกล่าวอีกอย่างหนึ่งว่า "ความกดจะลดลงตามความสูงในอากาศเย็นได้มากกว่าในอากาศร้อน"

ความหนาแน่นของอากาศจะลดลงอย่างรวดเร็วตามความสูงเป็นผลจากการลดลงของความกดนั้นหมายความว่า ระยะระหว่างพื้นผิวความกดอากาศเท่า (Isobaric surface) จะเพิ่มขึ้นเมื่อความกดอากาศลดลง หรือความกดอากาศในบริเวณความกดอากาศสูงจะลดลงได้เร็วกว่าบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ

5. รูปแบบของความกดอากาศ (Pressure pattern)

นักพยากรณ์อากาศและผู้ทำงานในอากาศจะเป็นผู้นำเอาค่าความกดอากาศไปใช้ต่อไปอย่างกว้างขวาง รูปแบบของความกดบนแผนที่อากาศจะถูกวิเคราะห์และคาดหมายความเป็นไป สภาพอากาศที่เกิดขึ้นมีความสัมพันธ์กับระบบความกดอากาศเป็นอย่างดี นักอุตุนิยมวิทยาที่ได้รับการอบรมเป็นอย่างดีแล้วเท่านั้น ที่จะเข้าใจถึงความสัมพันธ์นี้ได้อย่างลึกซึ้ง อย่างไรก็ตามมีรูปแบบของความกดอากาศบางอย่างที่เราควรทราบ เพราะจะได้เข้าใจถึงสาเหตุการเกิดสภาพอากาศได้บ้างพอสังเขป เช่น ความกดอากาศสูงมักจะแสดงถึงสภาพอากาศดี ในขณะที่ความกดอากาศต่ำมัก

ปรากฏกับอากาศไม่ดี การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศมีผลกระทบต่อความหนาแน่นบรรยากาศซึ่งก็จะกระทบไปถึงการบินด้วย ที่เห็นได้ชัดก็คือเมื่อความกดอากาศลดลงจะสัมพันธ์กับระยะสูง (Elevation) ที่เพิ่มขึ้น

ในแผนที่อากาศ รูปแบบของความกดอากาศจะแสดงด้วยเส้นต่อเนื่อง เรียกว่า ไอโซบาร์ (Isobars) ซึ่งเป็นเส้นที่ต่อเชื่อมเอาทุกบริเวณที่มีความกดอากาศเท่ากัน ณ ระดับเดียวกัน แต่เนื่องจากสถานีตรวจอากาศมักอยู่ ณ ระดับความสูงต่างๆ กัน เราจึงต้องแก้ไขเปลี่ยนค่าความกดที่ตรวจวัดได้ ให้เป็นค่าที่ระดับมาตรฐานเดียวกันคือระดับน้ำทะเล มิฉะนั้นเราจะได้แผนที่อากาศที่แสดงเพียงระดับต่างๆ ของพื้นผิวเท่านั้น ทั้งนี้เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศในแนวตั้งมีค่ามากกว่าในแนวระดับ

การแสดงผลการกระจายของความกดอากาศในระดับอื่นๆ ที่สูงกว่าระดับน้ำทะเล เขามักแสดงด้วยเส้นความสูงเท่า (Contour) ซึ่งเป็นเส้นที่เชื่อมจุดต่างๆ บนระนาบของความกดอากาศเท่าๆ ที่มีความสูงจากระดับน้ำทะเลเท่ากัน บริเวณใดที่มีค่าความสูงของระนาบความกดอากาศเท่าสูง บริเวณนั้นก็จะกลายเป็นบริเวณที่มีความกดอากาศสูงเกิดขึ้นตามรูปที่ 7

5.1 หย่อมความกดอากาศต่ำ (Low or Depression) เป็นบริเวณที่ศูนย์กลางของความกดอากาศมีค่าน้อยที่สุดที่ถูกล้อมรอบด้วยความกดอากาศที่สูงกว่า มีขนาดไม่แน่นอนตั้งแต่ 1 กม. เช่น ทอร์นาโด ไปจนถึงเป็น 1,000 กิโลเมตร ในหย่อมความกดอากาศต่ำขนาดใหญ่อาจมีหย่อมความกดอากาศต่ำขนาดเล็ก ที่เรียกว่า Secondary low อยู่ภายในก็ได้ หย่อมความกดอากาศต่ำตัวที่มีความชันของความกดอากาศมาก ถือว่ามีความรุนแรงมากกว่าตัวที่มีความชันของความกดอากาศน้อย ถ้าความกดอากาศที่ศูนย์กลางมีค่าลดลงแสดงว่ามีความรุนแรงขึ้น และในทางตรงข้าม ความรุนแรงจะลดลงเมื่อความกดอากาศที่ศูนย์กลางมีค่าเพิ่มขึ้น

ในแผนที่อากาศผิวพื้น เราใช้สัญลักษณ์ว่า "L" สีแดง

หย่อมความกดอากาศต่ำแบ่งตามลักษณะการเกิดเป็น 4 ชนิด คือ

5.1.1 Thermal lows เกิดจากการที่อากาศได้รับความร้อนไม่เท่ากันในพื้นที่ใกล้ๆ กันของพื้นดินและพื้นน้ำ เช่น ในฤดูร้อนความหนาแน่นของอากาศและความกดอากาศเหนือพื้นดิน มีแนวโน้มลดลงกว่าอากาศเหนือผิวทะเล เนื่องจากอุณหภูมิที่สูงกว่านั้นเองจึงทำให้อากาศเหนือพื้นดินลอยตัวสูงขึ้นแล้วแผ่กระจายออก ณ ระดับสูงจึงเกิดเป็น Thermal low หรือ Heat low ที่เบื้องล่าง

Thermal lows นี้เป็นปรากฏการณ์ธรรมดาในฤดูร้อนบนพื้นดิน ลักษณะอากาศที่เกิดกับ Thermal lows จะเป็นอากาศแห้งและอากาศดี แต่ถ้าอากาศที่ถูกยกขึ้นมีความชื้นมาก บางทีอาจจะมีเมฆ Cu, CB ติดตามมาด้วยฝนฟ้าคะนอง ที่น่าสนใจก็คือบริเวณตอนใต้ของอเมริกาและตอนเหนือของอินเดียซึ่งเรียกว่า Monsoon low

5.1.2 Orographic low เมื่อกระแสลมพัดขึ้นตามลาดเขา ความกดอากาศจะเพิ่มขึ้นทางด้านรับลมและลดลงทางด้านหลังลมของแนวภูเขา ดังนั้นความกดอากาศต่ำจะเกิดขึ้นที่บริเวณนี้ ถ้ามีความชื้นมากพอจะทำให้เกิดเมฆได้

5.1.3 Instability low เป็นความกดอากาศต่ำที่เกิดจากการไม่ทรงตัวของอากาศซึ่งได้รับความร้อนมาจากการกลั่นตัว (Condensation) ของหยดน้ำ ซึ่งมักจะมีฝนตกลงมาด้วย แต่ถึงอย่างไรความร้อนที่ได้ตอนเริ่มแรกก็มาจากอากาศร้อนแบบเดียวกับ Thermal low

Instability low มีความชันของความกดอากาศมาก ลมพัดแรง โดยเฉพาะในเขตร้อน เช่นในบริเวณพายุไต้ฝุ่น หรือดีเปรสชัน จะมีความรุนแรงมากกว่าเขตหนาว เพราะอากาศมีความจุไอน้ำมากกว่านั่นเอง

5.1.4 Frontal low โดยทั่วไปเป็นหย่อมความกดอากาศต่ำที่เกิดอยู่กับแนวปะทะอากาศ ซึ่งเกิดจากคลื่นในบริเวณแนวแบ่งของมวลอากาศ 2 มวลที่มีความหนาแน่นแตกต่างกัน

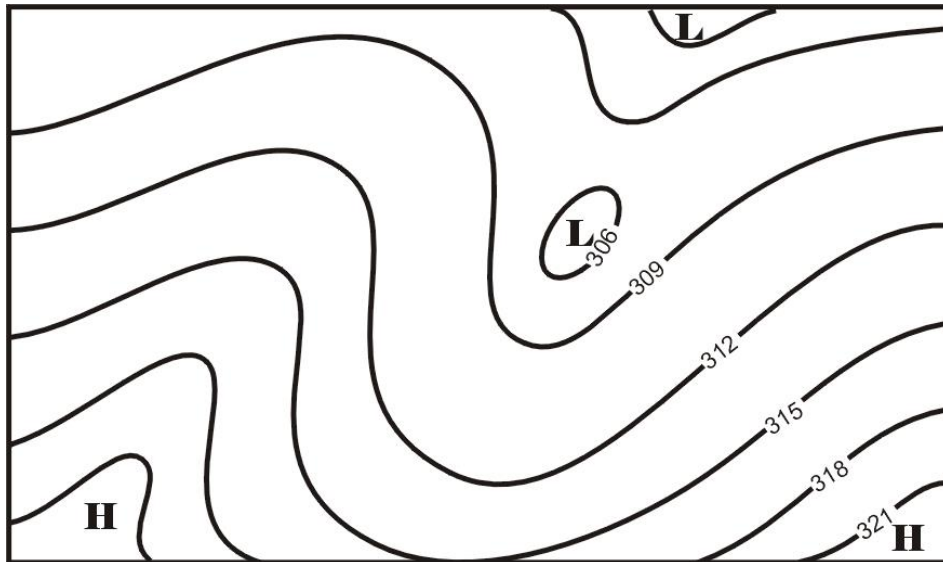
5.2 ร่องความกดอากาศต่ำ (Trough of low pressure) คือบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำกว่าข้างเคียงเป็นแนววยาวยื่นออกมาจากหย่อมความกดอากาศต่ำ

5.3 บริเวณความกดอากาศสูง (High or Anticyclone) เป็นบริเวณที่ศูนย์กลางของความกดอากาศมีค่ามากที่สุด ที่ถูกล้อมรอบด้วยความกดอากาศที่ต่ำกว่า โดยที่ศูนย์กลางของระบบความกดอากาศสูงมีขนาดใกล้เคียงกับศูนย์กลางของระบบความกดอากาศต่ำ ถ้าความกดอากาศที่ศูนย์กลางมีค่าเพิ่มขึ้นแสดงว่ามีความรุนแรงเพิ่มขึ้น และในทางตรงกันข้ามความรุนแรงจะน้อยลงเมื่อความกดอากาศที่ศูนย์กลางมีค่าลดลงในแผนที่อากาศผิวพื้นใช้สัญลักษณ์ "H" สีนํ้าเงิน

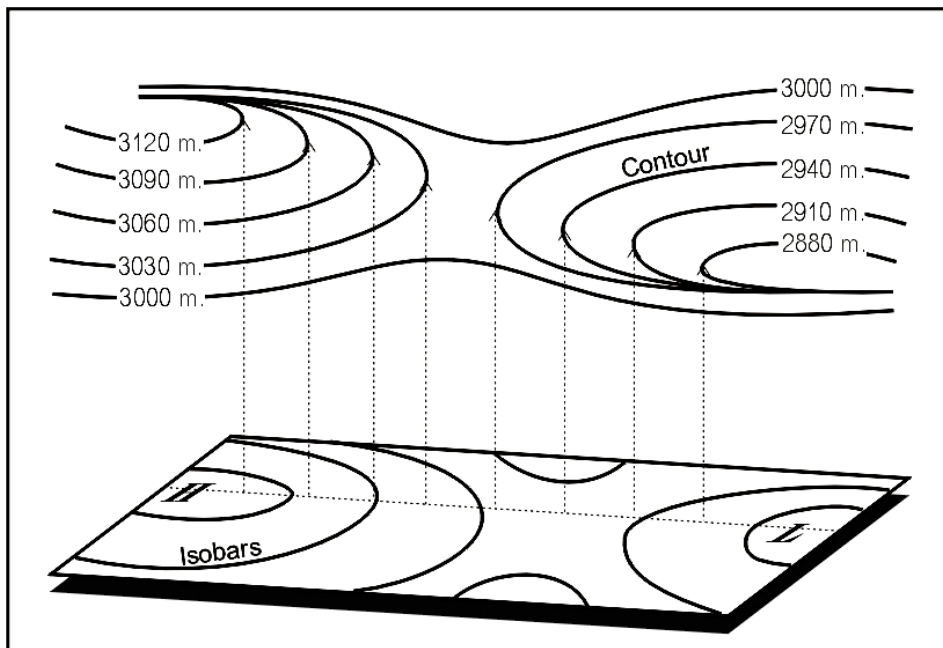
เราแบ่งความกดอากาศสูงตามโครงสร้าง การเคลื่อนตัวและคุณสมบัติทั่วไป ได้ดังนี้

5.3.1 ความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical high) เป็นความกดอากาศสูงที่ครอบคลุมบริเวณกว้างใหญ่เป็นแนวยาวและรุนแรงมาก ปรากฏในบริเวณใกล้เขตร้อนเห็นได้ชัดในแผนที่ความกดอากาศเท่าเฉลี่ย ไม่ว่าจะเป็นฤดูร้อนหรือฤดูหนาวของปีใดๆ ประกอบด้วยอากาศอุ่นที่แผ่สูงขึ้นไป มีการทรงตัวดี มักจะไม่เคลื่อนที่ หรือเคลื่อนที่อย่างช้าๆ เช่นในมหาสมุทรแปซิฟิก

5.3.2 ความกดอากาศสูงฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (Polar continental high) ปรากฏบนพื้นทวีปตอนเหนือในฤดูหนาว ประกอบด้วยอากาศเย็น เช่นในไซบีเรีย, อเมริกาเหนือและด้านตะวันตกของแคนาดา ส่วนใหญ่เคลื่อนตัวไปทางตะวันออกเฉียงใต้ เมื่อลงไปปกคลุมพื้นน้ำที่อุ่นกว่ามักจะเปลี่ยนคุณสมบัติ และถูกดูดกลืนโดยความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical high)



แผนที่อากาศชั้นบน (700 mb.)

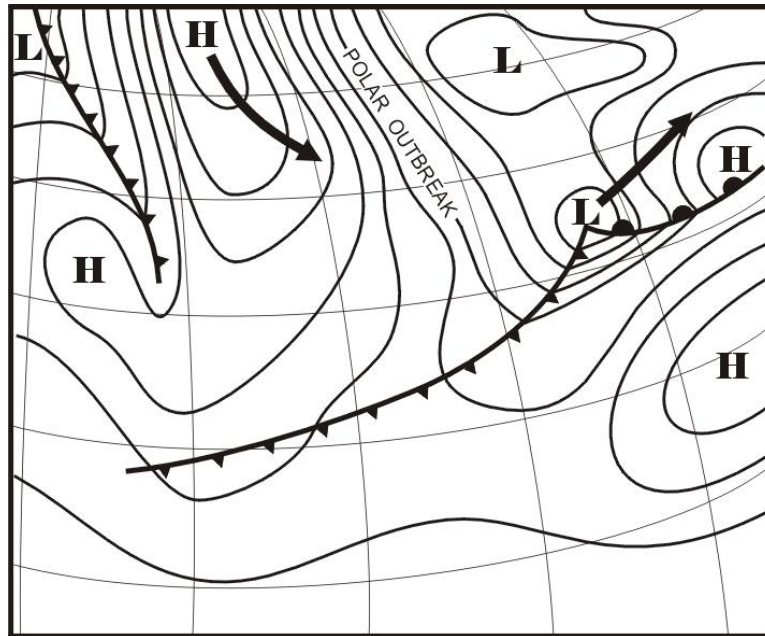


เปรียบเทียบ ISOBARS กับ CONTOURS

รูปที่ 7 แผนที่อากาศชั้นบน (700 mb.) และ เปรียบเทียบ ISOBARS กับ CONTOURS

5.3.3 ความกดอากาศสูงภายในชุดความกดอากาศต่ำ (High within the cyclone series) เป็นความกดอากาศสูงที่มีความรุนแรงน้อยในแนวระดับ บางครั้งเกิดขึ้นได้ในระหว่างกลุ่มของความกดอากาศต่ำ บ้างก็เกิดเป็นเพียงลักษณะของลิ่มความกดอากาศสูงตามแนวขอบของความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical high) ที่มีขนาดใหญ่กว่ามากๆ ส่วนมากจะประกอบด้วยอากาศเย็นจึงทำให้อากาศแจ่มใส

5.3.4 ความกดอากาศสูงที่ทะลักจากขั้วโลก (Polar-Outbreak highs) เกิดจากมวลอากาศเย็นหนาแน่น (Deep masses of cold air) เคลื่อนตัวลงมาสู่เขตละติจูดต่ำตามการนำของหย่อมความกดอากาศต่ำตัวสุดท้ายในกลุ่มความกดอากาศต่ำ (A cyclone family) หรือไซโคลนที่มีความรุนแรงมาก (Great intensity)



รูปที่ 8 ตัวอย่าง High แบบต่างๆ ที่ปรากฏในแผนที่อากาศ

5.4 ลิ่มความกดอากาศสูง (Ridge or Wedge of high pressure) บริเวณที่มีความกดอากาศสูงกว่าข้างเคียง เป็นแนวยื่นออกมาจากบริเวณความกดอากาศสูง

5.5 จุดเป็นกลาง (Col) เป็นบริเวณที่มีรูปร่างเหมือนอานม้า อยู่ระหว่างความกดอากาศสูง 2 ตัวและความกดอากาศต่ำ 2 ตัว เป็นจุดที่มีค่าความกดอากาศต่ำสุดในระหว่างความกดอากาศสูง 2 ตัว และมีค่าความกดอากาศสูงสุดในระหว่างความกดอากาศต่ำ 2 ตัว

6. การกระจายของความกดอากาศ (Pressure distribution)

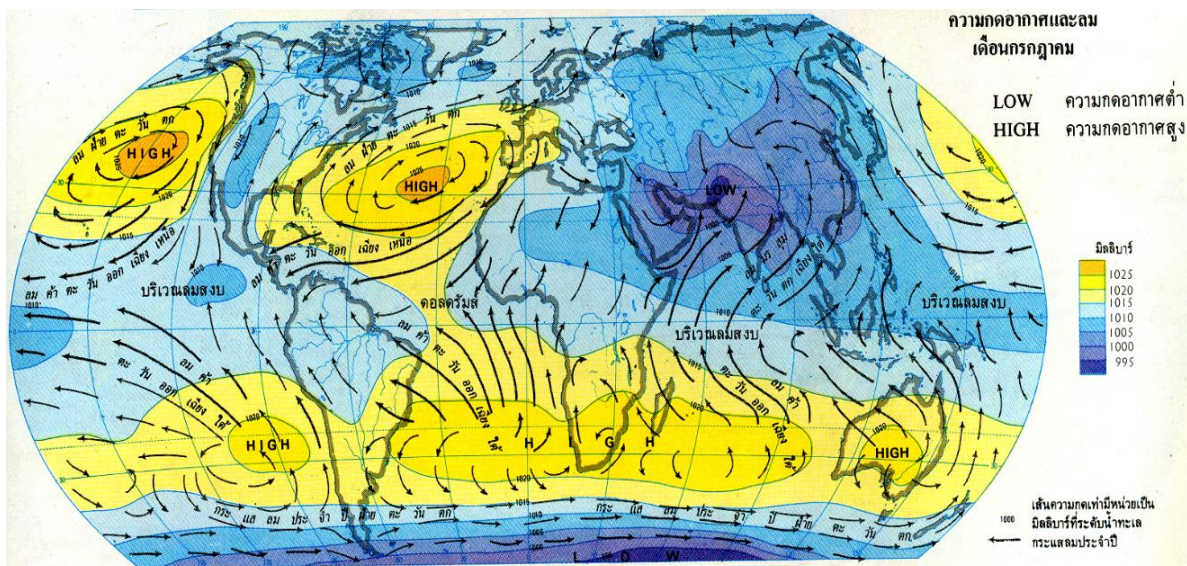
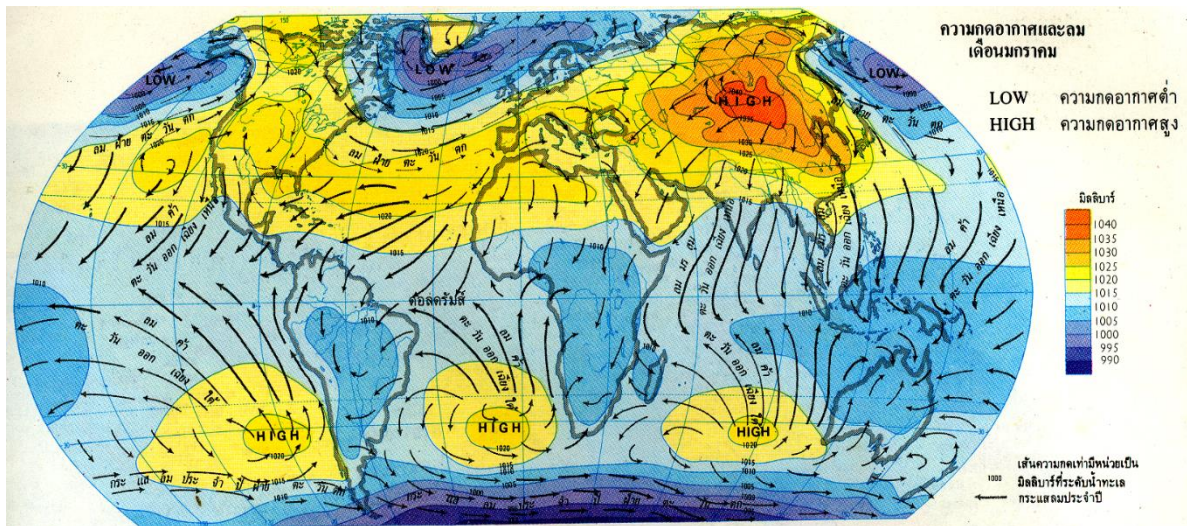
6.1 การกระจายของความกดอากาศในแนวระดับโดยเฉลี่ย ณ ระดับน้ำทะเล ในเดือน ม.ค. และ ก.ค. ครอบคลุมทั่วโลกนั้นคือฤดูหนาวและฤดูร้อนของซีกโลกเหนือตามลำดับนั่นเอง พิจารณาตามรูปด้านล่างมีสิ่งสำคัญดังนี้

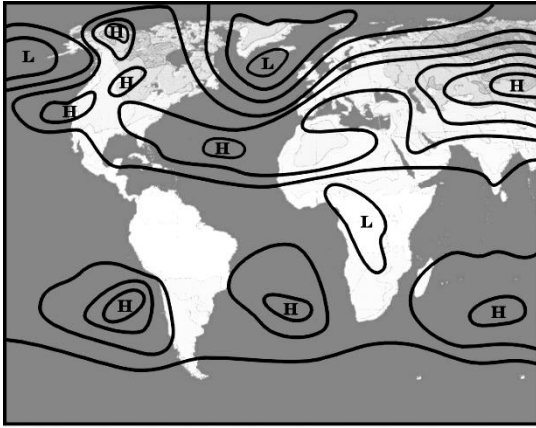
แถบความกดอากาศสูงกึ่งถาวร (Semi-permanent belt of high pressure) จะอยู่บริเวณมหาสมุทรใกล้เขตร้อนของทั้งสองซีกโลก ประมาณละติจูดที่ 20° - 30° ปรากฏทั้งเดือน ม.ค. และ ก.ค.

แถบความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical belt of high pressure) ซึ่งอยู่บริเวณละติจูดที่ 30° ปกติจะย่นขึ้นไปในไซบีเรีย และอเมริกาเหนือ ในเดือน ม.ค. และจะไม่ปรากฏในเดือน ก.ค.

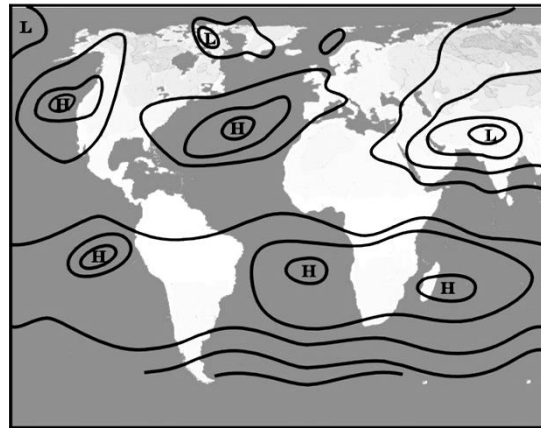
หย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรง (Deep low) ปกติจะอยู่บริเวณแปซิฟิกเหนือ ประมาณละติจูดที่ 60° เรียกว่า หย่อมความกดอากาศต่ำอันหมู่เกาะอลูเชียน (The Aleutian low) และแอตแลนติกเหนือเรียกว่า หย่อมความกดอากาศต่ำอันหมู่เกาะไอซ์แลนด์ (The Icelandic low) ในเดือน ม.ค. บนพื้นดินในซีกโลกใต้ ทั้งระหว่างเดือน ม.ค. และ ก.ค. มักจะอยู่ในอิทธิพลของความกดอากาศต่ำ

แถบความกดอากาศต่ำย่านศูนย์สูตร (The equatorial belt of low pressure) ในเดือน ม.ค. จะอยู่บริเวณด้านล่างของเส้นศูนย์สูตร เห็นได้ชัดบนพื้นทวีปบริเวณ แอฟริกาใต้, อเมริกาใต้และออสเตรเลียอันเนื่องจาก Heat low และจะอยู่ด้านบนของเส้นศูนย์สูตรในเดือน ก.ค. บริเวณเม็กซิโก, อินเดีย และตะวันตกเฉียงใต้ของอเมริกา





เดือน มกราคม

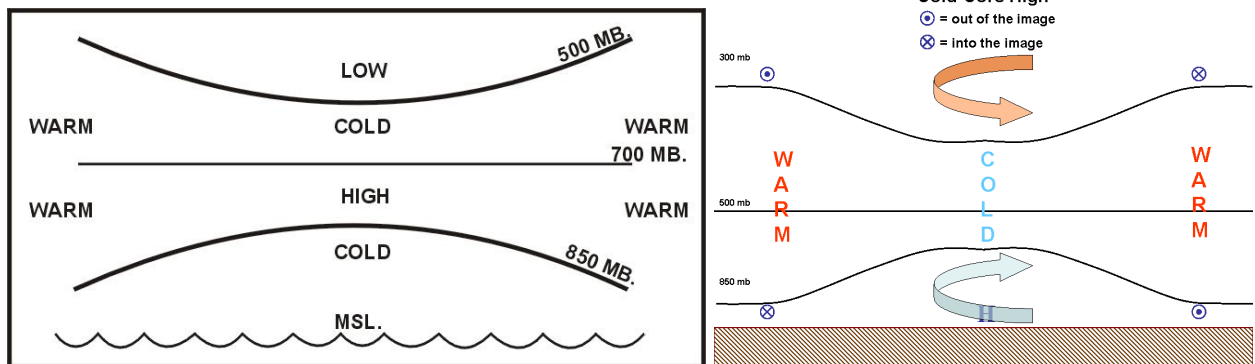


เดือน กรกฎาคม

รูปที่ 9

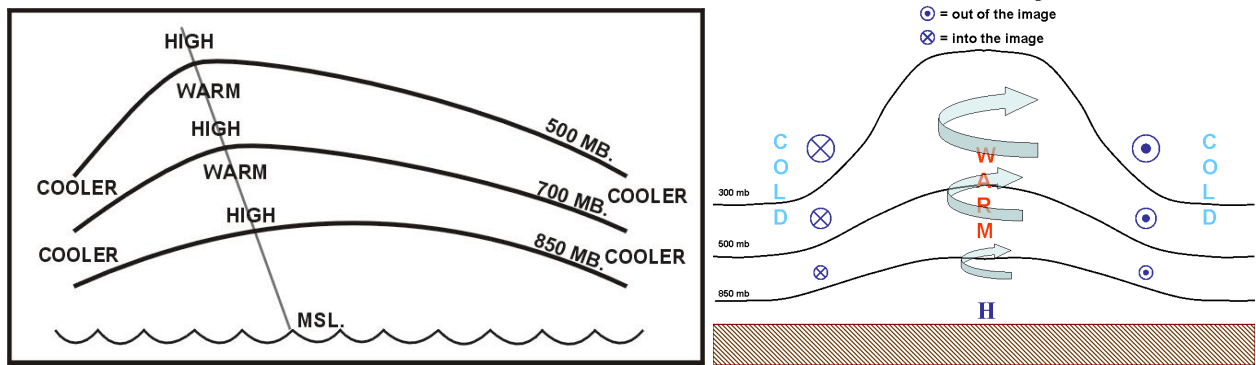
6.2 ศูนย์กลางความกดอากาศอุ่นและเย็น (Warm and Cold core pressure center)

การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยของพื้นผิวความกดอากาศเท่า ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความเอียงของพื้นผิวความกดอากาศเท่าตามระยะสูงด้วย ซึ่งหมายถึงความรุนแรงของระบบความกดอากาศก็จะเปลี่ยนแปลงตามระยะสูงด้วย



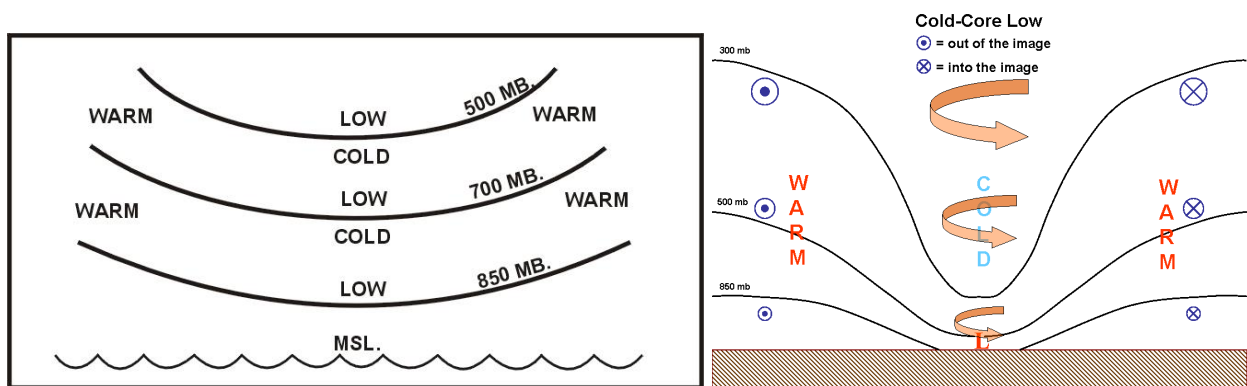
รูป 10 Cold Core High

6.2.1 ความกดอากาศสูงที่มีศูนย์กลางเย็น (Cold Core High) บริเวณความกดอากาศสูงที่มีศูนย์กลางหรือใกล้ศูนย์กลางมีความเย็นกว่ารอบๆ (ห่างประมาณ 300 ไมล์ออกไป) เรียกว่า Cold Core High หรือเรียกง่ายๆ ว่า Cold High จะมีความรุนแรงลดลงตามระยะสูง และจะมี Cold Low อยู่เบื้องบน ตามรูปที่ 10



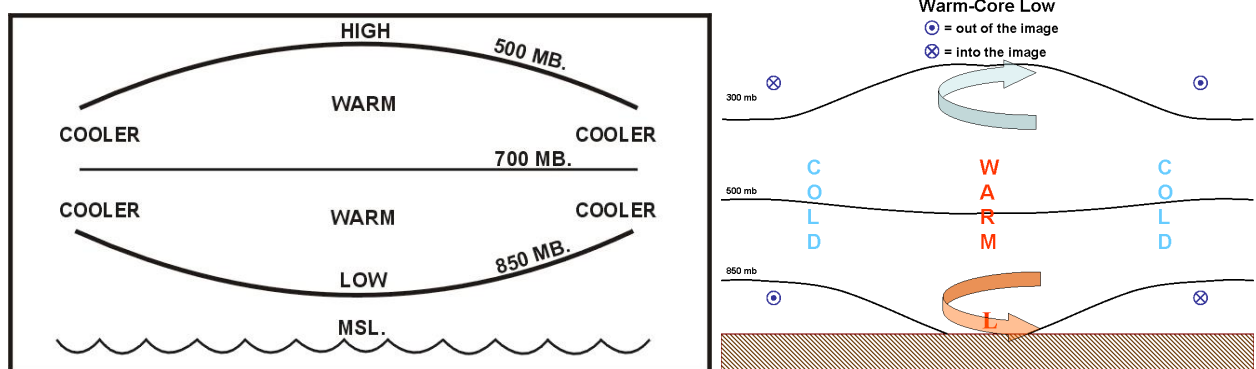
รูปที่ 11 Warm Core High

6.2.2 ความกดอากาศสูงที่มีศูนย์กลางอุ่น (Warm Core High) บริเวณความกดอากาศสูงที่มีศูนย์กลางหรือใกล้ศูนย์กลางมีความอุ่นกว่ารอบๆ เรียกว่า Warm Core High จะมีความรุนแรงเพิ่มขึ้นตามระยะสูง และเอียง (Slope) ไปทางบริเวณที่อุ่นกว่า ตามรูปที่ 11



รูปที่ 12 Cold Core Low

6.2.3 ความกดอากาศต่ำที่มีศูนย์กลางเย็น (Cold Core Low) Cold Core Low จะมีความเย็นที่บริเวณศูนย์กลางหรือใกล้ศูนย์กลางมากกว่ารอบๆ ความรุนแรงจะเพิ่มขึ้นตามระยะสูง และเอียง (Slope) ไปทางบริเวณที่เย็นกว่า ตามรูปที่ 12



รูปที่ 13 Warm Core Low

6.2.4 ความกดอากาศต่ำที่มีศูนย์กลางอ่อน (Warm Core Low) Warm Core Low จะมีความอ่อนที่บริเวณศูนย์กลางหรือใกล้ศูนย์กลางมากกว่ารอบๆ ความรุนแรงจะลดลงตามระยะสูง และกลายเป็นความกดอากาศสูงเบื้องบน ตามรูปที่ 13

7. บรรยากาศมาตรฐาน (Standard atmosphere)

เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงในทางตั้งของอุณหภูมิและความกดอากาศ เป็นไปตามเวลาและสถานที่ตั้งนั้น เพื่อความสะดวก และเป็นมาตรฐานของบรรยากาศในทางตั้ง จึงจำเป็นต้องกำหนดโครงสร้างบรรยากาศที่ใช้อ้างอิงได้ ICAO ได้กำหนดค่าเฉลี่ยตลอดปีของความกด ความสูง อุณหภูมิไว้เป็นมาตรฐานในการปรับแต่งแอนนิรอยด์บารอมิเตอร์ ตามรายการข้างล่างนี้

- อุณหภูมิที่ระดับน้ำทะเล 15°C หรือ 59°F
- ความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเล 29.92 นิ้วปรอท หรือ 1013.2 hPa (14.7 ปอนด์/ตารางนิ้ว)
- อัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูง (Lapse rate) ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ ประมาณ 2°C ต่อ 1,000 ฟุต (0.65°C ต่อ 100 เมตร) ขึ้นไปจนถึง 11,000 เมตร (36,089 ฟุต) ต่อจากนี้ขึ้นไปอุณหภูมิจะคงที่ -56.5°C
- ต้องเป็นอากาศแห้งอย่างแท้จริง

8. การวัดระยะสูง (Altimetry)

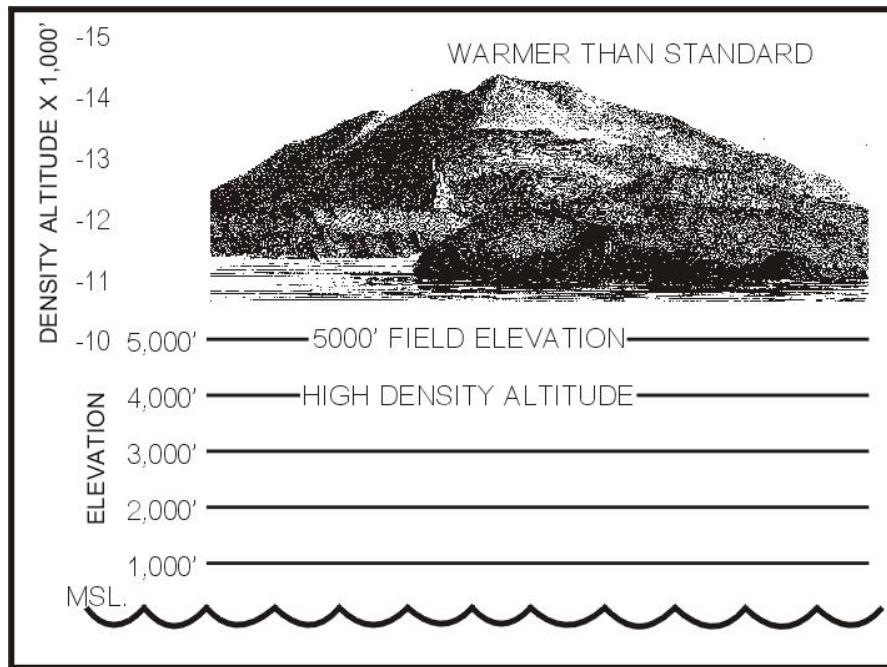
8.1 นิยาม ICAO ได้กำหนดความหมายของคำต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับการใช้เครื่องวัดระยะสูง เพื่อป้องกันการสับสนดังนี้

ระยะสูง (Altitude) หมายถึง ระยะทางตั้งของจุดหนึ่ง หรือแนวระดับหนึ่ง หรือวัตถุหนึ่ง วัดจากระดับน้ำทะเล

ระดับความสูง (elevation) หมายถึง ระยะทางตั้งของจุดหนึ่ง หรือแนวระดับหนึ่ง หรือวัตถุหนึ่ง บนผิวโลก (ติดกับผิวโลก) วัดจากระดับน้ำทะเล

ความสูง (Height) หมายถึง ระยะทางตั้งของจุดหนึ่ง หรือแนวระดับหนึ่ง หรือวัตถุหนึ่งวัดจากฐานของสิ่งนั้น

ระดับบิน (Flight level) หมายถึง พื้นผิวที่มีความกดอากาศเท่ากันตลอดทั้งพื้นผิวโดยมีค่าต่างจากความกดที่ระดับน้ำทะเล (1013.25 hPa) ที่แน่นอน



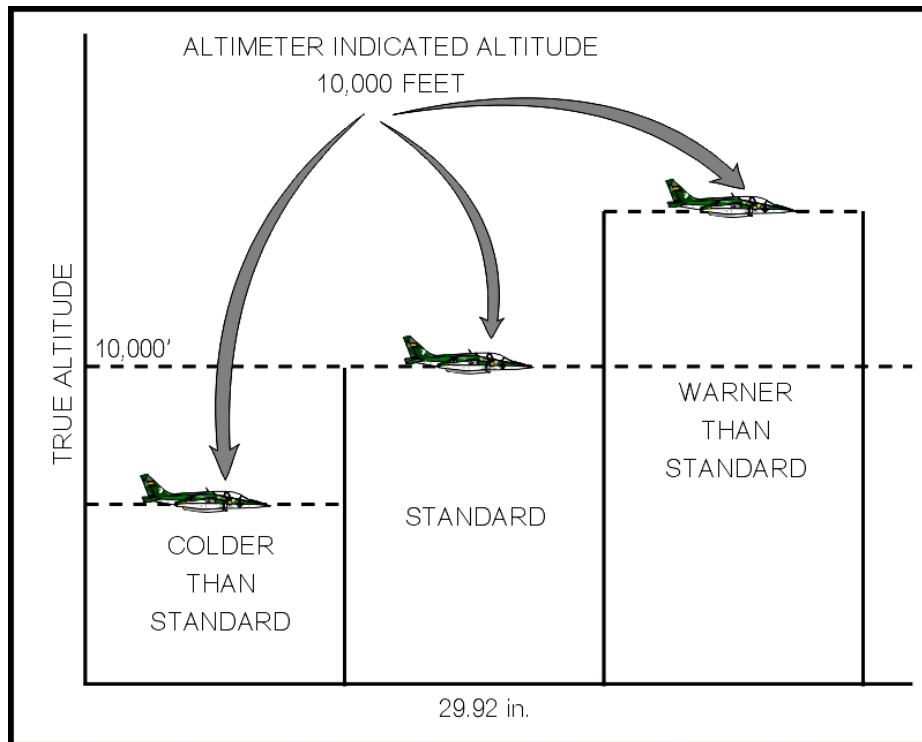
รูปที่ 8

8.2 เครื่องวัดระยะสูง (Altimeter) ใช้หลักการสร้างจากแอนนิรอยด์บารอมิเตอร์ แล้วมาปรับแต่งให้อ่านค่าระยะสูงออกมาเป็นฟุต แทนที่จะออกมาเป็นหน่วยของความกด ระยะสูง (Altitude) ไม่ขึ้นกับลักษณะภูมิประเทศข้างล่าง เครื่องวัดระยะสูงจะแสดงค่าระยะสูงได้อย่างถูกต้องเฉพาะในบรรยากาศมาตรฐานเท่านั้น และจะต้องมีการปรับค่า (Setting) เรียบร้อยแล้วด้วยฟิงเกอร์ลิ้งก์ไว้เสมอว่าเครื่องวัดระยะสูงเป็นเพียงเครื่องมือวัดความกดอากาศเท่านั้น

ดังนั้น เมื่อความกดอากาศเท่ากับ 697 hPa ไม่ว่าระยะสูงจริงๆ จะเป็น 10,000 ฟุตหรือไม่ก็ตาม มันก็จะบอกระยะสูงเป็น 10,000 ฟุตเสมอ

ระยะสูงจริง (True altitude) เนื่องจากสภาวะเงื่อนไขต่างๆ ในบรรยากาศจริง มักจะกำหนดไว้เป็นมาตรฐาน ระยะสูงที่อ่านได้บนเครื่องวัดระยะสูงจึงบอกระยะสูงจริง หรือเรียกว่า "True altitude" ซึ่งก็คือ ระยะสูงที่เป็นจริงเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง

ระยะสูงที่อ่านได้ (Indicated altitude) เป็นค่าที่อ่านได้จากเครื่องวัดระยะสูงเมื่อมีการปรับค่า (Set) แล้วตาม Altimeter setting เฉพาะแห่ง (Local altimeter setting) พิจารณารูป 15 แสดงถึงผลกระทบของอุณหภูมิเฉลี่ยต่อความสูงของแท่งอากาศทั้ง 3 แท่ง เนื่องจากความกดที่ฐานของทั้ง 3 แท่งมีค่าเท่ากัน และที่ยอดแต่ละแท่งก็มีค่าเท่ากันด้วย ระยะสูงที่อ่านได้จึงมีค่าเท่ากันที่ยอดของแต่ละแท่งเช่นกันในอากาศอุ่น บ. จะบินที่ระยะสูงกว่าที่อ่านได้ แต่ในอากาศเย็น บ. จะบินที่ระยะต่ำกว่าที่อ่านได้



รูปที่ 15 ผลของอุณหภูมิต่อระยะสูง

Pressure altitude (PA) ในบรรยากาศมาตรฐาน ความกดที่ระดับน้ำทะเล 29.92 นิ้วปรอท/1013.2 hPa ซึ่งเรียกว่า ระนาบมาตรฐาน (Standard datum plane) PA ก็เป็นระยะสูงเหนือระนาบมาตรฐานนั้น (ในบรรยากาศไม่มาตรฐาน ณ ความสูงเดียวกัน ระยะสูงจริงกับค่า PA จะมีค่าไม่เท่ากัน) ดังนั้นท่านจะทราบค่า PA ได้จากเครื่องวัดระยะสูงใน บ.ไม่ว่าจะอยู่ในอากาศหรือบนดิน นั่นคือถ้าท่านปรับเครื่องวัดระยะสูงสู่มาตรฐาน 29.92 นิ้วปรอท (Standard altimeter setting) แล้ว เครื่องวัดระยะสูงนั้นก็ชี้บอกค่า PA

Altimeter setting คือความกดของสถานีที่รายงานเป็นนิ้วปรอท ซึ่งแปลงค่าแล้ว (Converted or Altered) เพื่อให้เครื่องวัดระยะสูงชี้ที่ศูนย์ (Zero elevation) ณ ระดับน้ำทะเลปานกลาง หรือเพื่อให้ชี้ที่ระดับสูงของสถานี (Station elevation) เมื่อ บ.อยู่บนพื้นดิน ณ สถานี มีวิธีปรับ Altimeter setting อยู่ 3 วิธี เปรียบเทียบให้เห็นตามตาราง

การปรับตั้ง	ณ สนามบิน	ในอากาศ
QNE มาตรฐาน 29.92 นิ้วปรอท 1013.25 hPa	ระดับความสูง (Elevation) ที่อ่านได้จะแปรปรวน สูงกว่า หรือต่ำกว่าระดับความสูงที่เป็นจริง	ความสูง (Height) แปรตาม ความกดของแต่ละระยะสูงจริง (True altitude) ที่มีค่าต่าง ๆ กัน
QFE	ระดับความสูงเป็นศูนย์ เมื่อ บ.อยู่บนพื้นดิน	แสดงความสูงเหนือพื้นดิน (ไม่คิดอุณหภูมิแปรปรวน)
QNH	แสดงระดับความสูงจริงเหนือ MSL ขณะ บ.อยู่บนพื้นดิน	แสดงระยะสูงของ บ.เหนือ MSL (ไม่คิดอุณหภูมิแปรปรวน)

QNE มีค่า 29.92 นิ้วปรอทเสมอ และทำให้เครื่องวัดระยะสูงบอกความสูงเหนือระนาบมาตรฐาน (Standard datum plane) หรือเป็น Pressure altitude นั่นเอง

QFE (ใช้กันเพียง 2-3 ประเทศ เช่น ยุโรป อเมริกา) เป็นความกดอากาศที่เกิดขึ้นจริง ณ ระดับความสูงของสนามบิน (จุดที่สูงที่สุดบน Landing area) โดยไม่ได้หักค่าสูง MSL เมื่อตั้ง QFE แล้ว เครื่องวัดระยะสูงจะแสดงระดับความสูงจริง (Actual elevation) เหนือสนามบิน

QNH ได้จากการวัดความกดอากาศจริงที่ผิวพื้น แล้วแปลงให้เป็นค่าที่น่าจะเป็น (ตามทฤษฎี) ที่ MSL ณ จุดนั้นๆ เมื่อปรับตั้ง QNH แล้ว เครื่องวัดระยะสูงจะแสดงความสูง (height) เหนือ MSL หรือกล่าวง่ายๆ ว่าเป็นความกดอากาศที่หักค่าสูง MSL ตามบรรยากาศมาตรฐาน เช่น ถ้าสนามบินมีระดับความสูงจริงจาก MSL เป็น 604 ฟุต และความกดอากาศขณะนั้น (QFE) อ่านได้ 995 hPa นำค่าความกดอากาศที่อ่านได้ (QFE) มาหาความสูงเป็นฟุตจากตารางบรรยากาศมาตรฐานจะได้ 502 ฟุต แล้วนำค่าระดับความสูงจริงของสนามบินมาหักลบออก เพื่อหาค่าความแตกต่างระหว่างระดับความสูงจริงกับระดับความสูงตามบรรยากาศมาตรฐานของสนามบิน ณ ความกดอากาศเดียวกัน (995 hPa) จะได้ $502 - 604 = -102$ ฟุต

นำค่า -102 ฟุตนี้ ไปเปรียบเทียบกับตารางบรรยากาศมาตรฐาน เพื่อหาค่าเป็น hPa จะได้ 1017 hPa ซึ่งเป็นค่า QNH นั่นเอง

เมื่อเปรียบเทียบค่าความกดอากาศของสนามบิน ณ MSL 1017 hPa กับค่าความกดอากาศมาตรฐาน ณ MSL 1013.25 hPa แล้ว จะเห็นว่าความกดอากาศที่สนามบินขณะนั้นอยู่ต่ำกว่า MSL

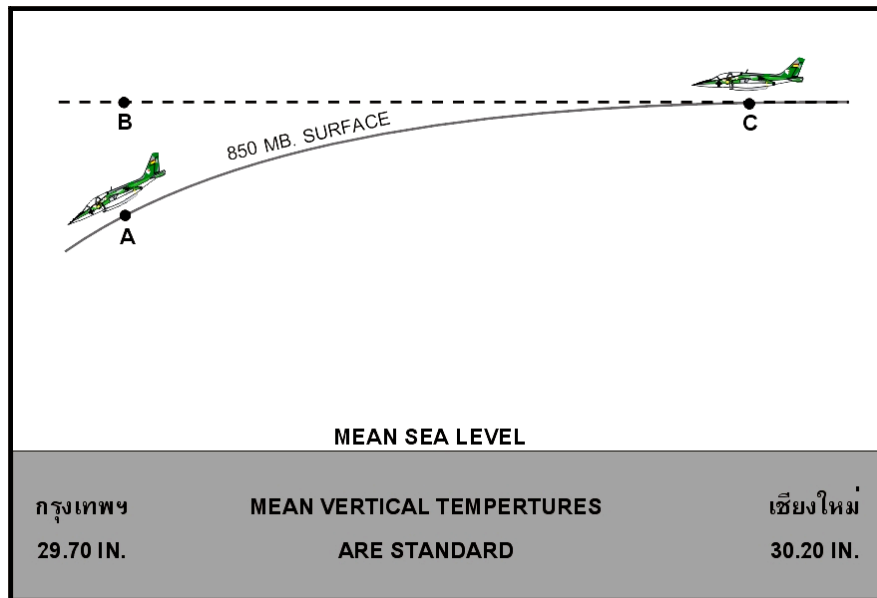
ดังนั้น เมื่อนักบินนำเครื่องบินลงที่สนามบินนี้ หากไม่ปรับเครื่องวัดระยะสูงเสียใหม่ เครื่องบินจะอยู่สูงกว่าปกติ

8.3 ความผิดพลาดของเครื่องวัดระยะสูง (Altimeter errors) นอกจากความผิดพลาดของตัวเครื่องและการติดตั้งแล้ว ยังมีความผิดพลาดจากสภาวะประกอบทางอื่นๆ อีกด้วย คือความเบี่ยงเบนของความกดที่ระดับน้ำทะเลออกไปจากบรรยากาศมาตรฐานและความเบี่ยงเบนของการกระจายอุณหภูมิในแนวตั้งออกไปจากบรรยากาศมาตรฐาน

8.3.1 ความผิดพลาดจากความกด (Pressure error) จากการเปลี่ยนแปลงความกดในแนวระดับไปตามสถานที่ต่างๆ ทำให้พื้นผิวความกดอากาศเท่า เอียงลงไปทางบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ และเอียงขึ้นไปทางบริเวณที่มีความกดอากาศสูง นั่นคือ เมื่อความกดอากาศมีค่าต่ำลง พื้นผิวความกดอากาศเท่าก็จะมีระดับต่ำลงด้วย และจะมีระดับสูงขึ้นถ้าความกดอากาศมีค่าสูงขึ้น

ความผิดพลาดจากการเบี่ยงเบนของความกดออกไปจากที่ระดับน้ำทะเล 29.92 นิ้วปรอทแก้ไขได้จากการปรับแต่ง (Adjusting) Altimeter setting (QNH) ให้ถูกต้อง

แม้ว่าเราจะใช้ QNH ถูกต้องในขณะที่วิ่งขึ้นแล้วก็ตาม ระยะสูงที่อ่านในขณะบินเดินทาง (Cross country flight) และขณะวิ่งลงก็ยังผิดพลาดได้ ซึ่งเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศตามเส้นทางบินและที่ปลายทางนั่นเอง ดังนั้นก่อนที่จะลงสนามบินใดจำเป็นต้องขอทราบ QNH จากที่นั่นก่อนเพื่อปรับตั้งเครื่องวัดระยะสูงให้ถูกต้อง



รูปที่ 16 ความผิดพลาดจากความกดอากาศ (บินจาก High ไป Low)

ตัวอย่าง จากรูปที่ 16 สมมติตั้ง QNH ที่สนามบินต้นทางเชียงใหม่ 30.20 นิ้วปรอท และบินต่อไปตามเส้นทาง เชียงใหม่-กรุงเทพฯ โดยไม่ได้ปรับตั้ง QNH ใหม่จนถึงสนามบินปลายทางกรุงเทพฯ ซึ่งมี QNH 29.70 นิ้วปรอท ในกรณีนี้ บ.จะบินไปตามพื้นผิวความกดอากาศเท่า สมมติเป็น 850 hPa จะพบว่าที่ปลายทางกรุงเทพฯ จะมีพื้นผิวความกดอากาศเท่าอยู่ในระดับต่ำกว่าเชียงใหม่ นั่นคือ ความกดอากาศที่ C=B=850 hPa แต่ที่ A น้อยกว่า 850 hPa

เนื่องจากที่ระดับน้ำทะเล ความกด 1 นิ้วปรอท มีค่าเท่ากับระยะสูงประมาณ 1,000 ฟุต แสดงว่าค่าแตกต่างของ QNH ที่เชียงใหม่และที่กรุงเทพฯ ซึ่งมีค่า 0.5 นิ้วปรอท จะทำให้ บ.เสียระยะสูงไปถึง 500 ฟุตหากไม่ตั้ง (Set) QNH เสียใหม่

สรุปได้ว่า "หากบินเข้าไปหาความกดอากาศต่ำ (บินจาก High ไป Low) โดยไม่ตั้ง QNH ตามสนามบินปลายทางจะพบว่า บ.จะอยู่ต่ำกว่าระยะสูงที่อ่านได้ นั่นคือ ระยะสูงที่อ่านได้จะมีค่ามากกว่าที่เป็นจริงและหากบินเข้าหาความกดอากาศสูงระยะสูงที่อ่านได้จะมีค่าต่ำกว่าที่เป็นจริง

8.3.2 ความผิดพลาดจากอุณหภูมิ (Temperature error) ถึงแม้ว่าความกดที่ระดับน้ำทะเลจะไม่เปลี่ยนแปลงตลอดเส้นทางบิน ระยะสูงที่ไม่ถูกต้องก็ยังคงเป็นไปได้จากผลของการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิที่เกิดขึ้นจริง ไม่เป็นไปตามบรรยากาศมาตรฐานความชื้นก็มีผลเหมือนกันแต่น้อยมากจนตัดทิ้งได้ ถ้าอากาศเย็นกว่าบรรยากาศมาตรฐานมันจะมีความหนาแน่นมากกว่า บ.ก็จะอยู่ต่ำกว่าที่เครื่องวัดระยะสูงบอก ตรงข้ามถ้าอากาศร้อนกว่า บ.ก็จะอยู่สูงกว่าที่เครื่องวัดระยะสูงบอก

ถ้าให้ h_s และ d_s เป็นความสูงและความหนาแน่นของบรรยากาศมาตรฐาน

h_a และ d_a เป็นความสูงและความหนาแน่นของบรรยากาศจริง

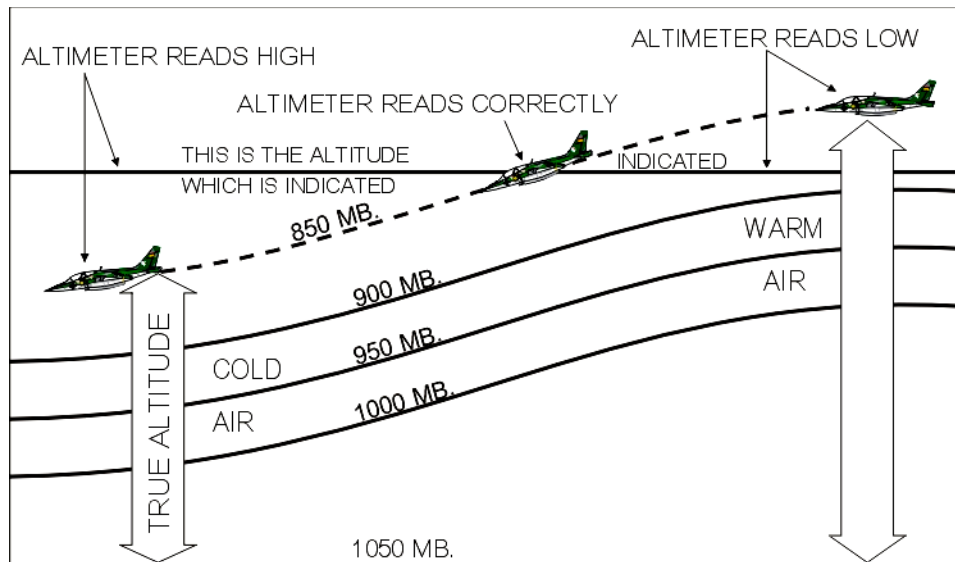
จากสมการของของไหล (Hydrostatic Equation) จะได้

$$P - P_0 = -d_s \times g \times h_s = -d_a \times g \times h_a$$

$$h_a \div h_s = d_s \div d_a$$

แต่ความหนาแน่น d เป็นอัตราส่วนกลับกับอุณหภูมิ ดังนั้น $h_a \div h_s = T_a \div T_s$

จากสมการนี้สรุปได้ว่า "ถ้าอากาศจริงเย็นกว่าบรรยากาศมาตรฐาน $T_a < T_s$ แล้ว ระยะสูงจริงก็จะมีค่าน้อยกว่าระยะสูงในบรรยากาศมาตรฐาน $h_a < h_s$ ด้วย และตรงข้าม ถ้า $T_a > T_s$ จะได้ $h_a > h_s$



รูปที่ 17 ความผิดพลาดจากอุณหภูมิ

ช่วยจำในเรื่อง Altimeter error ได้ง่ายขึ้นด้วยคำนี้

"Low to high-clear the sky and high to low-look out below"

บทที่ 5

ลม (WIND)

1. ลม (Wind)

การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและอุณหภูมิทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศทั้งในทางตั้ง และทางระดับที่เราเรียกกันทั่วไปว่า ลม ซึ่งมีความสำคัญต่อการเกิดสภาพอากาศ เช่นในขณะที่มีกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้งเป็นตัวการสำคัญสำหรับการเกิดเมฆฝน พายุฝนฟ้าคะนอง ซึ่งมีความสำคัญต่อการบิน

1.1 ปัจจัยที่เกิดการหมุนเวียนของลม

เนื่องจากการหมุนของโลกจึงทำให้พื้นโลกได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากัน เป็นสาเหตุให้เกิดระบบการหมุนเวียนของลมทั่วไป (General circulation) นอกจากนี้ยังมีปัจจัยอื่นๆ ที่ทำให้ระบบการหมุนเวียนของลมดังกล่าวแตกต่างกันออกไปเป็นระบบย่อยๆ เช่น ลมบก ลมทะเล

1.1.1 การกระจายความร้อนของพื้นดิน และพื้นน้ำไม่เท่ากัน

1.1.2 ความสามารถในการถ่ายเทความร้อนของพื้นผิวโลกสู่บรรยากาศมีความแตกต่างกัน

1.1.3 ลักษณะภูมิประเทศที่แตกต่างกัน

1.1.4 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิประจำวัน

1.1.5 การเปลี่ยนแปลงฤดูกาล และปัจจัยอื่นๆอีก

ปัจจัยต่างๆ เหล่านี้เป็นตัวการที่ทำให้เกิดความกดอากาศสูง และความกดอากาศต่ำ ซึ่งเป็นตัวควบคุมทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศในแต่ละภูมิภาค ความกดอากาศเหล่านี้เป็นตัวการสำคัญขั้นพื้นฐานที่จะทำให้เข้าใจถึงการหมุนเวียนของบรรยากาศ ดังนั้น นักบิน ต้นหน และผู้ปฏิบัติงานในอากาศจะต้องใช้เป็นข้อมูลสำหรับวางแผนการบินในวันต่อวัน ลมมีความสำคัญต่อลักษณะอากาศและภูมิอากาศ เนื่องจากลมเป็นตัวการที่ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศในเขตต่างๆ ของโลก ซึ่งหมายถึงการถ่ายเทพลังงานความร้อนระหว่างมวลอากาศที่มีคุณสมบัติแตกต่างกัน

2. รายละเอียดต่างๆ ที่เกี่ยวกับลม

2.1 ทิศทางลม (Wind direction) หมายถึงทิศทางที่ลมพัดเข้าหาสถานี เช่น ลมฝ่ายตะวันตก หรือทิศทาง 270 องศา

การเคลื่อนที่ของมวลอากาศเป็นแหล่งกำเนิดของลมผิวพื้นนั้นเกิดจากการเคลื่อนที่ของลมจากความกดอากาศสูงไปยังความกดอากาศต่ำเสมอในระยะทางสั้นๆ จะเป็นสิ่งกำหนดทิศทางได้โดยตรงแต่ถ้าเป็นระยะทางที่ยาวและมีแรงอื่นๆ ที่มากระทำต่อการเคลื่อนที่ดังกล่าวมีผลให้ทิศทางลมเปลี่ยนไป

2.2 ความเร็วลม (Wind speed) ความเร็วลมคือ อัตราการเคลื่อนที่ของอากาศบนพื้นโลกซึ่งมีหน่วยวัดความเร็วดังนี้

ไมล์ทะเล ต่อ ชั่วโมง เรียกว่า นอต (Nautical miles per hours = Knots) เขียนย่อว่า kts

ไมล์บก ต่อ ชั่วโมง (Statute miles per hours) เขียนย่อว่า mph

กิโลเมตร ต่อ ชั่วโมง (Kilometers per hours) เขียนย่อว่า kmh

เมตร ต่อ วินาที (Meter per second) เขียนย่อว่า mps

1 นอต = 1.8 กิโลเมตร ต่อชั่วโมง

1 นอต = 1.2 ไมล์ บก ต่อชั่วโมง

1 ไมล์บก/ชม = 1.6 กิโลเมตร ต่อชั่วโมง

2.3 ลมกระโชก (Gusts) คือ ลมที่มีความเร็วเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว และมีค่าความเร็วลมสูงสุด และต่ำสุดต่างกัน 10 นอต หรือมากกว่าในช่วงเวลา 10 นาที ของการตรวจอากาศ

2.4 ลมแรง (Squalls) คือ ลมที่มีความเร็วเพิ่มขึ้นอย่างทันทีทันใด และมีคุณสมบัติดังนี้

ก. จะต้องมีความเร็วลมสูงกว่าค่าความเร็วลมโดยเฉลี่ยอย่างน้อย 15 นอต

ข. ความเร็วลมสูงสุด จะต้องเท่ากับ 20 นอต หรือมากกว่า

ค. เกิดขึ้นและคงอยู่อย่างน้อย 1 นาที หรือมากกว่า

รายละเอียดต่างๆ ที่เกี่ยวกับลม สามารถหาอ่านได้ในหนังสือการตรวจอากาศผิวพื้นของศูนย์ข่าวอากาศ กองข่าวอากาศ กรมควบคุมการปฏิบัติทางอากาศ

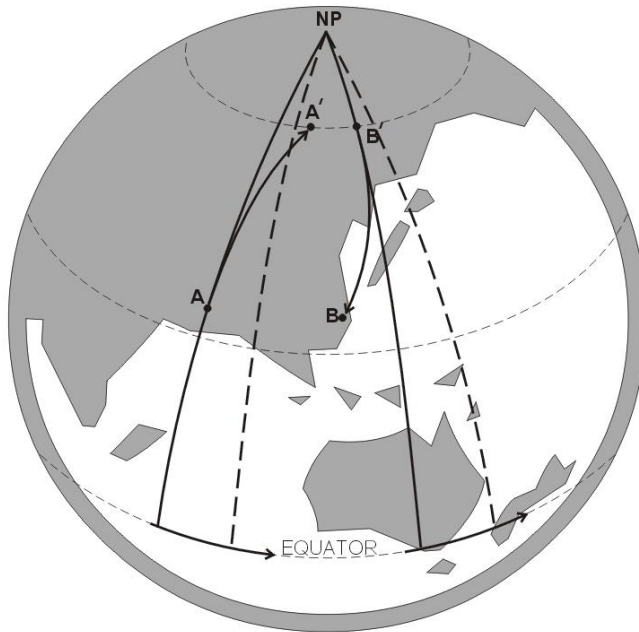
3. แรงที่มากระทำและเกี่ยวข้องกับลม

3.1 แรงคอริโอลิส (Coriolis force) ขณะที่โลกมีการเคลื่อนที่จากตะวันตกไปตะวันออก เมื่อมีลมพัดหมายความว่า ความเร็วระหว่างการไหลของอากาศกับการเคลื่อนที่ของโลกไม่เท่ากันดังนั้นลมสงบ หมายถึงอากาศเคลื่อนที่ไปด้วยความเร็วเท่ากับการเคลื่อนที่ของโลก

ถ้าโลกไม่มีการหมุนลมจะพัดจากความกดอากาศสูงไปยังความกดอากาศต่ำโดยตรง แต่เมื่อโลกมีการหมุนอากาศที่เคลื่อนที่ไปบนพื้นโลกจะมีการเบี่ยงเบนไป หรือวัตถุใดก็ตามที่เคลื่อนที่ไปโดยอิสระจะมีการเบี่ยงเบนไปเสมอเมื่อเปรียบเทียบกับ การหมุนของโลก และถ้ามองจากจุดจุดหนึ่งที่อยู่นอกโลกจะมองเห็นสิ่งที่เคลื่อนที่นั้นเดินทางเป็นเส้นตรง แต่ถ้ามอง ณ ที่จุดใดจุดหนึ่งบนพื้นโลกจะมองเห็นเป็นเส้นโค้ง ดังนั้นแรงนี้จึงเป็นแต่เพียงแรงปรากฏให้เราเห็น แต่การเบี่ยงเบนของวัตถุที่เคลื่อนที่นั้นเป็นความจริงแรงที่ทำให้เกิดการเบี่ยงเบนนี้เราเรียกว่า แรงคอริโอลิส (The coriolis force) ชื่อนี้ตั้งให้เป็นเกียรติแก่ผู้ค้นพบคือ G.G. CORIOLIS ซึ่งเป็นนักฟิสิกส์ ชาวฝรั่งเศส

จากการทดลองพบว่า ในซีกโลกเหนือแรงนี้จะตั้งฉากกับทิศทางการเคลื่อนที่ และมีทิศทางเบนไปทางขวามือ ส่วนในซีกโลกใต้จะเบนไปทางซ้ายมือ ดังนั้นในซีกโลกเหนืออากาศที่เคลื่อนที่จากเส้นศูนย์สูตรไปยังขั้วโลกเหนือจะเบนไปทางขวามือ และในที่สุดลมจะไม่พัดไปทางทิศเหนือแต่จะกลายเป็นลมที่พัดจากตะวันตกไปตะวันออก และลมที่พัดจากขั้วโลกเหนือมายังศูนย์สูตรจะเบนไปทางขวามือ จนกลายเป็นลมที่พัดจากตะวันออกไปตะวันตก ปรากฏการณ์นี้จะตรงกันข้ามเมื่ออยู่ในซีกโลกใต้ค่า Coriolis force จะมีค่าเป็นศูนย์ที่เส้นศูนย์สูตร และมีความมากที่สุดที่ขั้วโลก ขนาดของแรงจะเพิ่มขึ้นถ้าลมมีอัตราเร็วสูง วัตถุใดก็ตามที่เคลื่อนที่ไปทางเหนือ จากละติจูดต่ำไปยังละติจูดสูง วัตถุนั้นจะค่อยๆ เบี่ยงเบนไปทางขวามือ และมีการเบี่ยงเบนมากขึ้นในละติจูดสูงขึ้นไปทั้งนี้ เป็นเพราะว่าอัตราเร็วในการหมุนของโลกที่ศูนย์สูตรมีค่ามากกว่าอัตราเร็วที่ขั้วโลก แต่ถ้าวัตถุไม่มีการเคลื่อนที่ แรงนี้จะมีค่าเท่ากับศูนย์

ใดๆ บนพื้นโลก ดังนั้นจึง
อัตราเร็วมากขึ้นการ
ด้วย



ไม่ว่าวัตถุจะอยู่ที่ ณ จุด
สรุปได้ว่าเมื่อลมมี
เบี่ยงเบนก็จะมากขึ้น

รูปที่ 1

(Coriolis force)

3.2 แรงหนีศูนย์กลางและแรงดึงดูดของโลก (The centrifugal force and gravity)

วัตถุใดๆ ก็ตามที่เคลื่อนที่หมุนรอบตัวเองหรือเคลื่อนที่เป็นเส้นโค้งวัตถุนั้นจะมีแรงหนีศูนย์กลาง ซึ่งมีทิศทางตรงข้ามกับแรงเข้าสู่ศูนย์กลาง (Centripetal force) เนื่องจากโลกหมุนจากตะวันตกไปตะวันออก ดังนั้นแรงหนีศูนย์กลางจึงมีทิศทางจากตะวันออกไปตะวันตก แรงนี้มีค่ามากที่สุดที่ศูนย์สูตรเนื่องจากแรงนี้เป็นสัดส่วนโดยตรงกับรัศมีการหมุนของโลก ส่วนอีกแรงหนึ่งคือแรงดึงดูดของโลก มีค่ามากที่สุดที่ขั้วโลก เนื่องจากเป็นสัดส่วนกลับกับรัศมีการหมุนของโลก แรงสองแรงนี้จะหักล้างซึ่งกันและกัน ถ้าปราศจากแรงหนีศูนย์กลาง วัตถุบนพื้นโลกจะเคลื่อนที่อิสระไปยังขั้วโลก ในทำนองเดียวกันถ้าปราศจากแรงดึงดูดของโลกวัตถุจะเคลื่อนตัวเป็นอิสระไปยังศูนย์สูตร

วัตถุใดก็ตามที่เคลื่อนที่ไปตามการหมุนของโลกคือจากตะวันตกไปตะวันออก จะมีอัตราที่เพิ่มขึ้น ดังนั้นแรงหนีศูนย์กลางจึงมีค่ามาก และในทางตรงข้าม ถ้าวัตถุนั้นเคลื่อนที่ตรงข้ามการหมุนของโลกแรงหนีศูนย์กลางจะมีค่าลดลง

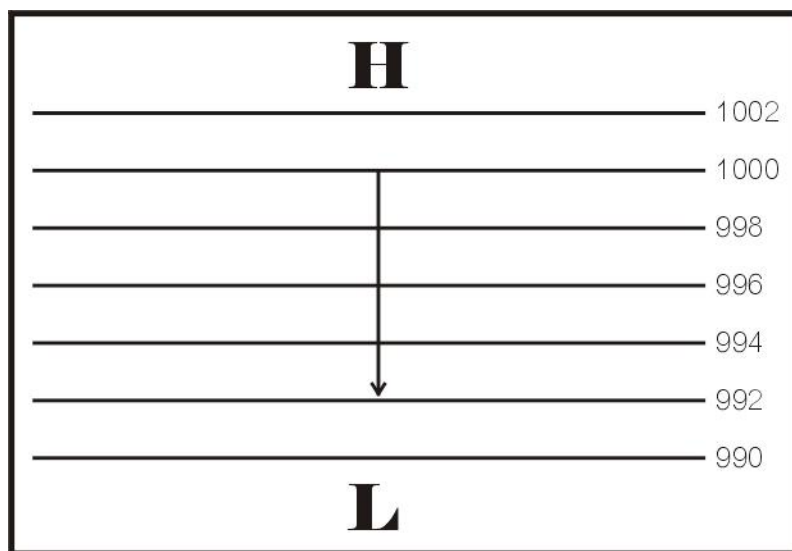
แรงดึงดูดของโลกมีทิศทางเข้าหาศูนย์กลางของโลกจึงเป็นแรงที่เกี่ยวข้องกันในทางตั้ง ดังนั้นจึงเป็นเหตุให้มวลอากาศเย็นอยู่ได้มวลอากาศอุ่น

3.3 แรงเสียดทาน หรือแรงที่เกิดจากความฝืด (Friction force)

แรงเสียดทานมีผลต่อการเคลื่อนที่ของอากาศทำให้ลมพัดช้าลง และยังทำให้แรงคอริโอลิสมีค่าการเบี่ยงเบนลดลง เนื่องจากความเร็วลมลดลง แรงเสียดทานมีค่ามากที่สุดที่ผิวพื้นถึงระดับ 2,000 ฟุต และจะลดน้อยลงเมื่อสูงขึ้นไป ดังนั้นลมที่ระดับผิวพื้นจึงไม่พัดขนานกับเส้นความกดอากาศเท่าแต่จะทำมุม 10 องศาเหนือพื้นมหาสมุทร และทำมุม 45 องศาเหนือพื้นทวีป ลมระดับเหนือ 2,000 ฟุต ขึ้นไปจะพัดขนานกับเส้นความกดอากาศเท่า

ความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient) คืออัตราการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศต่อหนึ่งหน่วยระยะทางในทางระดับ โดยมีทิศทางจากความกดอากาศสูง ไปยังความกดอากาศต่ำ และตั้งฉากกับเส้นความกดอากาศเท่า ความชันของความกดอากาศจะมีค่ามากหรือน้อยขึ้นอยู่กับระยะทางระหว่างความกดอากาศ ถ้าหากเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ชิดกันมาก ค่าความชันของความกดจะมีค่ามาก และจะมีค่าน้อยถ้าเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ห่างกันมาก

ความชันของความกดอากาศมีความสัมพันธ์กับความเร็วลม ซึ่งเป็นตัวการหนึ่งที่ควบคุมการไหลของมวลอากาศ ถ้าไม่มีแรงอื่นมาเกี่ยวข้องอากาศจะไหลในทิศทางของความชันของความกดอากาศ

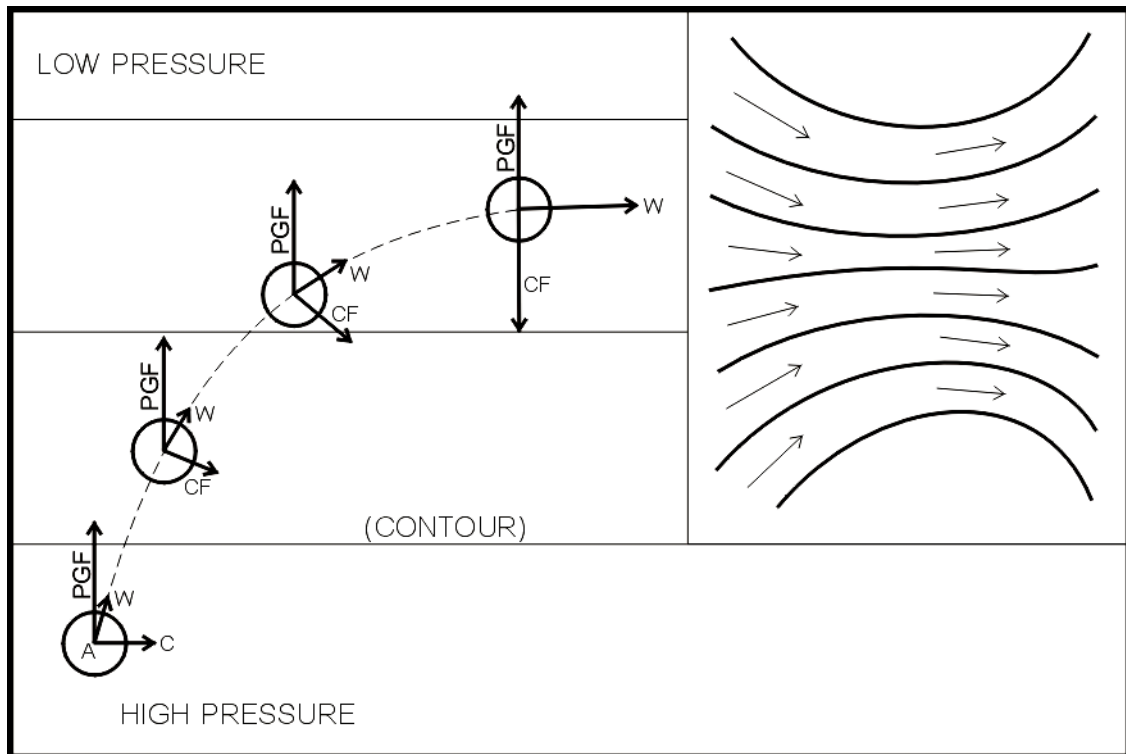


รูปที่ 2 (ความชันความกดอากาศ)

4. ลมจีโอสโทรฟิก (Geostrophic wind)

เราพิจารณาลมที่เคลื่อนที่อยู่ในแนวระดับมีความเร็วคงที่ในเงื่อนไขที่ว่า ไม่มีแรงเสียดทานการเคลื่อนที่เป็นเส้นตรงจึงไม่มีแรงหนีศูนย์กลาง ไม่มีอัตราเร่ง ไม่มีแนวลมสอบหรือแนวลมแยก ดังนั้นจะเห็นว่าแรงต่างๆ ที่กระทำต่อมวลอากาศดังกล่าวก็คือ แรงที่เกิดเนื่องจากความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient) และแรงคอริโอลิส (Coriolis force) สองแรงนี้เท่านั้น

ถ้าหากขนาดของแรงความชันความกดอากาศ และแรงคอริโอลิส ทั้งสองแรงนี้เท่ากัน และมีทิศทางตรงข้าม แรงความชันความกดอากาศ จะหักล้างกับแรงคอริโอลิส ทำให้ลมไม่เบี่ยงเบนไปทางซ้ายหรือขวา เราเรียกการเคลื่อนที่ของอากาศภายใต้สภาวะสมดุลของแรงทั้งสองว่า ลมจีโอสโทรฟิก (Geostrophic wind) (ดังรูปที่ 3)



รูปที่ 3

มีกฎอยู่กฎหนึ่งเรียกว่า Buys-Ballot's Law มีใจความว่าในซีกโลกเหนือ ถ้าเราหันหน้าไปตามลม (Down stream) เราจะพบว่า Low pressure อยู่ทางซ้ายมือ และ High pressure อยู่ทางขวามือ แต่ในซีกโลกใต้จะกลับตรงข้ามกัน

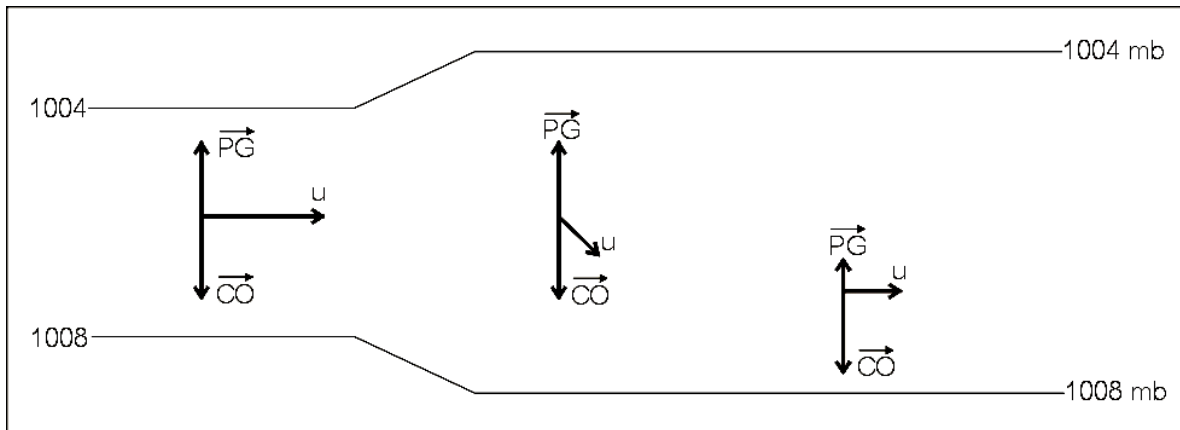
ตามที่ทราบแล้วว่ามี Geostrophic wind ได้นั้นจะต้องไม่มี Friction ฉะนั้นจึงพอคาดการณ์ได้ว่าลมนี้จะเกิดขึ้นได้เหนือระดับ Friction นั่นคือเหนือระดับ 2,000 ฟุตขึ้นไป เนื่องจากแรงคอริโอลิสมีค่าเป็นศูนย์ที่เส้นศูนย์สูตร ดังนั้นลมจีโอสโตรฟิกไม่เกิดที่บริเวณเส้นศูนย์สูตร

4.1 ซูเปอร์และซับจีโอสโตรฟิก (Super and Sub geostrophic flow)

จะเกิดได้ต่อเมื่อเส้น Isobars หรือ Contours เปลี่ยนอย่างทันทีทันใด ซึ่งทำให้มวลอากาศเปลี่ยนความเร็ว เงื่อนไขในการเกิดนั้นจะต้องมี

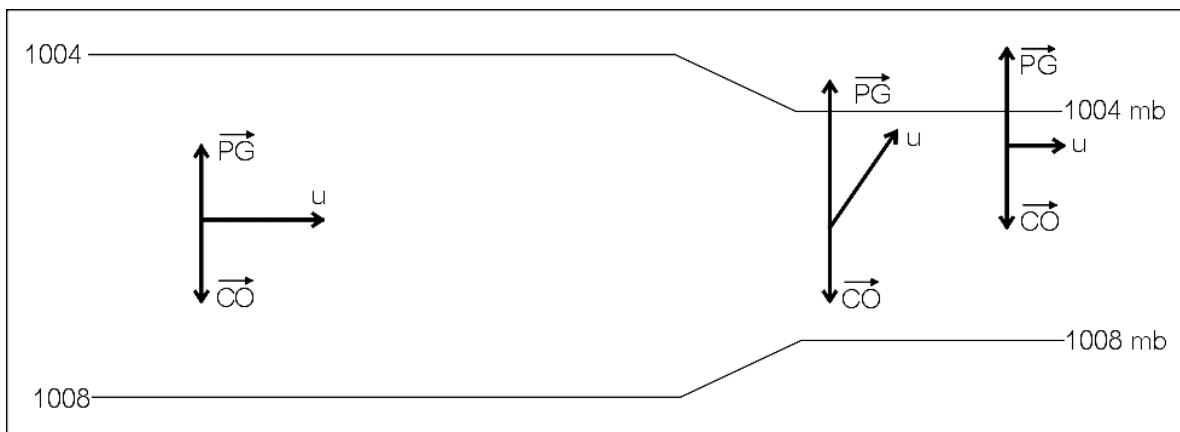
1. ไม่มีอัตราเร่ง
2. เคลื่อนที่ในแนวระดับ และเป็นเส้นตรง
3. ไม่มีแรงเสียดทาน Super geostrophic flow

เมื่อลมพัดจากความชันความกดอากาศที่มีค่ามากไปสู่ความชันความกดอากาศที่มีค่าน้อยทำให้ลมพัดช้าลง เนื่องจากแรงคอริโอลิสมีค่ามากกว่าแรงความชันความกดอากาศ จึงทำให้มวลอากาศเคลื่อนที่ได้ช้าลง โดยมีทิศทางเบนเข้าหาความกดอากาศสูง (ดังรูปที่ 4)



รูปที่ 4 (Supper geostrophic flow)

สำหรับ Sub geostrophic flow จะเคลื่อนที่จากความชันความกดอากาศที่มีค่าน้อยไปสู่ความชันความกดอากาศที่มีค่ามาก ดังนั้นทำให้ลมพัดได้เร็วขึ้นโดยมีทิศทางเบนเข้าหาความกดอากาศต่ำ (ดังรูปที่ 5)



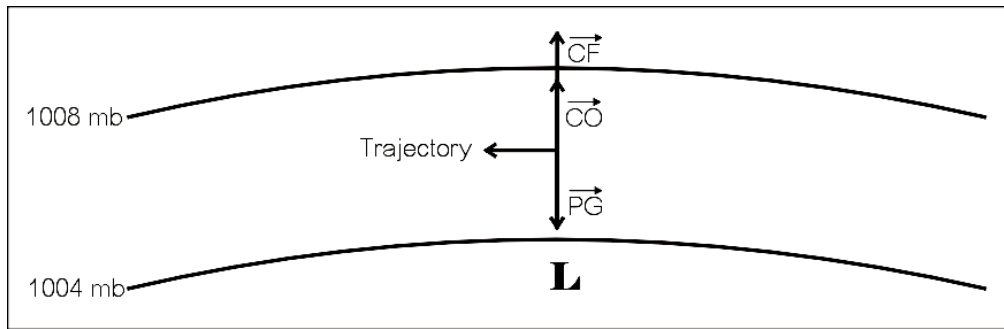
รูปที่ 5 (Sub geostrophic flow)

จากรูป ให้ PG คือแรงความชันความกดอากาศ
 CO คือแรงคอริโอลิส
 U คือลม

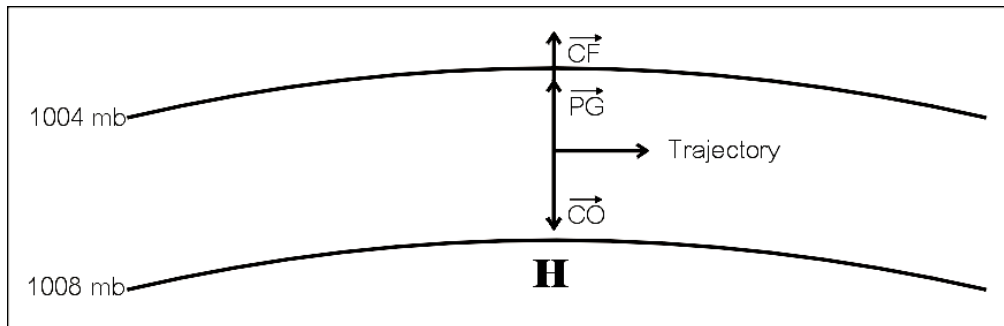
5. ลมเกรเดียนต์ (Gradient wind)

การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวระดับโดยไม่มีแรงเสียดทานมาเกี่ยวข้อง และสมมุติว่าแรงความชันความกดอากาศกับแรงคอริโอลิสไม่อยู่ในสภาวะสมดุล ดังนั้นลมจะพัดไปทางซ้ายหรือขวาตามทิศทางที่ ควรเป็น

การเคลื่อนที่ของอากาศในบรรยากาศที่ไม่มีแรงเสียดทาน และมีความเร็วคงที่คือไม่มีอัตราเร่ง โดยมีทิศทางของลมไม่เป็นเส้นตรงเรียกว่า ลมเกรเดียนต์ (Gradient wind) ลมเกรเดียนต์จึงมีแรงหนีศูนย์กลาง (Centrifugal force) ซึ่งมีทิศทางการเคลื่อนที่ออกจากศูนย์กลางเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย (ดังรูปที่ 6)



ลมกระเดียนด์รอบหย่อมความกดอากาศต่ำในซีกโลกเหนือ



รูปที่ 6 ลมกระเดียนด์รอบบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือ

ลมกระเดียนด์ที่หมุนรอบหย่อมความกดอากาศต่ำนั้น ค่าความชันความกดอากาศมีค่ามากกว่าแรงคอริโอลิส และในขณะที่ลมเริ่มเคลื่อนที่เป็นเส้นโค้งจะทำให้ความเร็วลมลดลงกว่าที่เป็นลมจีโอสโตรฟิก เนื่องจากการรวมแรงของ $\vec{PG}$ กับแรง $\vec{CO}$ มีทิศทางไปในทางตรงข้ามกับการเคลื่อนที่ของลม ซึ่งตรงข้ามกับลมกระเดียนด์ที่หมุนรอบความกดอากาศสูง ค่าความชันความกดอากาศมีค่าน้อยกว่าแรงคอริโอลิส และเมื่อผลรวมของแรงทั้งสองนี้ ขณะที่เริ่มเคลื่อนที่เป็นเส้นโค้งมีทิศทางไปทางเดียวกับการเคลื่อนที่ของลม ดังนั้นความเร็วลมจะมีค่ามากกว่าลมจีโอสโตรฟิก จึงสรุปได้ว่า ความเร็วลมที่หมุนรอบความกดอากาศสูงมีค่ามากกว่าลมจีโอสโตรฟิก และลมจีโอสโตรฟิกมีความเร็วลมมากกว่า ลมกระเดียนด์ที่หมุนรอบหย่อมความกดอากาศต่ำ

ในซีกโลกเหนือกระแสลมไหลรอบความกดอากาศต่ำในทิศทางทวนเข็มนาฬิกา เรียกว่าการไหลแบบไซโคลน (Cyclonic flow) ส่วนในซีกโลกใต้ลมหมุนในทิศทางตรงข้าม เรียกว่าการไหลแบบแอนตี้ไซโคลน (Anticyclonic flow) เมื่อเทียบกับซีกโลกเหนือ

การประมาณค่าลมที่ตรวจวัดได้ด้วยลมจีโอสโตรฟิก เราจะต้องประมาณค่าลมกระเดียนด์กับลมที่อยู่เหนือขึ้นไปที่ไม่มีความฝืดเกี่ยวข้องด้วย โดยปกติแล้วเส้นความกดอากาศเท่า ในแผนที่อากาศมีลักษณะเป็นเส้นโค้ง ดังนั้นการประมาณค่าลมที่สังเกตได้ด้วยลมกระเดียนด์ จึงมีค่าใกล้เคียงความเป็นจริงกว่า การประมาณค่าโดยลมจีโอสโตรฟิก

6. การเปลี่ยนแปลงประจำวันของลมผิวพื้น (Diurnal variation of surface wind)

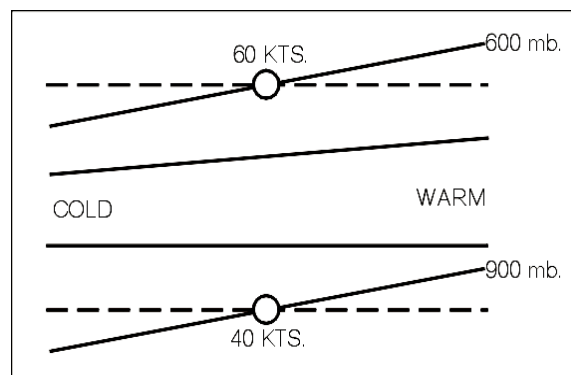
ลมในระดับผิวพื้นมีการเปลี่ยนแปลงอย่างสม่ำเสมอในรอบเวลา 24 ชั่วโมง โดยลมเปลี่ยนทิศทางไปตามเข็มนาฬิกา (Veer) และเพิ่มอัตราความเร็วขึ้นในเวลากลางวันจนถึงกำลังสูงสุดในตอนบ่าย หลังจากนั้นลมจะเปลี่ยนทิศทางกลับเป็นทวนเข็มนาฬิกา (Back) และลดกำลังลงจนถึงต่ำสุดในตอนพระอาทิตย์ขึ้น การเปลี่ยนแปลงนี้มีส่วนสัมพันธ์อันใกล้ชิดกับการเปลี่ยนแปลงอัตราการลดอุณหภูมิตามส่วนสูง (Lapse rate) แรงเสียดทานไม่เป็นผลแต่เพียงทำให้ความเร็วลมและทิศทางลมเปลี่ยนแปลงไปเท่านั้น แต่ทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนขึ้นด้วยในเวลากลางวันเมื่อ

พื้นดินได้รับความร้อนจะเกิดอากาศไหลขึ้นในทางตั้งทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนเพิ่มขึ้น และแผ่กระจายออกไปได้มากกว่าที่เกิดในเวลากลางคืน

7. การเปลี่ยนแปลงของลมตามส่วนสูงเหนือระดับแรงเสียดทาน (Wind variation with height above the friction layer)

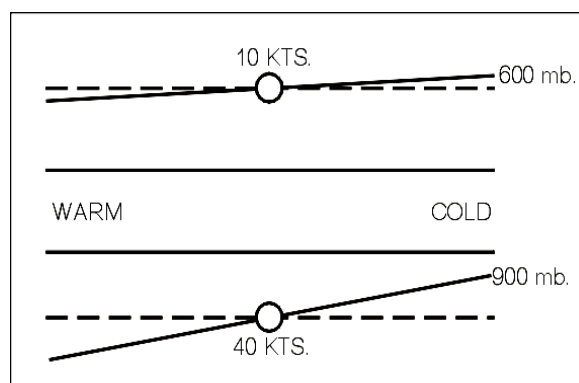
ผลอันเนื่องมาจากความแตกต่างของอุณหภูมิในทางระดับ (Effect of horizontal temperature difference) เมื่อพิจารณาถึงการเปลี่ยนแปลงของลมตามส่วนสูงเหนือระดับความเสียดทาน (Friction layer) มีปรากฏการณ์อยู่ 2 อย่างคือ

1. ระยะทางตั้งระหว่างพื้นผิวความกดอากาศเท่า (Isobaric Surface) จะเป็นอัตราส่วนโดยตรงกับอุณหภูมิเฉลี่ยของอากาศในลุ่มอากาศนั้น
2. ความเร็วลมจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความเอียง (Slope) ของพื้นผิวความกดอากาศเท่าถ้าหากอุณหภูมิเฉลี่ยเปลี่ยนแปลงในทางระดับระหว่างพื้นผิวความกดอากาศเท่าแล้วความเอียงของพื้นผิวความกดอากาศเท่าจะเปลี่ยนแปลงในทางตั้ง โดยเหตุนี้เองจึงมีการเปลี่ยนแปลงความเร็วลมตามส่วนสูง



รูป ก.

จากรูป ก. จะพบว่าในซีกโลกเหนือลมที่ระดับ 900 มิลลิบาร์ จะมีทิศทางพุ่งเข้าหาหน้ากระดานเหนือระดับนี้ขึ้นไปอากาศทางด้านซ้ายมือจะเย็นกว่าทางด้านขวามือ ซึ่งจะทำให้ความเอียงของพื้นผิวความกดอากาศเท่าเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง นั่นคือความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นตามส่วนสูงด้วย



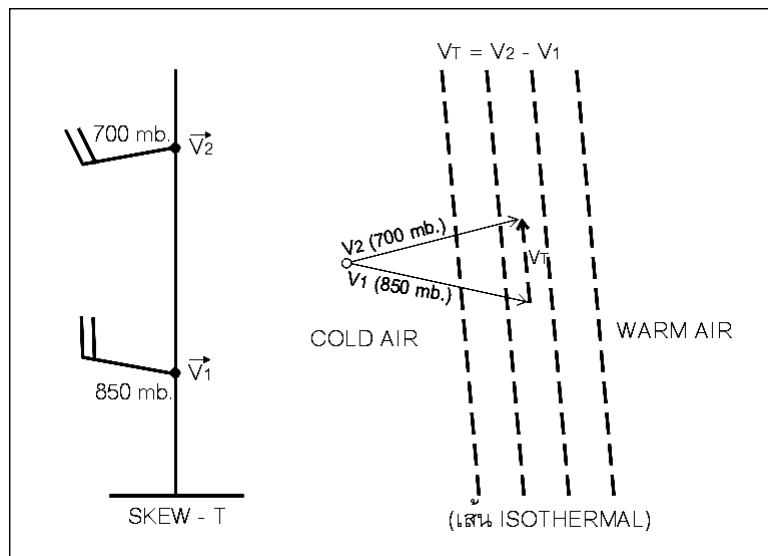
รูป ข.

จากรูป ข. อากาศอุ่นจะอยู่ทางด้านซ้ายมือของลม พบว่าทั้งพื้นผิวความกดอากาศเท่า และความเร็วลมจะลดลงตามส่วนสูง ความเร็วลมจะมีค่าเท่ากับศูนย์ ณ ที่ระดับใดระดับหนึ่งสูงขึ้นไป และหลังจากนั้นลมมีทิศทางพัดออกจากหน้ากระดาน และความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นเพราะอากาศเย็นอยู่ทางซ้ายมือ ด้วยเหตุนี้พอสรุปได้ว่าในซีกโลกเหนือความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นตามส่วนสูงถ้าอากาศเย็นอยู่ทางซ้ายมือของลม และความเร็วลมจะลดลงตามส่วนสูงถ้าอากาศอุ่นอยู่ทางซ้ายมือของลม ในซีกโลกใต้ทิศทางลมที่ระดับ 900 มิลลิบาร์ จะมีทิศทางพุ่งออกจากแผ่นกระดาน และมีกฎเกณฑ์ดังนี้ ในซีกโลกใต้ความเร็วลมจะเพิ่มตามส่วนสูง ถ้าอากาศเย็นอยู่ทางขวามือของลม และจะลดลงเมื่ออากาศอุ่นอยู่ทางขวามือของลม

8. ลมความร้อน (The thermal wind)

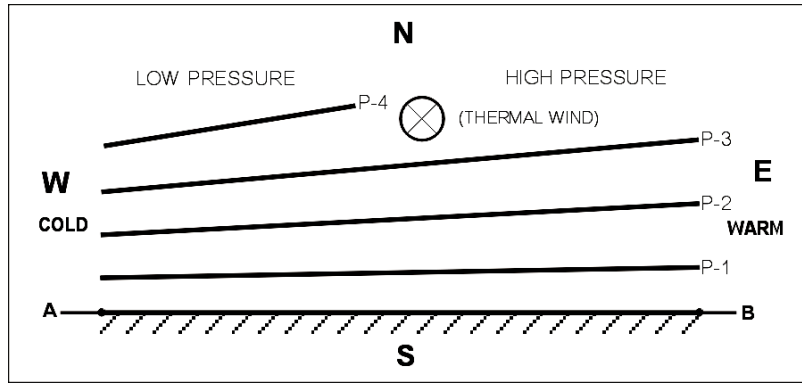
ความแตกต่างของลมระหว่างสองระดับขึ้นอยู่กับ การเปลี่ยนแปลงในทางระดับของอุณหภูมิ ซึ่งเรียกว่าลมความร้อน (Thermal wind) คำว่าลมความร้อนไม่ใช่ลมที่พัดอยู่ในบรรยากาศแต่เป็นความแตกต่างระหว่างลมทั้งสองระดับ V_1 เป็นลมที่ระดับต่ำ และ V_2 เป็นลมที่ระดับสูง และ V_t เป็น Thermal wind (ดังรูปที่ 7) ดังนั้นจะได้สมการดังนี้

$$V_t = V_2 - V_1$$



รูปที่ 7 (Thermal wind)

จากการค้นคว้าพบว่าทิศทางของลมความร้อนจะขนานกับเส้นอุณหภูมิเท่า (Isotherm) เฉลี่ยในระดับระหว่างสองพื้นผิวความกดอากาศเท่า โดยมีอากาศเย็นอยู่ทางซ้ายในซีกโลกเหนือ และอยู่ทางขวาในซีกโลกใต้ ถ้าหากอุณหภูมิเปลี่ยนแปลงมาก ความเอียงของพื้นผิวความกดอากาศเท่า (Slope of isobaric surface) ก็มาก และทำให้ลมความร้อนมากด้วย (ดังรูป 8)



รูปที่ 8

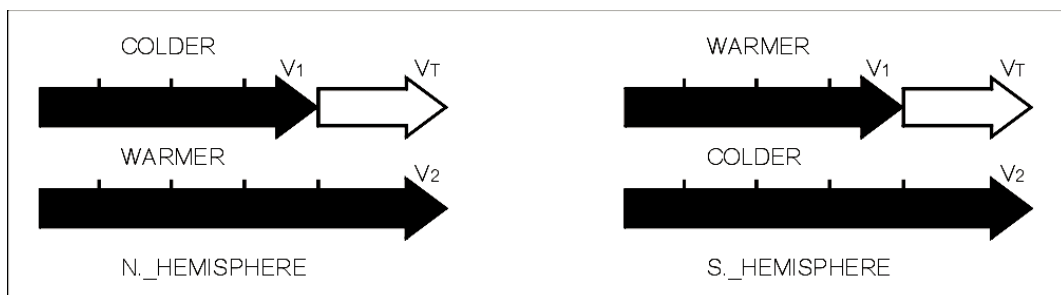
จากรูปสามารถอธิบายได้ว่า ที่พื้นผิว AB มีความกดอากาศเท่ากัน แต่ในระดับสูงขึ้นไปอากาศที่อยู่เหนือจุด A จะเย็นกว่าอากาศที่อยู่เหนือจุด B และเหนือบริเวณอากาศเย็นขึ้นไปจะเป็นความกดอากาศต่ำเหนือบริเวณอากาศอุ่น สูงขึ้นไปจะเป็นความกดอากาศสูง เนื่องจากอากาศเย็นมีความหนาแน่นมากกว่าอากาศอุ่น และอัตราการลดลงของความกดอากาศจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความหนาแน่นของอากาศ ดังนั้น ณ ระดับสูงเดียวกันในบรรยากาศความแตกต่างของความกดอากาศมีมาก ฉะนั้นความชันความกดอากาศจึงเป็นสาเหตุให้เกิดความชันของอุณหภูมิ (Temperature gradient)

ที่พื้นผิว AB ไม่มีลมเกิดขึ้น แต่ที่ระดับสูงขึ้นไปเกิดความแตกต่างของความร้อน ดังนั้นลมเกิดขึ้นและแรงขึ้นตามความสูง แต่ในความเป็นจริงแล้วที่ระดับพื้นผิวจะมีความแตกต่างของความกดอากาศ โดยเฉพาะบริเวณใกล้กับแนวปะทะอากาศ ซึ่งจะทำให้ลมฝ่ายตะวันตกมีกำลังแรงขึ้นอีกในระดับสูง เมื่อพิจารณาจากเส้นศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก (ในซีกโลกเหนือ) จึงพอสรุปความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วลมกับอุณหภูมิได้ดังนี้

ถ้าอุณหภูมิลดลงไปตามละติจูดที่สูงขึ้นแล้ว ลมฝ่ายตะวันตกจะมีกำลังแรงเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง และลมฝ่ายตะวันออกจะมีกำลังลดลง

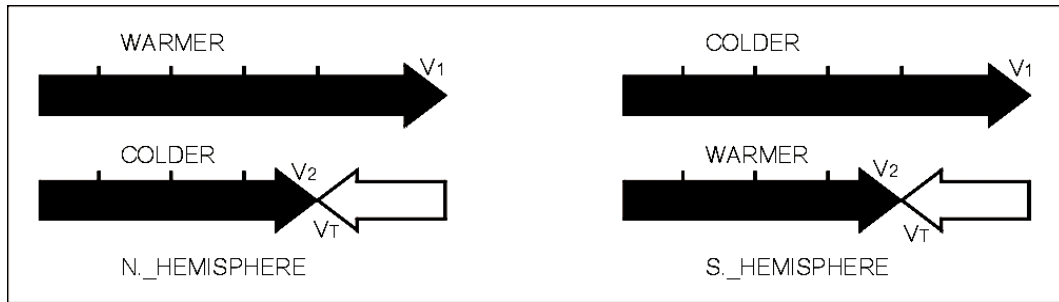
ความเร็วลมเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความชันของอุณหภูมิ (Temperature gradient) และจากความจริงดังกล่าวมาแล้วจึงมีกฎเกณฑ์อยู่ 4 อย่างคือ

1. ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง ถ้าหากอากาศเย็นอยู่ทางซ้ายของลมในซีกโลกเหนือ และอยู่ทางขวาในซีกโลกใต้ ในกรณีนี้ลมความร้อนจะมีทิศทางไปทางเดียวกับลมระดับต่ำ (ดังรูปที่ 9)



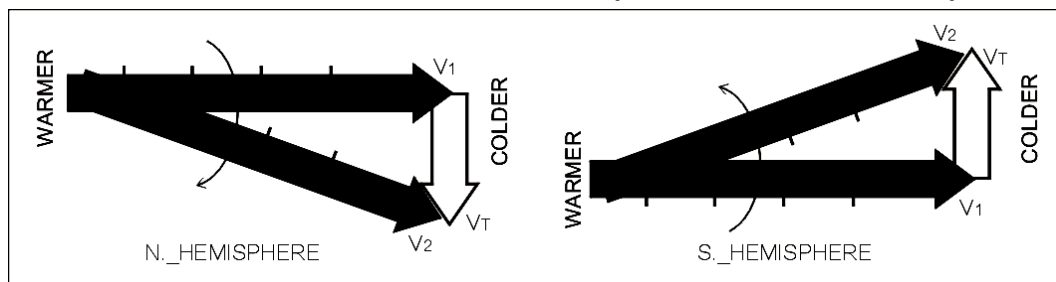
รูปที่ 9

2. ความเร็วลมจะลดลงตามส่วนสูง ถ้าหากอากาศเย็นอยู่ทางขวาของลมในซีกโลกเหนือ และอยู่ทางซ้ายในซีกโลกใต้ ในกรณีนี้ลมความร้อนจะมีทิศทางตรงข้ามกับลมระดับต่ำ (ดังรูปที่ 10)



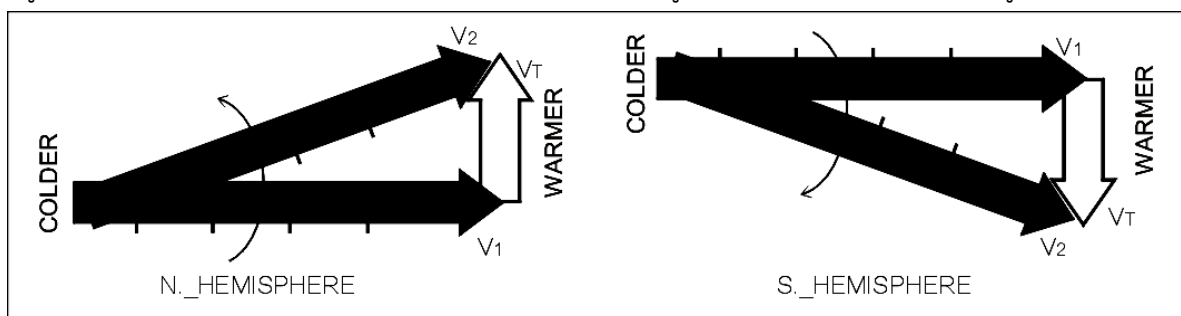
รูปที่ 10

3. ถ้าลมพัดสู่บริเวณที่มีอุณหภูมิเย็นกว่า (Warm air advection) ลมจะพัดในทิศทางตามเข็มนาฬิกาตามส่วนสูง (Veering) ในซีกโลกเหนือ และทวนเข็มนาฬิกาตามส่วนสูง (Backing) ในซีกโลกใต้ (ดังรูปที่ 11)



รูปที่ 11

4. ถ้าลมพัดสู่บริเวณที่มีอุณหภูมิสูงกว่า (Cold air advection) ลมพัดในทิศทางทวนเข็มนาฬิกาตามส่วนสูง (Backing) ในซีกโลกเหนือ และตามเข็มนาฬิกาตามส่วนสูง (Veering) ในซีกโลกใต้ (ดังรูปที่ 12)

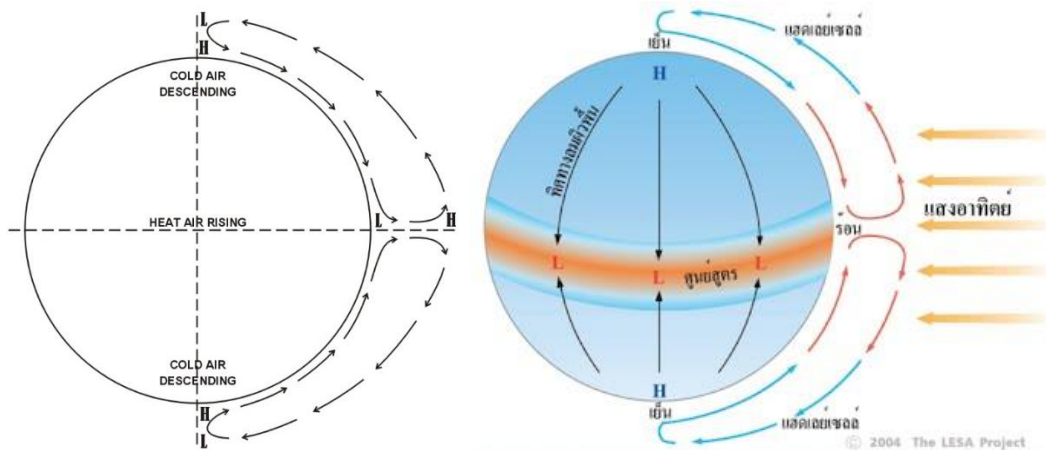


รูปที่ 12

9. การหมุนเวียนของบรรยากาศทั่วไป (General circulation)

สิ่งที่ทราบกันอยู่แล้วว่า บริเวณศูนย์สูตรจะได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากกว่าบริเวณขั้วโลกเป็นผลทำให้อากาศในบริเวณศูนย์สูตรร้อนกว่าบริเวณขั้วโลก ถ้าโลกไม่มีการหมุนแล้วที่ศูนย์สูตรจะร้อนขึ้น และที่ขั้วโลกจะเย็นลงเรื่อยๆ แต่จากความเป็นจริงปรากฏว่าไม่ได้เป็นไปตามนั้น ดังนั้นจะต้องมีตัวการที่ทำให้เกิดการถ่ายเทความร้อนจากศูนย์สูตรไปยังขั้วโลกหรือเกิดการหมุนเวียนของอากาศขึ้นได้ เนื่องจากไม่มีการสะสมความร้อนของอากาศในแต่ละแห่ง จึงคาดว่าต้องมีการถ่ายเทความร้อนจากแห่งหนึ่งไปอีกแห่งหนึ่ง ถ้าสมมุติว่าโลกไม่หมุนความร้อนที่ศูนย์สูตร

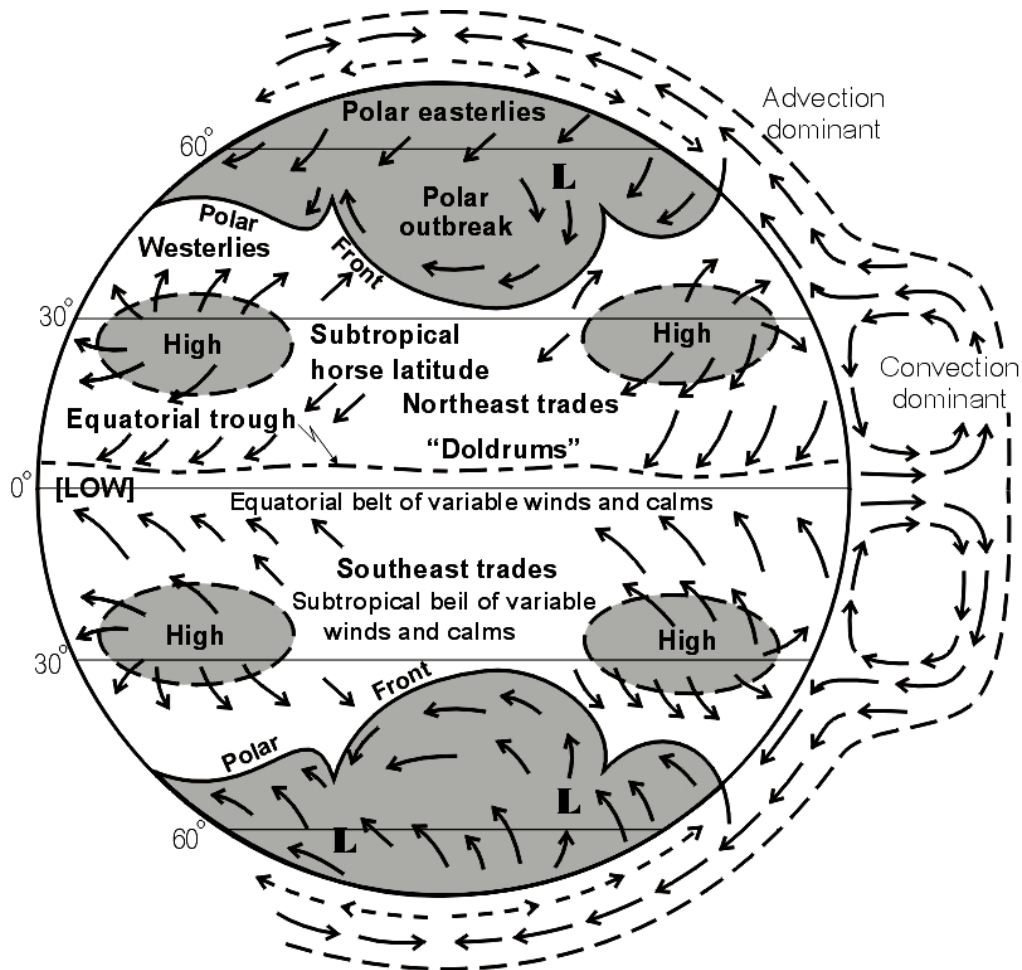
จะทำให้อากาศแถบนั้้นลอยตัวสูงขึ้น และอากาศเย็นที่ขั้วโลกจะไหลเข้ามาแทนที่ ทำให้เกิดความกดอากาศต่ำในระดับสูงที่ขั้วโลก และความกดอากาศสูงในระดับสูงที่ศูนย์สูตรอากาศในระดับสูงจึงเคลื่อนที่จากศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก การเคลื่อนที่ของอากาศเช่นนี้ทำให้เกิดความกดอากาศสูงที่ผิวพื้นที่ขั้วโลก และเกิดความกดอากาศต่ำที่ผิวพื้นที่ศูนย์สูตร ผลต่างของความกดอากาศทั้งสองนี้ทำให้อากาศเคลื่อนที่จากขั้วโลกมายังศูนย์สูตร (ดังรูปที่ 13)



รูปที่ 13 แสดงถึงการหมุนเวียนของอากาศ ถ้าโลกไม่มีการหมุน

การหมุนเวียนของบรรยากาศทั่วไป (General circulation) นั้นเป็นสิ่งที่ยากแก่การอธิบายเพราะว่าเกิดขึ้นในบริเวณกว้างใหญ่ออมจะมีการเปลี่ยนแปลงมีทฤษฎีอยู่หลายทฤษฎีด้วยกันที่จะอธิบายถึงการหมุนเวียนของอากาศบนพื้นโลก และมีการค้นคว้าต่อเนื่องกันมาหลายคน ในปี ค.ศ.1686 Edmund halley ได้อธิบายในครั้งแรกคือบริเวณละติจูดต่ำๆ ในปี ค.ศ.1735 George Hadley ได้ค้นคว้าต่อมาโดยพยายามที่จะอธิบายถึงผลการหมุนของโลกที่มีแรงคอริโอลิสมาเกี่ยวข้อง ค.ศ.1856 Ferrel ได้พิสูจน์ทฤษฎีของ Hadley ปี ค.ศ.1928 Bergeron ได้ค้นคว้าเพิ่มเติม และปี ค.ศ.1941 Rossby ได้ค้นคว้าและสรุปทฤษฎีสามเซลล์ดังนี้

9.1 ทฤษฎีสามเซลล์ (The Three-Cell Theory) ทฤษฎีนี้อธิบายถึงอิทธิพลของการหมุนของโลกที่มีต่อการหมุนเวียนของบรรยากาศ โดยแบ่งพื้นที่โลกออกเป็น 6 ส่วนด้วยกัน ให้แต่ละซีกโลกแบ่งออกเป็น 3 ส่วน คือ ที่ศูนย์สูตร ละติจูด 30 องศา และละติจูด 60 องศา ดังรูปที่ 14



รูปที่ 14 แสดงถึงการหมุนเวียนโดยทั่วไป

เซลล์ที่ 1 ในซีกโลกเหนือ-ใต้ อยู่ระหว่างศูนย์สูตรกับละติจูด 30 องศาเหนือ-ใต้ อากาศที่ศูนย์สูตรได้รับความร้อน และลอยสูงขึ้นถึงชั้นโทรโพพอส (Tropopause) อากาศจะเคลื่อนที่ไปยังขั้วโลกทั้งสอง และเมื่อเคลื่อนที่มาถึงละติจูดที่ 30 องศาเหนือ-ใต้ อากาศส่วนหนึ่งจะจมตัวลงมายังผิวพื้น และบางส่วนจะเคลื่อนที่ต่อไปยังขั้วโลก ขณะที่อากาศจมตัวลงถึงผิวพื้นจะแยกออกเป็นสองส่วน ส่วนแรกจะไหลต่อไปยัง ขั้วโลก อีกส่วนหนึ่งจะไหลมายังศูนย์สูตร ส่วนที่ไหลไปยังขั้วโลกจะถูกแรงคอริโอลิส หักเหไปกลายเป็นลมประจำฝ่ายตะวันตก (Prevailing westerlies) และส่วนที่ไหลมายังศูนย์สูตรเป็นลมค้า (Trade wind) ทั้งสองซีกโลกโดยที่ซีกโลกเหนือเป็น Northeast trades และซีกโลกใต้เป็น Southeast trades ที่บริเวณละติจูด 30 องศาเหนือ-ใต้ เป็นบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical high pressure belt) หรือที่เรียกว่า Horse latitudes เนื่องจากเป็นบริเวณลมอ่อนมีทิศทางไม่แน่นอน และในสมัยก่อนมีการบรรทุกม้าโดยทางเรือจากประเทศสเปนไปยังอเมริกา เมื่อไปถึงบริเวณละติจูดที่ 30 องศา ลมสงบไม่สามารถเดินเรือได้จึงจำเป็นต้องพัก และอาหารม้าหมดไป ชาวเรือจึงโยนม้าทิ้งทะเลทำให้ม้าหาสมุทรเต็มไปดด้วยม้าจึงเรียกว่า Horse latitudes

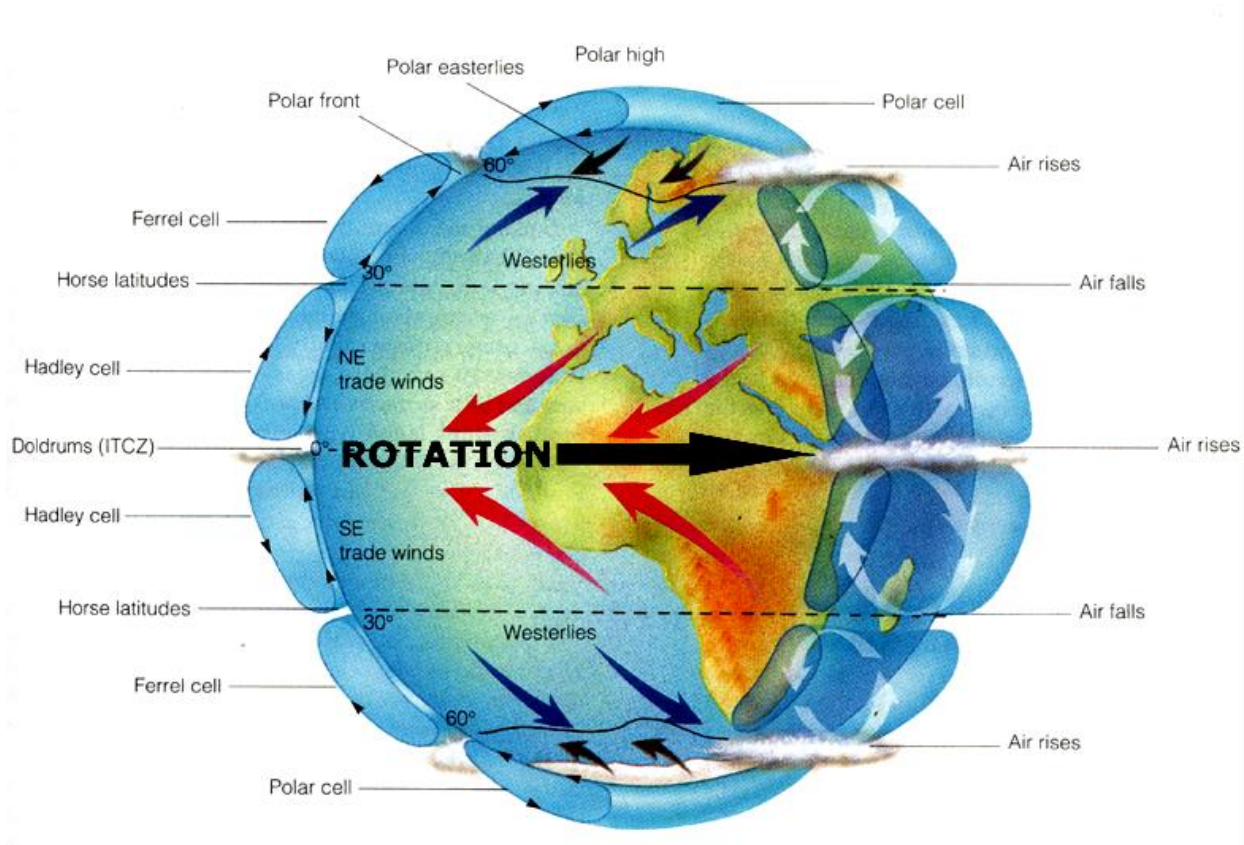
เนื่องจากในเซลล์แรกนี้ George hadley ได้เป็นผู้พบระบบการหมุนเวียนนี้ขึ้น จึงให้ชื่อเซลล์นี้ว่า "Hadley cell" ซึ่งเป็นเซลล์ที่อยู่ในเขตร้อน และได้รับความร้อนมากที่สุด

เซลล์ที่ 2 อยู่ระหว่างละติจูดที่ 30-60 องศาเหนือ-ใต้ ในเซลล์นี้เราเรียกว่า Ferrel cell เป็นเซลล์ที่อยู่ในละติจูดกลาง (Middle latitudes) อากาศที่ไหลมาจากศูนย์สูตรและไปจมตัวลงที่ละติจูด 30 องศา นั้นส่วนหนึ่งไหลไป

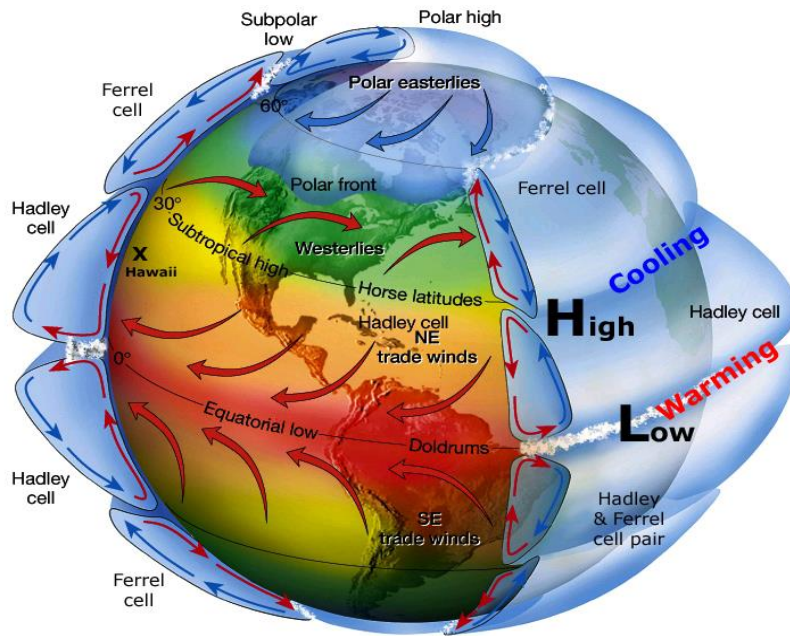
ยังชั่วโลก กลายเป็นลมประจำฝ่ายตะวันตก (Prevailing westerlies) และอากาศที่ชั่วโลกจมลงมายังผิวพื้น พบกับลมประจำฝ่ายตะวันตกที่ละติจูด 60 องศา ซึ่งเป็นแนวของหย่อมความกดอากาศต่ำกึ่งถาวร (Semi-permanent low pressure belt) ในแถบละติจูดที่ 60 องศา จะเกิดมีแนวปะทะอากาศชั่วโลก (Polar front) เกิดขึ้นเนื่องจากอยู่ระหว่างมวลอากาศเย็นจากชั่วโลก และอากาศอุ่นจากลมประจำฝ่ายตะวันตก แนวปะทะนี้บางส่วนอาจจะเคลื่อนต่ำลงมาถึงบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical high pressure) ได้ เนื่องจากมวลอากาศเย็นทะลักลงมา หรือเรียกว่า Polar out break or cold wave

เซลล์ที่ 3 อยู่ระหว่างละติจูด 60 องศาเหนือ-ใต้ ถึงชั่วโลกในเซลล์นี้เราอาจเรียกว่า Polar cell ในระดับสูงอากาศไหลจาก เซลล์ที่ 1 รวมกับเซลล์ที่ 2 และไหลต่อไปยังชั่วโลก และอากาศเย็นนี้จะจมตัวลงทำให้เกิดความกดอากาศสูงขึ้นที่ชั่วโลก เรียกว่า บริเวณความกดอากาศสูงกึ่งถาวร (Semi permanent high pressure) อากาศที่จมลงจะไหลกลับมายังศูนย์สูตร และจะหักเหโดยแรงคอริโอลิส กลายเป็นลมฝ่ายตะวันออกชั่วโลก (Polar easterlies) ทั้งสองซีกโลก อากาศเย็นนี้จะปะทะกับอากาศอุ่น จากลมประจำฝ่ายตะวันตกแนวปะทะที่เกิดขึ้นนี้เรียกว่า แนวปะทะอากาศชั่วโลก (Polar front) ซึ่งได้กล่าวไว้แล้วในเซลล์ที่ 2

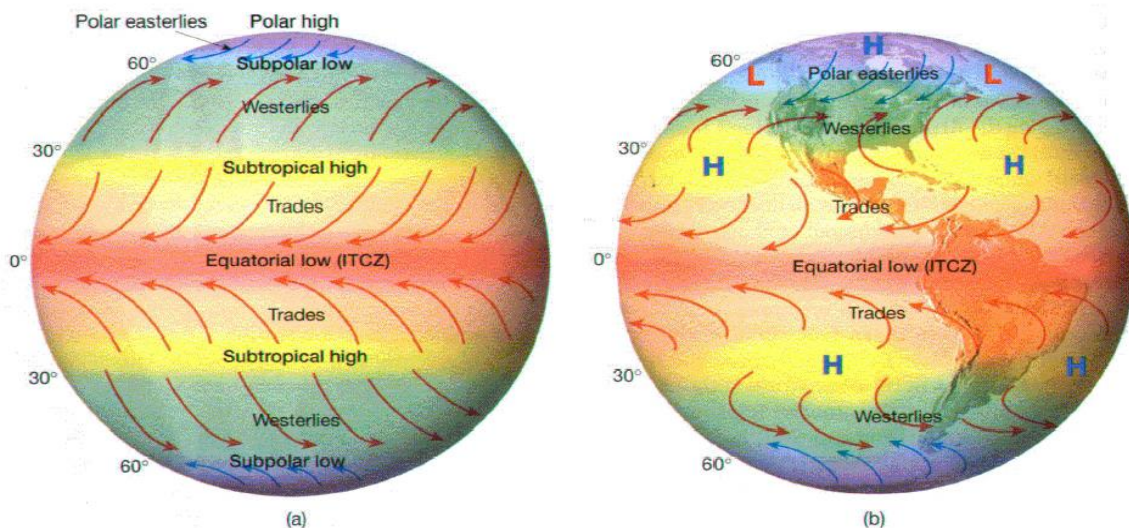
ระหว่างลมค้าทั้งสองซีกโลก คือ NE Trade และ SE Trade ลมทั้งสองนี้จะมาพบกันบริเวณ 5 องศาเหนือ-ใต้ ซึ่งในเขตนี้เราเรียกว่า Doldrums หรือ Equatorial belt of variable wind and calms หรือเราเรียกว่า เขตลมสงบ และเป็นบริเวณที่มีพายุฝนฟ้าคะนองเกิดขึ้นอย่างรุนแรงพร้อมกับมีลมกระโชกแรง



Earth rotation & Coriolis Forces



The formation of highs and lows



The development of winds

10. ระบบลมใหญ่ๆ (Large wind systems)

ในเขตละติจูดสูงๆ สภาพอากาศมักจะมีการเปลี่ยนแปลงอย่างเห็นได้ชัดเจน เช่น อุณหภูมิในฤดูหนาวและฤดูร้อนจะต่างกันอย่างมาก การเปลี่ยนแปลงของระบบความกดอากาศ (ความกดอากาศสูง และความกดอากาศต่ำ) ระบบความกดที่เคลื่อนตัวเหล่านี้ จะเคลื่อนจากตะวันตกไปตะวันออก ตามระบบของลมประจำฝ่ายตะวันตก

10.1 ไซโคลน (Cyclones) และแอนตี้ไซโคลน (Anticyclones) ในซีกโลกเหนืออากาศที่เคลื่อนที่รอบความกดอากาศต่ำ จะเคลื่อนที่ในลักษณะทวนเข็มนาฬิกา และตามเข็มนาฬิกาในซีกโลกใต้โดยเคลื่อนที่เข้าสู่ศูนย์กลางบริเวณพื้นที่ของไซโคลน หรือหย่อมความกดอากาศต่ำนั้นจะมีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 200-300 ไมล์ สำหรับแอนตี้ไซโคลนหรือความกดอากาศสูง อากาศจะเคลื่อนที่ตามเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ และทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกใต้ โดยเคลื่อนที่ออกจากศูนย์กลาง แอนตี้ไซโคลนจะมีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 2,000 ไมล์ หรือมากกว่านั้นในบางพื้นที่

10.2 Hurricanes และ Typhoons เฮอริเคนมีแหล่งเกิดในมหาสมุทรแอตแลนติก ทะเลแคริบเบียน อ่าวเม็กซิโก ในเขตร้อนบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเรียกว่า ไต้ฝุ่น (Typhoons) ทั้งเฮอริเคนและไต้ฝุ่น เป็นระบบความกดอากาศต่ำที่มีความรุนแรงและมีลมแรง ซึ่งจะกล่าวต่อไป

10.3 กระแสลมกรด (Jet Streams) กระแสลมกรดเป็นลักษณะความเร็วลมที่เพิ่มขึ้นตามความสูงผ่านบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ สูงขึ้นไปถึงระดับโทรโพพอส ความเร็วลมสูงสุดเกิดเป็นบริเวณแคบยาวระเียดจะกล่าวในคราวต่อไป

11. ลมประจำถิ่น (Local winds)

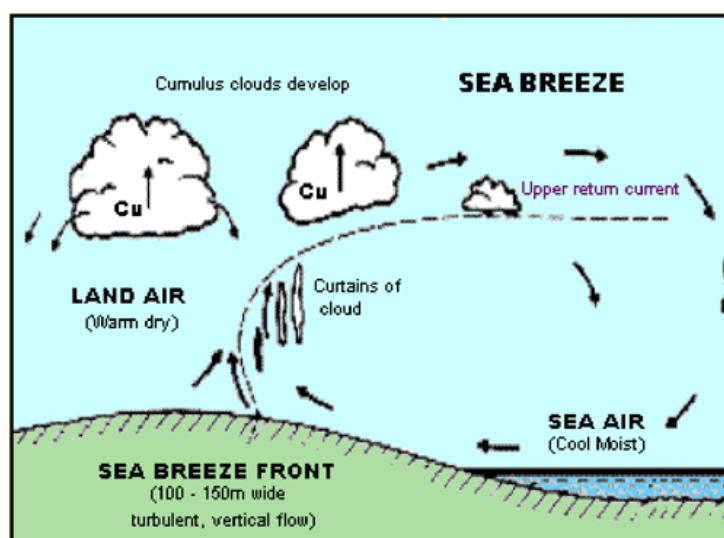
11.1 ลมบกลมทะเล (Land and sea breeze) ในตอนกลางวันอากาศร้อนจะพบว่าลมพัดผ่านจากทะเลเข้าสู่ฝั่ง และในตอนกลางคืนลมพัดจากฝั่งลงสู่ทะเล ลมพัดจากทะเลเข้าสู่ฝั่ง เรียกว่าลมทะเล ลมที่พัดจากฝั่งลงสู่ทะเล เรียกว่า ลมบก

เนื่องจากพื้นดินรับและถ่ายเทความร้อนได้เร็วกว่าพื้นน้ำจึงทำให้พื้นดินร้อนกว่าพื้นน้ำในเวลากลางวัน และเย็นกว่าในตอนกลางคืน ความแตกต่างของอุณหภูมิทั้งสองแห่งสามารถสังเกตได้ง่ายในฤดูร้อนบริเวณชายฝั่ง การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศด้วย ในเวลากลางวันความกดอากาศที่พื้นดินจะต่ำกว่าที่พื้นน้ำ

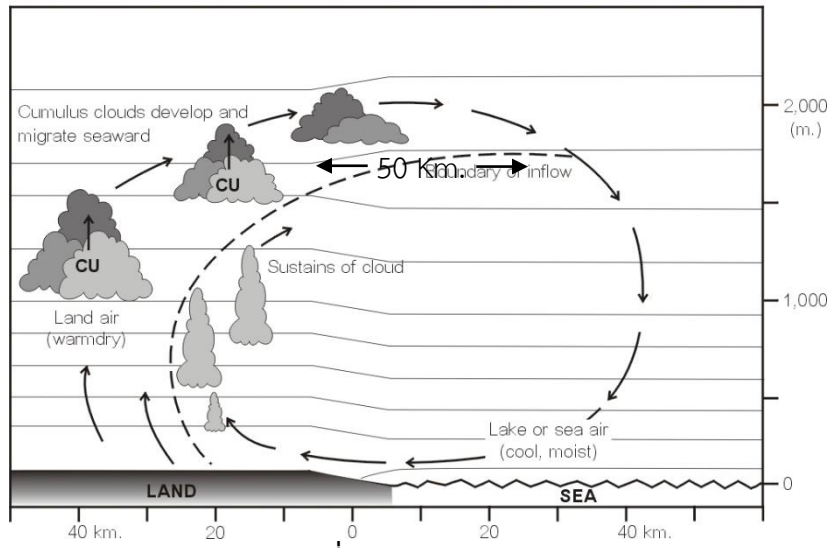
การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและอุณหภูมิตั้งบนพื้นน้ำนั้น ทำให้อากาศอุ่นบนพื้นดินลอยสูงขึ้นและเคลื่อนตัวในทางระดับไปสู่ทะเลเบื้องบนเพื่อเป็นการทดแทนอากาศที่ไหลขึ้น ทำให้อากาศเย็นจากพื้นน้ำไหลเข้ามาแทนที่ที่ผิวพื้น จึงเกิดลมพัดจากทะเลเข้าสู่ชายฝั่ง เรียกว่า ลมทะเล

ในตอนเย็นพื้นดินเย็นลงความแตกต่างของอุณหภูมิไม่มี ลมทะเลจึงไม่เกิดขึ้น แต่ในตอนกลางคืนพื้นดินเย็นเร็วกว่าพื้นน้ำ จึงทำให้เกิดลมพัดจากฝั่งไปสู่ทะเล เรียกว่าลมบก

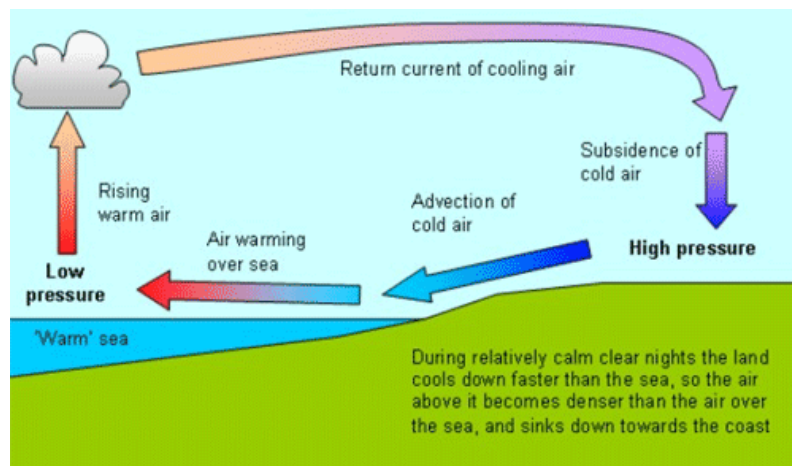
ลมทะเลจะเกิดรุนแรงกว่าลมบกซึ่งมีความเร็วประมาณ 8-15 นอต และลมทะเลสามารถพัดลึกเข้าไปบนพื้นดินถึง 50 กิโลเมตร และลมทะเลอาจจะมีอิทธิพลรวมกับลมท้องถิ่นนั้นๆ ได้ ลมทะเลจะพัดกลับสู่ทะเลในระดับบนอยู่ระหว่าง 1,500-3,000 เมตร และมีอิทธิพลมากบริเวณใกล้ชายฝั่งทะเล หลังจากพระอาทิตย์ขึ้น ประมาณ 2-3 ชั่วโมง แต่จะมีความรุนแรงมากในเวลาบ่าย ลมทะเลพัดไปได้ไกลสุดถึงไหนจะสังเกตได้จาก แนวหน้าของลมทะเล (Sea breeze front) จะเห็นเมฆเป็นแนวแคบ อาจกว้างประมาณ 100-200 เมตร ภายในเมฆมีกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้ง และมีอากาศปั่นป่วน นอกจากนี้แล้วยังสังเกตได้จากลมเปลี่ยนทิศทาง (ดังรูปที่ 15,16,17,18,19)



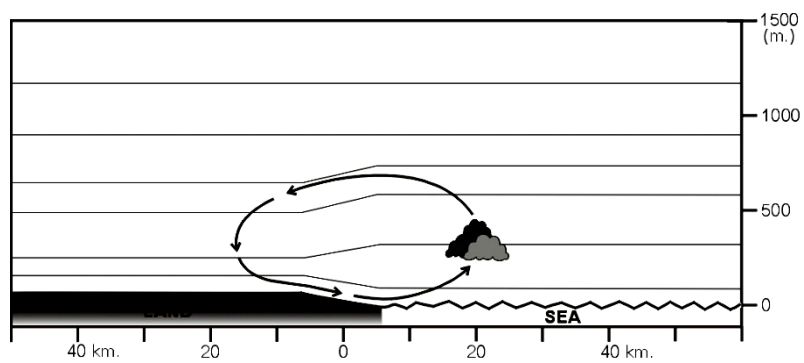
รูปที่ 15



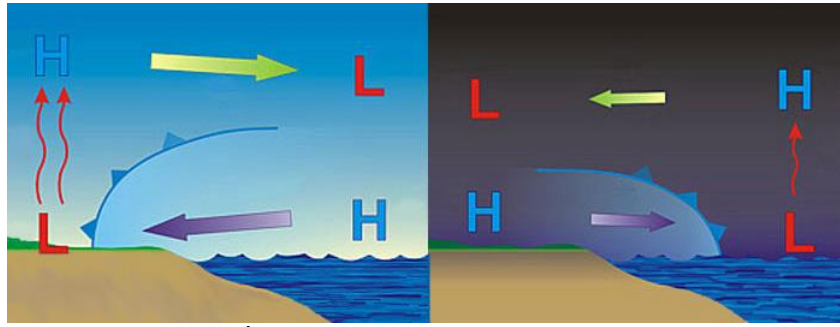
รูปที่ 16 Sea breeze



รูปที่ 17



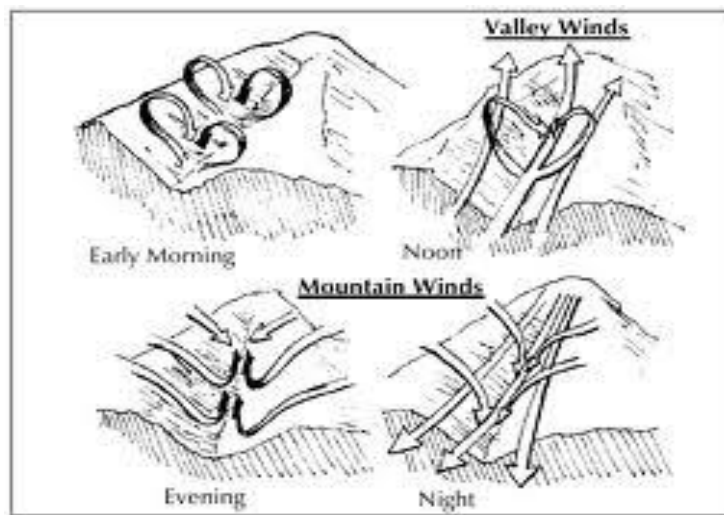
รูปที่ 18 Land Breeze



รูปที่ 19 Sea and Land breeze front

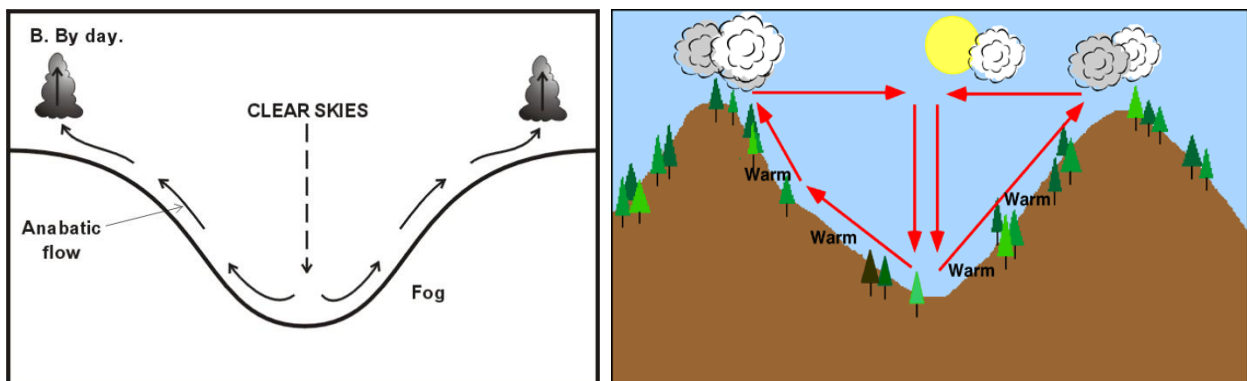
การหมุนเวียนในระบบใหญ่ๆ ของอากาศเย็นจากพื้นดินไปสู่อากาศอุ่นบนพื้นมหาสมุทรในฤดูหนาวและอากาศเย็นจากมหาสมุทรไปสู่บริเวณอบอุ่นบนพื้นดินในฤดูร้อน การหมุนเวียนเช่นนี้เป็นการหมุนเวียนของอากาศแบบมรสุม (Monsoon circulation) ซึ่งมีความสำคัญต่อสภาพอากาศในประเทศไทย

11.2 ลมภูเขา และลมหุบเขา (Mountain and valley wind)



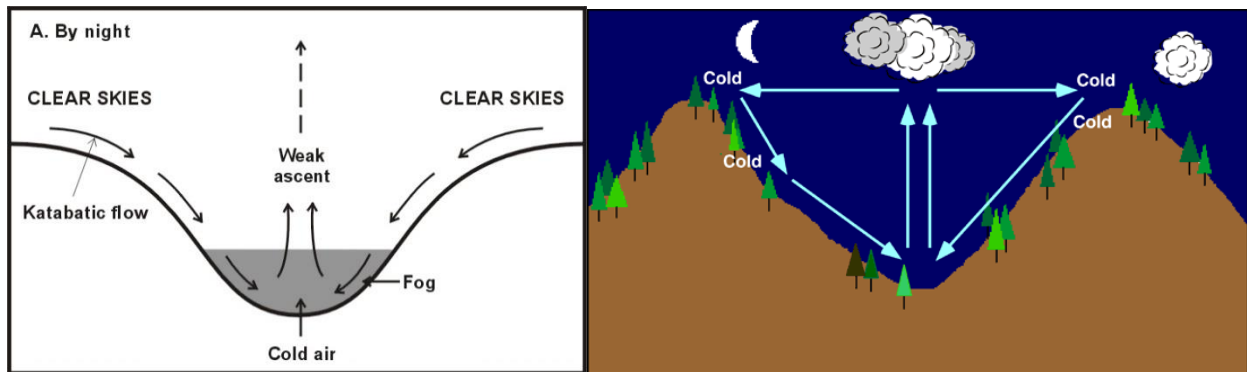
รูปที่ 20

ในเวลากลางวัน อากาศที่ติดกับพื้นลาดของภูเขาได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ มีความหนาแน่นน้อยและเบากว่าอากาศที่อยู่ห่างออกไป ณ ที่ความสูงระดับเดียวกัน ทำให้อากาศไหลขึ้นตามลาดภูเขา การไหลขึ้นของอากาศนี้เรียกว่าลมหุบเขา (Valley wind or anabatic wind) และจะเกิดเมฆก่อนก่อตัวขึ้นได้ตามลาดของภูเขา (ดังรูปที่ 21)



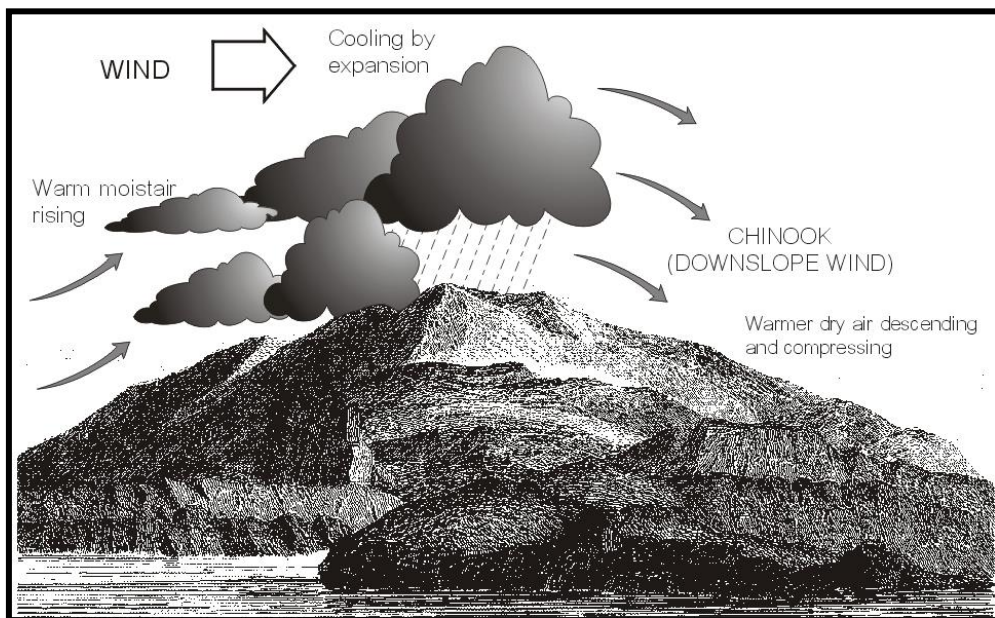
รูปที่ 21 Valley wind or anabatic wind

ในเวลากลางคืนอากาศที่ติดกับพื้นลาดของภูเขามีความหนาแน่นมาก และเย็นกว่าบริเวณใกล้เคียง เนื่องจากการแผ่รังสีออกจึงทำให้อากาศไหลลงตามลาดภูเขาสู่หุบเขา เรียกว่าลมภูเขา (Mountain wind or Katabatic wind) ซึ่งจะทำให้เกิดหมอกบริเวณหุบเขา ลมภูเขาจะรุนแรงกว่าลมหุบเขา โดยเฉพาะในฤดูหนาว (ดังรูปที่ 22)



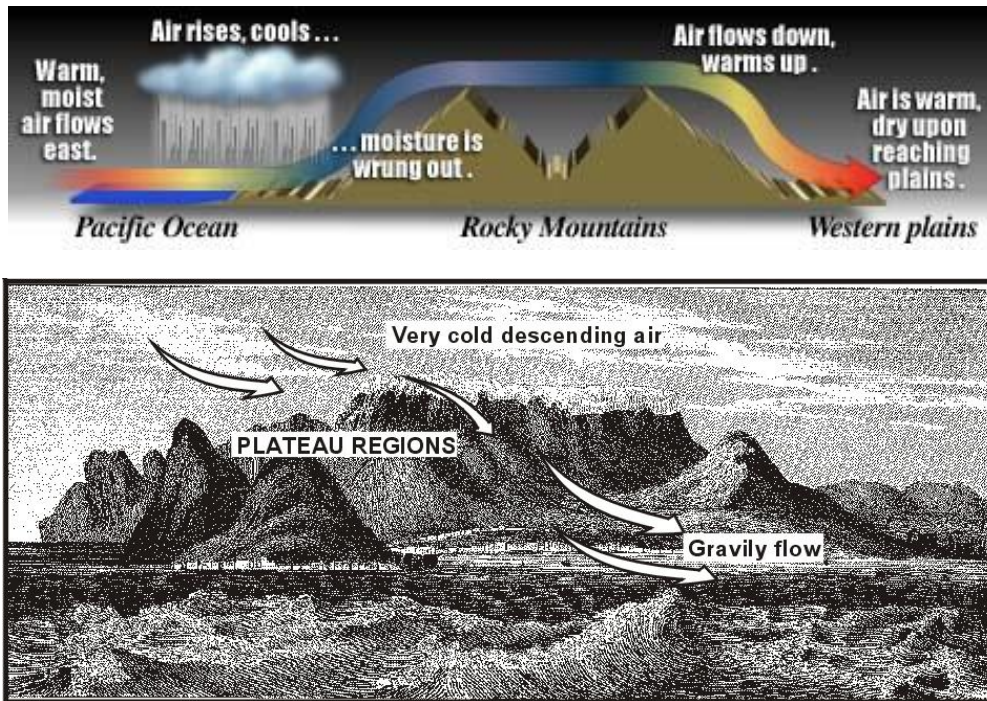
รูปที่ 22 Mountain wind or Katabatic wind

11.3 ลมคาตาเบติก (Katabatic wind) คือลมที่พัดลงตามพื้นลาดภูเขา เราเรียกลมชนิดนี้ว่าลมคาตาเบติก ถ้าลมที่พัดลงมานั้นอุ่น เรียกว่าลมเฟิน (Foehn wind) แต่ถ้าลมที่พัดลงมานั้นเย็น เรียกว่า ลมตกเขา (Fall Wind) หรือ ลมกราวิตี (Gravity wind)



รูปที่ 23

11.4 ลมเฟิน (Foehn wind) เป็นลมที่ค่อนข้างแรง แห้งและร้อน ซึ่งเกิดขึ้นด้านหลังลมของภูเขา โดยอุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วและความชื้นสัมพัทธ์ลดลง ทั้งนี้เนื่องจากการร้อนขึ้นแบบอเดียเบติก (Adiabatic heating) อากาศที่เคลื่อนที่ลงตามพื้นลาดของภูเขาจะรุนแรง ถ้าอากาศไหลขึ้นด้านหลังลมของภูเขาเกิดน้ำฟ้าปะปนมาด้วย ลมเฟินมีชื่อเรียกตามสถานที่เกิด เช่นลมเฟินที่เกิดทางด้านตะวันออกของเทือกเขาร็อกกี เรียกว่าลมชินูก (Chinook wind)



รูปที่ 24

11.5 ลมตกเขา (Fall wind) เกิดขึ้นบริเวณที่มีอากาศเย็น และไหลลงมาตามพื้นลาดของภูเขา เนื่องจากแรงดึงดูดของโลก เนื่องจากอากาศเย็นนั้นหนักบางครั้งเรียกว่า ลมกราวิตัต (Gravity wind) ซึ่งลมนี้จะเกิดบริเวณค่อนข้างกว้าง และเกิดขึ้นได้ทั้งกลางวันและกลางคืน ลมตกเขามักจะรุนแรงในเวลากลางคืน เพราะพื้นดินแผ่รังสีความร้อนออกไป และบวกกับความเย็นของอากาศ ลมนี้มีชื่อเรียกแตกต่างกันออกไป เช่น เกิดบริเวณภูเขา แอลป์ เรียกว่า บอรา (Bora)

บทที่ 6

การทรงตัวของบรรยากาศ (Stability)

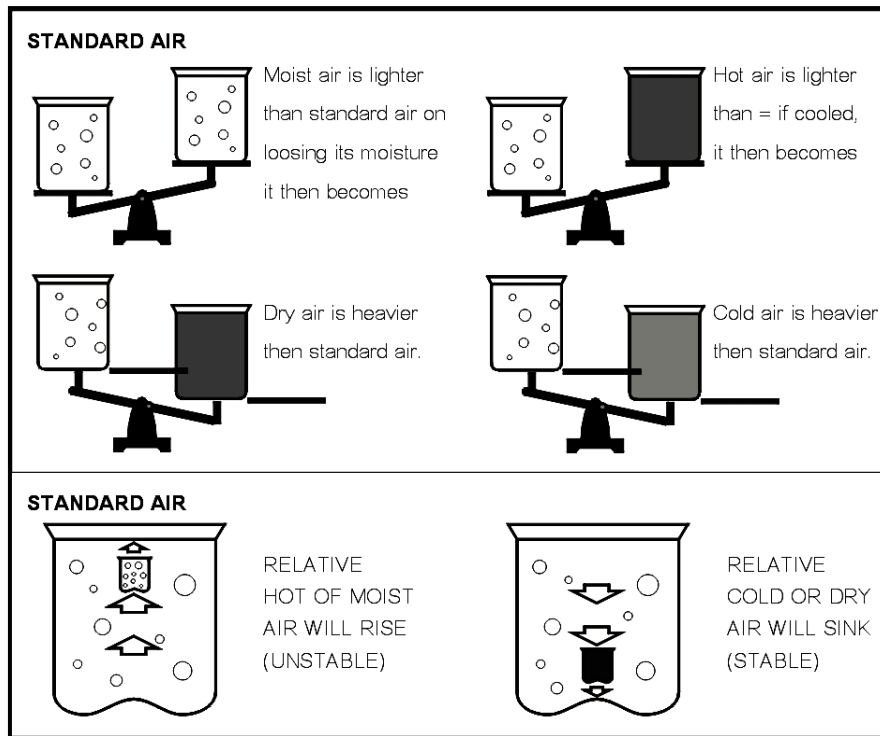
1. การทรงตัวของอากาศคืออะไร

การที่นักบินที่มีความสามารถบังคับเครื่องบินให้บินไปได้ตรงทิศทางและเรียบ แม้ว่าเครื่องบินจะถูกรบกวนจากแรงภายนอก เช่น กระแสลม หรือ ผลจากการบังคับเครื่องบินก็ตาม ลักษณะการบินนี้เรียกว่า เครื่องบินมีการทรงตัวดี (Stable) แต่ในทางตรงกันข้าม เมื่อนักบินมีประสบการณ์น้อยในการบังคับเครื่อง เมื่อประสบภาวะวิกฤติเครื่องบินจะเสียการทรงตัว เรียกว่า การทรงตัวไม่ดี (Unstable)

ในบรรยากาศ การไหลของกระแสอากาศในสภาพปกติจะไหลไปในทางระดับ แต่ถ้าการไหลของอากาศถูกรบกวนกระแสอากาศก็จะเปลี่ยนการไหล จากทางระดับสู่การไหลขึ้นหรือไหลลง และในไม่ช้าก็จะกลับมาไหลในทางระดับตามเดิม เราเรียกบรรยากาศขณะนี้ว่า มีการทรงตัวดี (Stability) แต่ถ้าบรรยากาศมีการทรงตัวไม่ดี (Instability) การไหลของกระแสอากาศจะไม่ราบเรียบ เป็นผลทำให้กระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence) ตัวอย่างเช่น ในเมฆพายุฝนฟ้าคะนองจะพบกับกระแสอากาศที่ไหลขึ้นไหลลงอย่างรุนแรง มีฟ้าแลบ ฟ้าร้อง และฝนหนัก บางครั้งอาจมีลูกเห็บเกิดขึ้นด้วย

ดังนั้นบรรยากาศที่มีการทรงตัวดีคือ บรรยากาศขณะที่อากาศถูกยกตัวให้สูงขึ้นหรือต่ำลง เมื่อหมดแรงส่งนั้นแล้วอากาศนั้นจะกลับไปที่เดิม แต่ถ้าอากาศนั้นเคลื่อนที่ต่อไปไม่กลับมาอย่างที่เดิม บรรยากาศขณะนั้นเรียกว่า ทรงตัวไม่ดี หรือ ไม่ทรงตัว (Unstable or Instability)

กล่าวอีกนัยหนึ่ง การทรงตัวคือ ลักษณะของบรรยากาศที่ต่อต้านการเคลื่อนที่ในทางตั้ง ซึ่งขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความชื้น (Moist air) ของอากาศด้วย ในรูปที่ 1 อากาศร้อนจะเบากว่า (ความหนาแน่นน้อย) อากาศเย็นและอากาศชื้นจะเบากว่าอากาศแห้ง (Dry air) ดังนั้นถ้าอากาศอุ่นกว่าหรือชื้นกว่า อากาศโดยรอบแล้วอากาศจะไหลขึ้น บรรยากาศตอนนั้นเรียกว่า อากาศทรงตัวไม่ดี ในทางตรงกันข้าม ถ้าอากาศเย็นกว่า หรือแห้งกว่าอากาศโดยรอบ อากาศจะจมตัวลงบรรยากาศตอนนั้นจะมีการทรงตัวดี และบางที่อากาศก่อนนั้น อาจจมตัวลงจนกระทั่งถึงจุดสมดุล (Equilibrium)



รูปที่ 1 Moisture Content and Temperature Determine Weight of Air.

2. ผลกระทบของอุณหภูมิต่อการทรงตัวของอากาศ (Temperature effect)

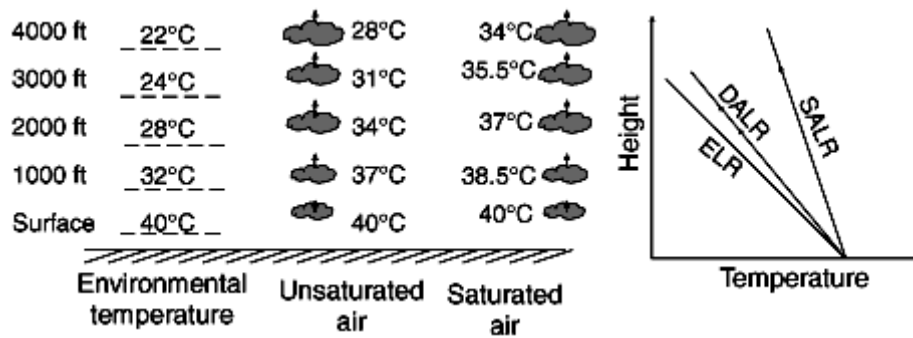
ในเวลากลางวันของฤดูร้อนอากาศที่ใกล้กับผิวพื้นโลกจะลอยตัวสูงขึ้น ความเร็วและการลอยตัวขึ้นในทางตั้งจะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของบรรยากาศ กระแสอากาศไหลขึ้นทางตั้ง ซึ่งเป็นผลจากการยกตัวของอากาศนี้สามารถเปลี่ยนแปลงความรุนแรงได้จากเพียงแค่รู้สึกมีอาการขึ้นๆลงๆ (Bumps) เพียงเล็กน้อยขณะที่บินต่ำๆ (ในวันที่มีอากาศร้อน) ไปจนถึงกระแสอากาศไหลขึ้นไหลลงอย่างรุนแรงที่เกิดร่วมกับพายุฝนฟ้าคะนอง

ดังนั้นอุณหภูมิของอากาศ จะเป็นเครื่องบ่งชี้ความหนาแน่นของบรรยากาศ การเปรียบเทียบอุณหภูมิจากระดับหนึ่งไปยังอีกระดับหนึ่ง สามารถประมาณได้จากค่าของการทรงตัวของบรรยากาศ นอกจากนั้นการทรงตัวของอากาศยังขึ้นอยู่กับอัตราลดอุณหภูมิตามระยะสูงที่เพิ่มขึ้น ถ้าเป็นอัตราการลดอุณหภูมิมาตรฐาน (Standard lapse rate) จะมีค่าประมาณ 2°C หรือ 3.5°F ต่อ 1,000 ฟุต

3. กระบวนการอะเดียเบติก (Adiabatic process)

เมื่ออากาศอยู่ใกล้ๆ กับผิวพื้น อากาศจะถ่ายเทความร้อนโดยสัมผัสกับผิวพื้นที่ยื่น หรือสูญเสีย ความร้อนโดยการแผ่รังสี หรือผสมกับอากาศที่เย็นกว่าโดยวิธีธรรมชาติ น้ำค้างแข็ง, (Frost) หรือ หมอกอาจเกิดขึ้นได้ การลดอุณหภูมิลักษณะนี้ไม่เป็นกระบวนการอะเดียเบติก (Non-adiabatic process)

แต่กระบวนการที่เกิดจากก้อนอากาศลอยตัวสูงขึ้น จะทำให้ความกดดันลดลงในระดับที่สูงขึ้น โดยจะทำให้อากาศขยายตัวและเย็นลง (เช่น เมื่อเราปล่อยแก๊สออกจากถังในทันทีทันใดจับถังจะรู้สึกเย็น) และเมื่ออากาศจมตัวลงความกดดันจะเพิ่มขึ้นและอุ่นขึ้น (เช่น สูบลมจักรยานจับถังจะรู้สึกร้อน) เราจะเห็นว่ากระบวนการนี้มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเกิดขึ้นโดยไม่มีการเอาความร้อนเพิ่มเข้าไปหรือเอาออกจากก้อนอากาศเลย จึงเรียกระบวนการนี้ว่า กระบวนการอะเดียเบติก (Adiabatic process)



รูปที่ 2

3.1 อัตราการลดอุณหภูมิของอากาศแห้งตามอะเดียเบติก (Dry adiabatic lapse rate)

อากาศที่ยังไม่อิ่มตัวจำนวนหนึ่ง เมื่อถูกยกตัวให้สูงขึ้นและเย็นลงโดยการขยายตัว และในทางตรงกันข้าม ถ้าอากาศถูกทำให้ลดต่ำลงก็จะร้อนขึ้นโดยการกดหรือการบีบ แต่ละกรณีจะมีค่าประมาณ 3°C (5.5°F) ต่อ 1,000 ฟุต อัตราการเย็นลงของอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว เนื่องจากการถูกบีบหรือขยายตัวนี้เรียกว่า Dry adiabatic lapse rate มีค่า 3°C หรือ 5.5°F ต่อ 1,000 ฟุต

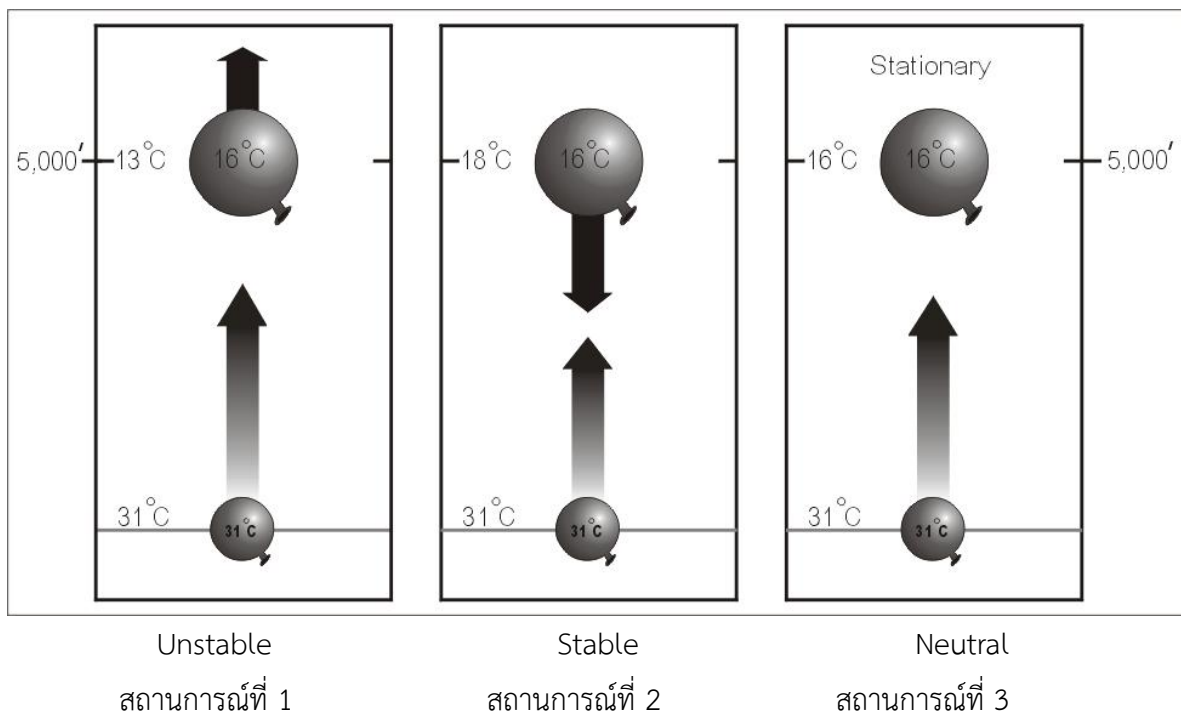
3.2 อัตราการลดอุณหภูมิของอากาศอิ่มตัว (Saturation adiabatic or Pseudo adiabatic lapse rate) ถ้าอากาศที่ลอยตัวสูงขึ้นนั้นประกอบด้วย ไอน้ำ และลอยขึ้นไปด้วย Dry adiabatic lapse rate คือ ลดอุณหภูมิลง 3°C ต่อ 1,000 ฟุต ซึ่งจะทำให้อุณหภูมิจากอากาศลดลงมาใกล้ๆ กับอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง ณ ที่จุดหนึ่งอากาศจะอิ่มตัว การลอยขึ้นต่อไปของอากาศจะทำให้อากาศเกิดการกลั่นตัวและความร้อนแฝง จะถูกปล่อยออกมาบรรเทาการเย็นลงของอากาศอันเนื่องมาจากการขยายตัว ดังนั้นอากาศจึงมีอัตราการเย็นลงน้อยกว่าก่อนที่จะอิ่มตัว (ครั้งแรก) อัตราการเย็นลงของอากาศที่อิ่มตัวแล้ว ในขณะที่ลอยตัวสูงขึ้นนั้นเรียกว่า Saturation adiabatic lapse rate หรือ Pseudo adiabatic lapse rate ซึ่งมีค่าไม่คงที่เหมือน Dry adiabatic lapse rate แต่จะขึ้นอยู่กับจำนวนของไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศขณะนั้น เพื่อการกลั่นตัว ซึ่งการกลั่นตัวขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความกดด้วย ณ ใกล้ๆ กับผิวพื้นในละติจูดกลางๆ อัตราการลดอุณหภูมิของอากาศขึ้นจะมีค่าประมาณ 2.7°C ต่อ 1,000 ฟุต ในบริเวณเขตร้อนจะมีค่าลดลงถึง 1°C ต่อ 1,000 ฟุต ซึ่งคิดเป็นค่าเฉลี่ยแล้วประมาณ 1.5°C ต่อ 1,000 ฟุต

3.3 สถานะต่างๆของการทรงตัวของบรรยากาศ ถ้าเรานำลูกโป่งมาใช้สาธิตเรื่องการทรงตัวของอากาศ และไม่ทรงตัวของอากาศ จะทำให้เข้าใจเรื่องนี้เป็นอย่างดี คือ อัดลูกโป่งที่ระดับน้ำทะเลด้วยอากาศที่อุณหภูมิ 31°C เท่ากับอุณหภูมิจริงๆ ในบริเวณนั้น แล้วปล่อยลูกโป่งลอยขึ้นไปสู่ระดับ 5,000 ฟุต ในแต่ละสถานการณ์ ดังรูปข้างล่าง อากาศในลูกโป่งจะขยายตัวและเย็นลงแบบ Dry adiabatic lapse rate (Unsaturated air) ในอัตรา 3°C ต่อ 1,000 ฟุต จนกระทั่งถึงระดับ 5,000 ฟุต อุณหภูมิในลูกโป่งจะลดลงเหลือ 16°C

ในสถานการณ์แรก อากาศข้างในลูกโป่งแม้ว่าจะเย็นตัวลงแบบอะเดียเบติก แต่ก็ยังคงอุ่นกว่าอากาศโดยรอบ ลูกโป่งจึงลอยตัวขึ้นตลอด ถ้าอากาศโดยรอบเย็นและหนาแน่นมากเท่าไร ยิ่งมีแรงมากจะทำให้ลูกโป่งลอยขึ้นไปมากยิ่งขึ้น สภาพบรรยากาศเช่นนี้เรียกว่า มีการทรงตัวไม่ดี และกระแสอากาศจะพาความร้อนยกตัวขึ้นทางตั้งต่อไปได้เรื่อยๆ

ในสถานการณ์ที่สอง อากาศชั้นบนอบอุ่นกว่า (ร้อนกว่า) อากาศข้างในลูกโป่งจะเย็นลงแบบอะเดียแบติก ซึ่งตอนนี้มันจะเย็นกว่าอากาศโดยรอบ ลูกโป่งจึงจมตัวลงโดยน้ำหนักตัวของมันเองย้อนกลับสู่ตำแหน่งเริ่มต้นปล่อย สภาพอากาศเช่นนี้เรียกว่า มีการทรงตัวดี

ในสถานการณ์ที่สาม อุณหภูมิของอากาศข้างในลูกโป่งเท่ากับอุณหภูมิของอากาศโดยรอบ ลูกโป่งจะยังคงอยู่นิ่ง เงื่อนไขนี้เป็นสภาพอากาศที่ทรงตัวอย่างเป็นกลาง (Neutral stability) นั่นคือสภาพอากาศอยู่ในสถานะ ที่ไม่เป็นทั้งทรงตัวและไม่ทรงตัว ปรากฏการณ์ที่ยกเป็นตัวอย่างนี้ จึงเป็นการทรงตัวดีภายในขอบเขตจำกัดอันหนึ่ง (อากาศยังไม่อิ่มตัว) และเป็นการทรงตัวไม่ดีภายในขอบเขตจำกัดอีกอันหนึ่ง (อากาศอิ่มตัว) ซึ่งเราเรียกว่า การไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional instability)

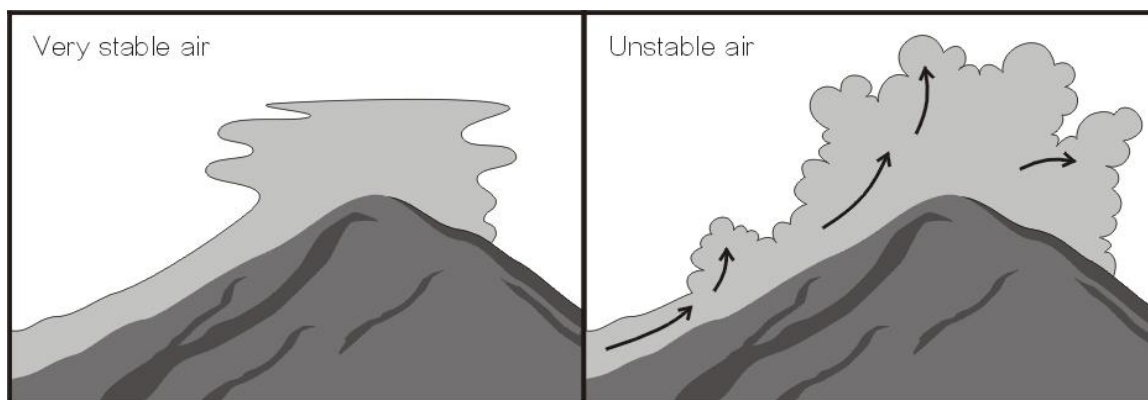


รูปที่ 3

4. ผลที่เกิดจากการทรงตัวของอากาศ (Some effect of stability)

4.1 เมื่ออากาศทรงตัวดี อากาศเคลื่อนที่ขึ้นตามลาดของภูเขา เมฆจะเกิดในระดับต่ำ มีรูปทรงเป็นแผ่น และมีหมอกเกิดขึ้นด้วย อากาศจะราบเรียบ นุ่มนวล (Smooth) ทักษณวิสัยจะเลวขณะเกิดหมอกแดด และหมอกปนควัน (Haze and Smog)

4.2 เมื่ออากาศทรงตัวไม่ดีอากาศที่เคลื่อนที่ขึ้นตามลาดของภูเขาเมฆที่เกิดจะเป็นพวกเมฆก้อนมีกระแสอากาศปั่นป่วน มีฝนหนักเกิดขึ้น บางครั้งจะมีฟ้าร้อง ฟ้าแลบฟ้าผ่าตามมา ทักษณวิสัยจะดียกเว้นในขณะเกิดฝน (ดูรูปที่ 4 ประกอบ)



รูปที่ 4 Stability of Air Affects Type of Cloud Formation.

4.3 บางครั้งในฤดูหนาว ส่วนมากอากาศจะทรงตัวดีทำให้อากาศเบื้องบนจมตัวลง ความร้อนจะเกิดขึ้นจากการถูกบีบ (Compression) อุณหภูมิของอากาศจะสูงขึ้นตามส่วนสูงที่เพิ่มขึ้นที่เรียกว่า Inversion สภาพอากาศจึงถูกปิดบังด้วย หมอกแดดและหมอกปนควัน ทิศนวิสัยจะเลวในระดับต่ำๆ โดยเฉพาะบริเวณที่มีโรงงานอุตสาหกรรมมากๆ

จากการที่ได้ศึกษามาในบทนี้จะพบว่า การทรงตัวของบรรยากาศเป็นสำคัญ ที่จะทำให้เกิดการยกตัวในทางตั้งของอากาศซึ่งเป็นผลทำให้เกิดเมฆก่อน พายุฟ้าคะนอง จึงได้นำเอาการทรงตัวของบรรยากาศมาใช้พยากรณ์พายุฟ้าคะนองได้

5. แผนภูมิอะเดียเบติก (Adiabatic diagram)

ในการศึกษาการทรงตัวของอากาศนั้น จำเป็นจะต้องศึกษาแผนภูมิอะเดียเบติกซึ่งใช้ศึกษา และคำนวณหาระยะห่าง ในทางตั้งระหว่างระดับของความกดสองระดับ ใช้หาฐานเมฆ ยอดเมฆระดับเกิดน้ำแข็งระดับเกิดทางเมฆ (Contrail) เวลาที่จะเกิดพายุฟ้าคะนอง และปรากฏการณ์อื่นๆ อีกมากมาย

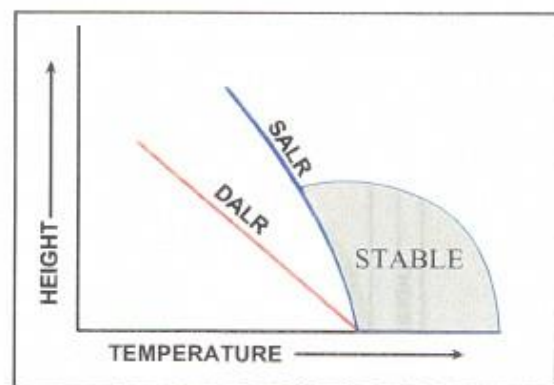
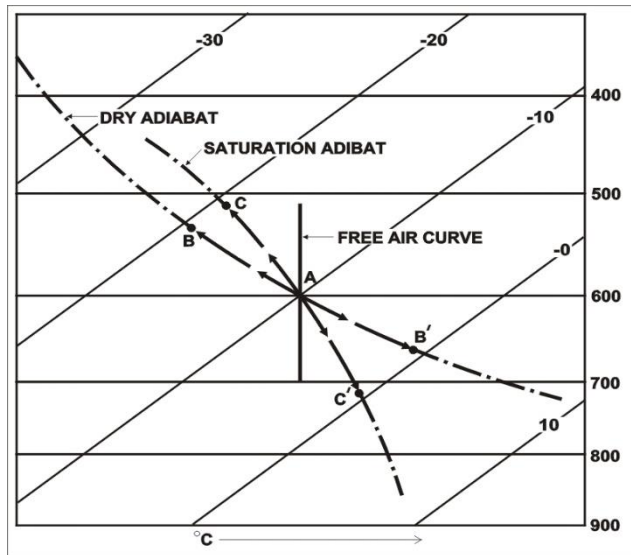
แผนภูมิดังกล่าวมีอยู่หลายชนิด เช่น Emagram, Tephigram, Stüve diagram และ Skew T Log P diagram แต่ละชนิดมีส่วนประกอบและสาระสำคัญคล้ายๆ กัน เช่นประกอบด้วยเส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) เส้นอุณหภูมิเท่า (Isotherm), Dry adiabat, Saturation adiabat และ Saturation mixing ratio ส่วนที่แตกต่างกันออกไปก็คือ ตำแหน่งการวางเส้นต่างๆ ในแผนภูมิต่างนั้น ใน ทอ. ไทยขณะนี้ใช้ Skew T Log P diagram เป็นหลักเพราะสะดวกและง่าย กว่าชนิดอื่นๆ

สำหรับ Skew T Log P ผู้เขียนเข้าใจว่าผู้ที่ศึกษาตำราเล่มนี้คงจะเคยเห็นและผ่านการ Plot Skew T มาอย่างดีแล้ว จะไม่ขอกล่าวถึงรายละเอียดของเส้นต่างๆ อีก

6. การใช้แผนภูมิ Skew T Log P สำหรับการพิจารณาการทรงตัวของอากาศ

6.1 การทรงตัวอิสระ (Absolute stability)

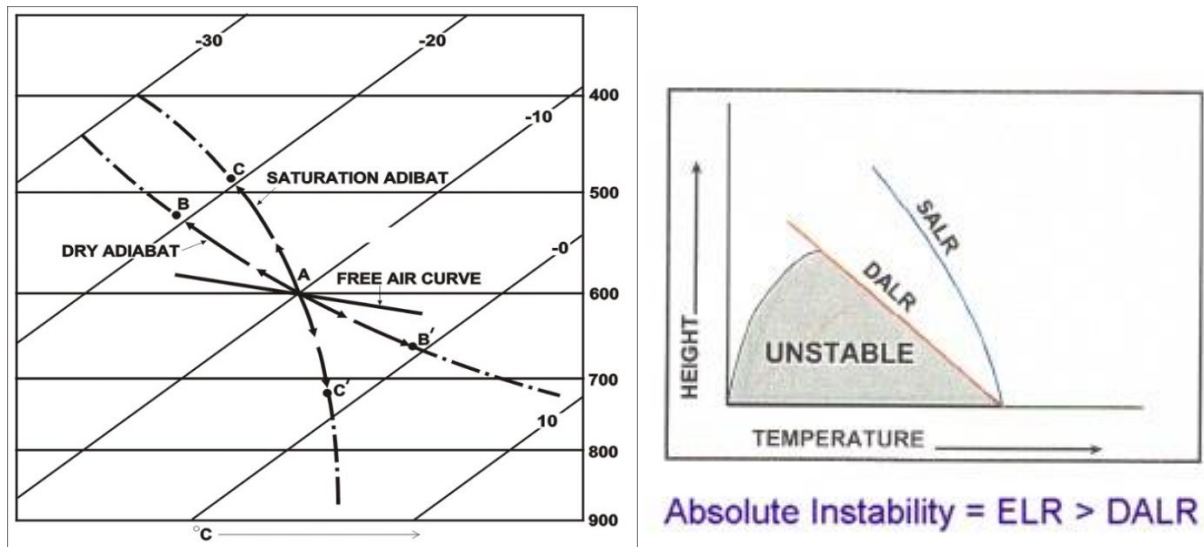
ดังในรูปที่ 5 แสดงถึงการทรงตัวอิสระ ไม่ว่าอากาศ A จะถูกทำให้เคลื่อนตัวขึ้นไปตามเส้น Dry adiabatic ถึงจุด B หรือ Saturation adiabatic ถึงจุด C อากาศ A จะเย็นกว่าอากาศใกล้เคียงเสมอ ดังนั้นอากาศเย็นจะจมลงมาที่เดิม และในทำนองเดียวกัน ถ้าอากาศ A ถูกกดต่ำลงมาถึงจุด B' และ C' อากาศจะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงจึงลอยกลับสู่ที่เดิม ณ จุด A ในสภาพอากาศเช่นนี้ อากาศ A ได้ชื่อว่าการทรงตัวอิสระ ซึ่งสังเกตได้จากเส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระ ตอนบนจะอยู่ทางขวามือ Dry และ Saturation adiabatic curves เสมอ



รูปที่ 5 แสดงถึงการทรงตัวอิสระ (Absolute stability)

6.2 การไม่ทรงตัวอิสระ (Absolute instability)

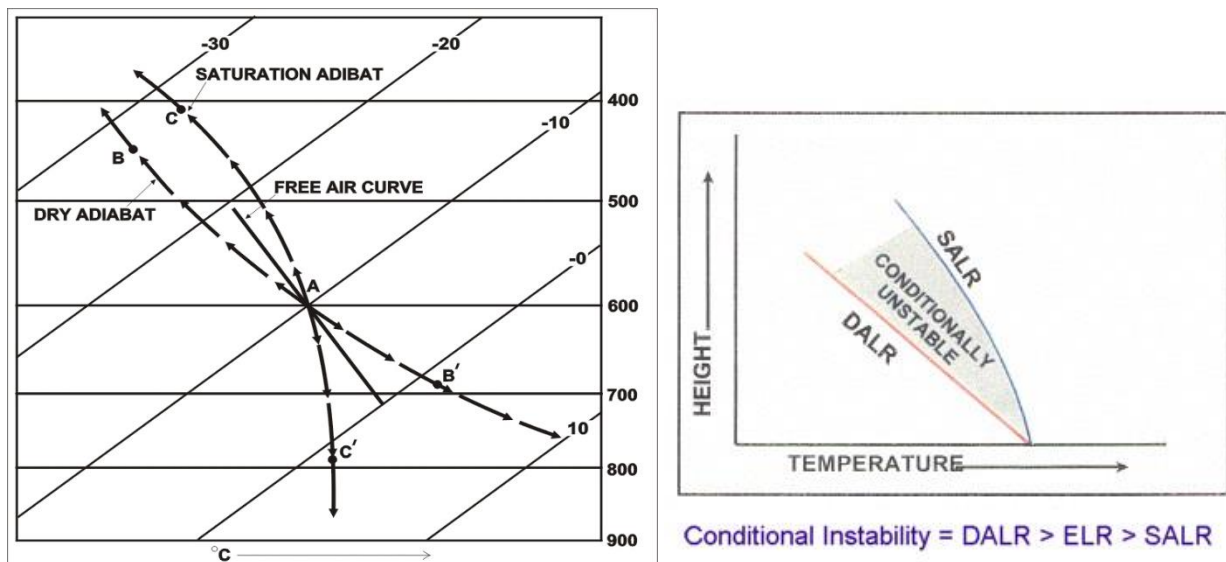
ตรงกันข้ามกับการทรงตัวอิสระ ก็คือ การไม่ทรงตัวอิสระ ดังในรูปข้างล่างนี้ เมื่ออากาศ A ถูกทำให้ลอยขึ้นไปตาม Dry adiabatic ถึงจุด B และตาม Saturation adiabatic ถึงจุด C อากาศ A จะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงเสมอ ดังนั้นอากาศ A จะเบากว่า และลอยตัวต่อไปโดยไม่ต้องอาศัยแรงอื่น และในทำนองเดียวกัน เมื่ออากาศ A ถูกทำให้ลดต่ำลงมายังจุด B' และ C' แล้วอากาศ A จะเย็นกว่า อากาศใกล้เคียงจึงหนักกว่าและลอยต่ำลงมาเรื่อยๆ แม้ว่า จะหมดแรงก็ตามปรากฏการณ์เช่นนี้ เราเรียกว่า การไม่ทรงตัวอิสระในรูปที่ 6



รูปที่ 6 แสดงถึงการไม่ทรงตัวอิสระ (Absolute instability)

6.3 การไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional instability)

ในกรณีของการไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข เกิดขึ้นเมื่อเส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระนั้นอยู่ระหว่าง Dry และ Saturation adiabatic ในกรณีนี้จะพบว่าอากาศ A จะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงเมื่ออากาศ A นั้นถูกยกไปตามเส้น Saturation adiabatic และจะเย็นกว่าอากาศใกล้เคียง เมื่ออากาศ A ถูกยกตัวไปตาม Dry adiabat อากาศจะมีการทรงตัวดีหรือมีการทรงตัวไม่ดีขึ้นอยู่กับสถานะของอากาศ A นั้นว่าอึดตัวหรือไม่อึดตัว เช่นอากาศจะไม่มี การทรงตัว เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศอึดตัว แต่อากาศจะมีการทรงตัวดี เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่ อึดตัว ลักษณะเช่นนี้เรียกว่า การทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional instability) ในรูปที่ 7

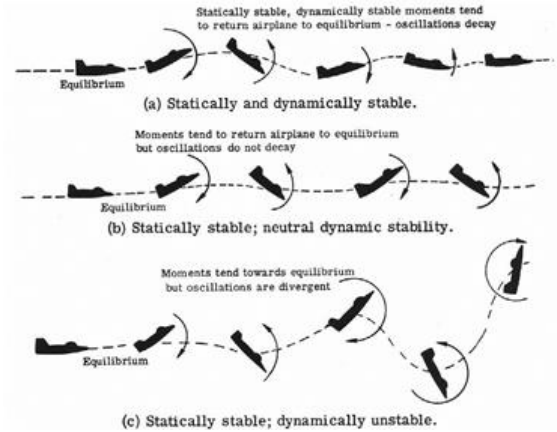
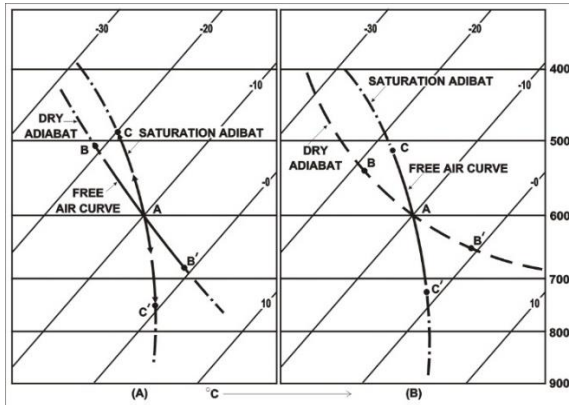


รูปที่ 7 แสดงถึงการไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional instability)

6.4 Dry indifferent and Saturation indifferent

เมื่อเส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระนั้นทับกับ Dry adiabat จะเกิดการทรงตัวอย่างเป็นกลางชนิดหนึ่งซึ่ง เรียกว่า Dry indifferent นั่นคือ เมื่ออากาศ A ที่ยังไม่อึดตัวถูกทำให้เคลื่อนที่ไปถึงจุด B หรือลงมายังจุด B' เมื่อหมด แรงส่งแล้วจะหยุดอยู่แค่นั้นเอง ลักษณะเช่นนี้เรียกว่า Dry indifferent

แต่เมื่ออากาศ A นั้นอิ่มตัว จะเคลื่อนตัวไปตามเส้น CC' เมื่อหมดแรงแล้วจะหยุดอยู่ตรงนั้นเพราะว่าอากาศ A มีความหนาแน่นเท่ากับอากาศใกล้เคียง แต่เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว ก็จะเคลื่อนที่ตามเส้น BB' ทำให้อากาศ A มีการทรงตัวดี ปรากฏการณ์ที่เส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระทับอยู่กับเส้น Saturation adiabatic นั้นเรียกว่า Saturation indifferent แต่เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว จะทำให้อากาศมีการทรงตัวดี ดังแสดงไว้ในรูปที่ 8



รูปที่ 8 แสดงถึงการทรงตัวอย่างเป็นกลาง (Neutral equilibrium)

เมฆ (CLOUDS)

1. กล่าวนำ (Introduction)

เมฆคือไอน้ำที่อยู่ในอากาศ ซึ่งเปลี่ยนสถานะเป็นอนุภาคเล็กๆ ของน้ำหรือน้ำแข็งหรือทั้งสองอย่างปนกันและจับกลุ่มกันเป็นก้อน หรือเป็นเส้นล่องลอยอยู่ในอากาศ มองเห็นเป็นรูปทรงต่างๆ (Forms) บางครั้งอาจจะมีอนุภาคของของแข็งซึ่งเกิดจากโรงงานอุตสาหกรรมหรือผงฝุ่นและควันปะปนอยู่ด้วยก็ได้

ในปี ค.ศ. 1803 LUKE HOWARD ได้ตั้งชื่อรูปทรงต่างๆของเมฆเป็น 3 พวกใหญ่ๆ คือ

พวกที่ 1 คือ เมฆที่มีรูปลักษณะเป็นแผ่น ชื่อว่า Stratiform

พวกที่ 2 คือ เมฆที่มีรูปลักษณะเป็นก้อน มีฐานแบน ส่วนบนกลม ชื่อว่า Cumuliform

พวกที่ 3 คือ เมฆที่มีรูปลักษณะเป็นเส้นใย คล้ายขนนก ชื่อว่า Cirriform

2. ส่วนประกอบของเมฆ (Cloud composition)

ส่วนประกอบของเมฆที่สำคัญได้แก่

2.1 อนุภาคเล็กๆของน้ำ หรือ น้ำแข็ง (Water droplet or Ice crystals)

2.2 แกนการกลั่นตัว (Condensation nuclei) ได้แก่ ผงฝุ่น ผงเกลือ อนุภาคเล็กๆ ที่เกิดจากโรงงานอุตสาหกรรม

2.3 ส่วนที่ช่วยทำให้เกิดการกลั่นตัวของไอน้ำคือ อุณหภูมิ ซึ่งจะอยู่ระหว่าง 0°C ถึง -15°C

3. ชนิดของเมฆ (Types of clouds)

จากหนังสือ Weather for air crew ได้แบ่งเมฆชนิดต่างๆ ออกเป็นดังนี้คือ

เมฆชั้นต่ำ เมฆชั้นกลาง เมฆชั้นสูง เมฆก่อตัวในทางตั้ง (Extensive vertical development)

เมฆที่เกิดจากกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้ง (Convective) ประกอบกับอากาศมีการทรงตัวไม่ดี (Unstable) เมฆพวกนี้จะมีลักษณะเป็นก้อน (Cumuliform) มีความหมายว่า กองหรือสุมหรือพูน (Heap) ปรากฏให้เห็นเป็นก้อนเมื่อเครื่องบินบินเข้าไปหรือใกล้ได้ฐานเมฆเหล่านี้จะพบกับกระแสอากาศปั่นป่วนทำให้เครื่องบินเสียการทรงตัว

แต่เมฆที่เกิดขึ้นโดยการเย็นตัวของอากาศและมีการทรงตัวดี (Stable) เมฆชนิดนี้ เรียกว่า เมฆแผ่น (Stratiform) จะปรากฏให้เห็นเป็นผืนผ้า (Sheetlike) เมื่อเครื่องบิน บินเข้าไปในเมฆเครื่องบินจะบินได้เรียบ (Smooth)

สำหรับเมฆที่มีคำว่า Nimbo อยู่ข้างหน้าชื่อหรือต่อท้ายคำว่า Nimbus จะมีความหมายว่าเป็นพวกเมฆฝน (Raincloud) นั้นหมายความว่า เมฆนี้จะก่อให้เกิดน้ำฟ้า (Precipitation) ตัวอย่างเช่น เมฆ Nimbostratus (NS) จะมีฐานในแนวระดับ เกิดในขณะที่ท้องฟ้ามีความชื้นสูงมาก และเมฆพร้อมที่จะกลั่นตัวตกลงมาเป็นฝนมีโอกาสค่อนข้างสูงมากหรือเมฆ CU ที่มีขนาดใหญ่ขึ้น จะกลายเป็นเมฆ Cumulonimbus เมฆนี้ก็จะเกิดฝน หรือมีพายุฟ้าคะนองติดตามมาด้วย

ALTITUDE OF BASE	CLOUD TYPE	ABBREVIATION
Base of High Clouds	Cirrus	CI
Usually Above 16,000 Feet (AGL)	Cirrocumulus	CC
	Cirrostratus	CS
20,000 Feet		
Base of Middle Clouds	Alto cumulus	AC
Range from 6,500 Feet to 20,000 Feet (AGL)	Altostratus	AS
	Nimbostratus	NS
6,500 Feet		
Base of Low Clouds	*Cumulus	CU
Range from Surface to 6,500 Feet (AGL)	*Cumulonimbus	CB
	Stratocumulus	SC
	Stratus	ST
SURFACE		

4. รูปทรง และโครงสร้างของเมฆ (Cloud form and structure)

เมื่อเมฆเริ่มก่อตัวขึ้น การทรงตัวของอากาศจะทำให้เมฆต่างๆ เหล่านั้นเปลี่ยนรูปทรง และโครงสร้างต่างกันออกไป ตัวอย่างเช่น ก้อนอากาศที่มีการทรงตัวดีถูกยกขึ้นไปตามลาดของภูเขาอากาศก้อนนั้น ยังทรงตัวดี ฐานเมฆยังราบเรียบ มีกระแสอากาศปั่นป่วนเล็กน้อย หรือแทบไม่มีเลย แต่ถ้าอากาศที่ถูกยกตัวขึ้นนั้นมีการทรงตัวไม่ดี ลาดภูเขามีส่วนช่วยให้การยกตัวของก้อนอากาศมีมากขึ้น รูปทรงและโครงสร้างของเมฆก้อนจะมีขนาดใหญ่ขึ้น และลักษณะของกระแสอากาศปั่นป่วนจะเกิดขึ้นรุนแรงตามไปด้วย

ในบางครั้ง ความร้อนจากบริเวณตอนล่างของเมฆ จะทำให้ชั้นของเมฆแผ่นก่อตัวขึ้นเป็นเมฆก้อนขึ้นมาได้

นอกจากนั้นแรงยกขึ้น (Forced ascension) ในระดับหนึ่งจะก่อให้เกิดสภาวะที่คล้ายๆ กันได้กล่าวคือ ถ้าอากาศนั้นค่อนข้างไม่ทรงตัวเล็กน้อย (Slightly unstable) รูปของเมฆก็จะเปลี่ยนไปบางครั้งจะสังเกตเห็นเมื่อเครื่องบินทำการบินเหนือระดับเมฆที่มีลักษณะคล้ายๆ เมฆก้อนที่เริ่มก่อตัวขึ้น และในบางครั้งลักษณะการก่อตัวนี้จะมีรูปร่างเป็นก้อนเดี่ยวๆ (Puff) และจะเกิดเป็นกลุ่ม แถวหรือแนว (Line) แนวของเมฆที่ก่อตัวนี้ บางทีอาจชี้ให้เห็นถึงแนวปะทะอากาศ (บริเวณที่อยู่ระหว่างมวลอากาศที่ต่างกัน)

เมฆในลักษณะเช่นเดียวกันนี้มักจะเกิดในบริเวณชายฝั่ง ซึ่งเป็นผลมาจากความแตกต่างของอุณหภูมิของพื้นดินและพื้นน้ำ หรือในบริเวณที่มีแนวเขาทอดตัวได้อย่างเหมาะสมกับการไหลของกระแสอากาศจนทำให้เกิดแนวของเมฆที่ก่อตัวในทางตั้ง หรืออาจกล่าวได้ว่า เป็นระดับของเมฆในทางระดับก็ได้

5. การเกิดเมฆ เมฆเกิดจากสาเหตุใหญ่ๆ 3 สาเหตุดังนี้

5.1 การเกิดเมฆอันเนื่องมาจากการเย็นลงแบบอะเดียเบติก (Adiabatic cooling) การเย็นลงของอากาศแบบอะเดียเบติกนั้น เป็นวิธีการที่สำคัญที่สุดที่จะทำให้เกิดการกลั่นตัวในอากาศ เนื่องจากอากาศที่ยังไม่อิ่มตัวนั้น จะเย็นตัวลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้นในอัตรา 3°C ต่อ 1,000 ฟุต

ดังนั้นการเจริญเติบโตของเมฆจึงใช้เวลาไม่นานนักเมฆที่เกิดด้วยสาเหตุนี้แยกออกไปได้อีกคือ

5.1.1 เมฆก่อตัวในทางตั้ง (Convective clouds) กระแสอากาศที่ไหลขึ้น บางที่เป็นผลอันเนื่องมาจากอากาศไม่ทรงตัว ถ้าหากอากาศที่ลอยตัวขึ้นได้รับความเย็นจนอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew point temperature) เมฆก็จะเกิดขึ้น ขณะที่อากาศถูกทำให้ร้อนที่ผิวพื้นอากาศนั้นก็ยกตัวสูงขึ้นเมื่อถึงระดับกลั่นตัว (CCL = Convective Condensation Level) เมฆก็จะเกิดตัวอย่างเช่น เมฆก้อน CU ฐานของเมฆจะเห็นได้ชัดที่ระดับ CCL. ถ้าหากอัตราการลดอุณหภูมิเหนือระดับ CCL. น้อยกว่าอัตราการลดอุณหภูมิของอากาศที่อิ่มตัว (Saturation adiabatic lapse rate) จะทำให้อากาศที่ลอยขึ้นเย็นกว่าอากาศโดยรอบการลอยตัวขึ้นของอากาศจึงขึ้นอยู่กับแรงที่ยกตัวทำให้ลอยขึ้นไป ด้วยเหตุนี้เมฆจึงแผ่กระจายไปอย่างรวดเร็ว แต่ถ้าหากอัตราการลดอุณหภูมิเหนือระดับ CCL. มากกว่าอัตราการลดอุณหภูมิอิ่มตัวเมฆจะยกตัวสูงขึ้น ถึงแม้ว่าจะหมดแรงยกแล้วก็ตามเมฆก้อนก็จะเกิดขึ้น เช่น CU, CB จนกระทั่งถึงระดับที่อากาศทรงตัวดี (Stable) ถ้าอุณหภูมิที่ยอดเมฆนั้นต่ำกว่า 0°C มาก ยอดของเมฆจะกลายเป็นผลึกน้ำแข็งที่เรามักจะเห็นเป็นรูปทั้งในเมฆ CB นั่นเอง

บนพื้นดิน เมฆ CU ที่ก่อตัวขึ้นเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงความร้อนประจำวันโดยปกติจะเริ่มเกิดในตอนเช้าและก่อตัวไปเรื่อยๆ จนถึงสูดยอดในตอนบ่ายและเริ่มสลายตัวเมื่อพื้นดินเย็นลงในตอนเย็น

บนพื้นทะเล เมฆที่เกิดจากการก่อตัวในทางตั้งเกิดขึ้นเมื่อพื้นทะเลอุ่นกว่าอากาศเบื้องบนเมฆจะเกิดขึ้นได้ทั้งกลางวันและกลางคืน ทั้งนี้เนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเพียงเล็กน้อยของพื้นทะเล เมฆ CU ที่เกิดขึ้นบ่อยที่สุดบนพื้นทะเลนั้นมักจะเกิดในฤดูหนาว เมื่ออากาศจากพื้นดินไหลทับพื้นน้ำที่อุ่นกว่า เมฆที่เกิดขึ้นลักษณะนี้ในบางที่เกิดจากการเคลื่อนที่ในทางระดับ (Advection) ของอากาศเย็นทับอากาศอุ่นเสียก่อนแล้วจึงเกิดการยกตัวในทางตั้งที่หลังบางทีก็เกิดจากการไหลสอเข้าหากัน (Convergence) ของอากาศนอกจากนั้นยังเกิดขึ้นบริเวณความกดอากาศต่ำก็ได้

5.1.2 เมฆที่เกิดจากแนวปะทะอากาศ (Frontal clouds) อากาศที่ลอยตัวขึ้นตามลาดของ แนวปะทะ (Slope) อากาศจะเย็นลงแบบอะเดียเบติก (Adiabatic) จนทำให้อุณหภูมิของอากาศเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง เมฆก็จะเกิดขึ้น ถ้าหากอากาศก่อนนั้นมีการทรงตัวดี เมฆที่เกิดจะเป็นเมฆแผ่น เช่น CI, CS, AS, SC, ST และ NS แต่ถ้าอากาศที่ทรงตัวดี แล้วเปลี่ยนมาเป็นอากาศที่ทรงตัวไม่ดีขณะที่ยกตัวขึ้น ตอนแรกจะเป็นพวกเมฆแผ่น ส่วนตอนบนจะเป็นพวกเมฆก้อน เช่น CU หรือ CB

5.1.3 เมฆที่เกิดจากลาดภูเขา (Orographic clouds) ถ้าหากอากาศถูกทำให้ยกตัวขึ้นตามลาดภูเขาและภูเขานั้นสูงพอ อากาศก่อนนั้นจะเย็นลงจนทำให้เกิดเมฆขึ้น จำนวนเมฆที่เกิดขึ้นนั้นจะขึ้นกับความชื้นของอากาศ และถ้าหากว่าอากาศใกล้อิ่มตัวอยู่แล้ว ภูเขาเดียวๆ ก็ทำให้เกิดเมฆได้

เมฆที่เกิดจากวิธีนี้ ส่วนมากจะเป็นเมฆ Stratus (ST) ไม่หนามากนัก การที่อากาศจมตัวลงทางด้านหลังเขานั้น (Leeward side) ทำให้อากาศอุ่นขึ้นและเมฆสลายตัวอย่างรวดเร็ว แต่ถ้าอากาศนั้นทรงตัว หรือถูกเปลี่ยนเป็นไม่ทรงตัวในขณะที่ยกตัวขึ้น เมฆ CU และ CB ก็เกิดขึ้นทางด้านรับลมของภูเขา แม้ว่าบางส่วนจะถูกลมพัดพาไปแต่ส่วนใหญ่ก็จะอยู่กับที่

ในกรณีของคลื่นภูเขา (Mountain wave) เมฆรูปเลนซ์ (Lenticular clouds) และเมฆม้วน (Roll clouds) จะเกิดขึ้นทางด้านหลังเขา ซึ่งเป็นสาเหตุของกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างรุนแรง

5.1.4 เมฆในกระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence clouds) กระแสอากาศปั่นป่วนคือ การแปรปรวนของลมที่ระดับที่มีแรงเสียดทาน การไหลขึ้นลงของกระแสอากาศจะทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศตามระยะ

สูง ถ้าหากอากาศที่มีความชื้นพอ ส่วนบนของกระแสอากาศปั่นป่วนบางที่ก็จะเย็นลงจนอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง เมฆ ST หรือ SC จะเกิดขึ้นได้

5.2 การเกิดเมฆเนื่องจากแผ่รังสีออก (Outgoing radiation) การแผ่รังสีออกจากบริเวณที่อากาศมีความชื้นทำให้อากาศเย็นลงจนทำให้เกิดเมฆได้ เมื่อเกิดเมฆขึ้นแล้ว การแผ่รังสีความร้อนจากหยดน้ำนั้น จะทำให้เมฆก่อตัวสูงขึ้นอีก

5.3 การเกิดเมฆอันเนื่องมาจากการเพิ่มความชื้นให้กับอากาศ เมฆชั้นต่ำบางส่วนจะเกิดขึ้นได้เมฆก้อนใหญ่ๆ ในขณะที่ฝนตก ทั้งนี้เนื่องจากการระเหยกลายเป็นไอจากผิวดินทำให้เพิ่มความชื้นให้กับอากาศที่เกือบอิ่มตัว จนอากาศนั้นอิ่มตัวเมฆก็เกิดขึ้นถ้าหากมีลมแรงพอ การที่มีกระแสอากาศปั่นป่วนจะช่วยให้ เมฆก่อตัวขนาดใหญ่ขึ้นด้วย

6. รูปลักษณะที่สำคัญของเมฆ (Main form of clouds)

เมฆแบ่งออกเป็นแบบที่สำคัญๆ 3 แบบ คือ

6.1 CIRRIFORMS หมายถึงเมฆที่มีลักษณะ คล้ายขนนก หรือเป็นสายคล้ายหางม้า

6.2 STRATIFORMS หมายถึงเมฆที่เป็นชั้นๆ หรือเป็นแผ่น เมฆชนิดนี้เมื่อเกิดขึ้นแล้ว ณ ระดับใดระดับหนึ่ง จะทำให้อากาศเย็นตัวลงทั้งระดับจนเกิดการกลั่นตัวเป็นเมฆ STRATUS ได้

6.3 CUMULIFORMS หมายถึงเมฆที่เป็นก้อนๆ เกิดขึ้น ณ ตำบลใด ตำบลหนึ่ง ที่มีกระแสอากาศไหลขึ้นและได้นำเอาความชื้นไปเหนือระดับ CCL.

7. การจำแนกประเภทของเมฆ (Classification of clouds)

ในสากลได้จัดแบ่งประเภทเมฆตามระยะสูงของเมฆชนิดต่างๆ ไว้ดังนี้คือ เมฆชั้นสูง เมฆชั้นกลางและเมฆชั้นต่ำ ระยะสูงของเมฆแต่ละชนิดขึ้นอยู่กับ ละติจูด (Latitude) ของโลกด้วยสำหรับในเขตร้อน จำแนกได้ดังนี้

7.1 เมฆชั้นสูง (High Clouds = Ch) มีฐานสูงจากพื้นดินตั้งแต่ 20,000 ฟุตขึ้นไป ได้แก่

Cirrus = Ci

Cirrostratus = Cs

Cirrocumulus = Cc

7.2 เมฆชั้นกลาง (Middle Clouds = Cm) มีฐานสูงจากพื้นดินระหว่าง 6,500-20,000 ฟุต

Alto cumulus = Ac

Altostratus = As

Nimbostratus = Ns

7.3 เมฆชั้นต่ำ (Low Clouds = Cl) อยู่ไม่เกิน 6,500 ฟุต จากพื้นดิน ได้แก่

Stratus = St Stratocumulus = Sc

Cumulus = Cu Cumulonimbus = Cb

8. ทำความรู้จักกับเมฆชนิดต่างๆ (Clouds recognition)



8.1 Low clouds ฐานของเมฆชั้นต่ำจะอยู่สูงจากพื้นดินไม่เกิน 6,500 ฟุต แต่ถ้าฐานต่ำกว่า 50 ฟุต เราไม่ถือว่าเป็นเมฆ เช่น หมอก (Fog) เป็นต้น อย่างไรก็ตามเมฆในระดับชั้นต่ำนี้อาจประกอบด้วยเกล็ดน้ำแข็ง (Ice crystals) หรือ Supercool water droplets ก็ได้ (ส่วนมากจะเกิดในเขตละติจูดกลางขึ้นไป)

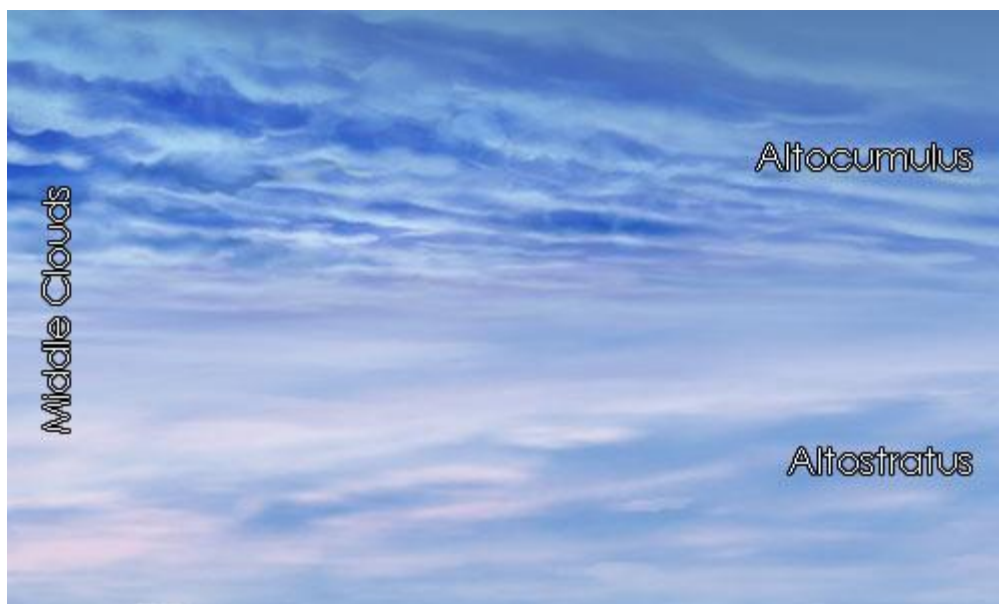
8.1.1 Stratus (ST) เมฆสเตรตัสจะมีลักษณะเรียบ ติดกันเป็นแผ่น หรือฉีกขาด หรือทั้งสองอย่าง มีสีเทา เป็นเมฆที่เกิดจากการยกตัวของหมอกอันเนื่องมาจากพื้นดินได้รับความร้อน น้ำฟ้าที่เกิดจะอยู่ในรูปของฝนละออง หรือ ก้อนหิมะ ไม่เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนในเมฆชนิดนี้

8.1.2 Stratocumulus (SC) เมฆสเตรโตคิวมูลัส ลักษณะเป็นก้อนๆ สีขาวหรือสีเทา ประกอบด้วยเม็ดละอองไอน้ำ ในฤดูหนาวแถบละติจูดสูงๆ บางทีก็มีผลึกน้ำแข็งปนอยู่ด้วย ภายในเมฆจะมีกระแสอากาศปั่นป่วน และ น้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้ในชั้นปานกลาง

8.1.3 Cumulus (CU) เมฆคิวมูลัส มีลักษณะเป็นโดม รูปร่างคล้ายดอกกะหล่ำ มีฐานส่วนมากอยู่ในแนวระดับ ภายในเมฆประกอบด้วยเม็ดละอองน้ำ ส่วนที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C บางทีจะมีผลึกน้ำแข็งด้วย ผลึกเหล่านี้จะเจริญเติบโตขึ้นจากผลของการกลายเป็นไอของเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง ซึ่งจะทำให้เจริญเติบโตเป็นเมฆ CB ต่อไป

คุณสมบัติของเมฆ CU ขึ้นอยู่กับความสูงจากฐานของเมฆกับฐานของระดับที่มีการทรงตัวดี ถ้าระยะห่างนี้สั้นมากเมฆ CU จะก้อนเล็กและแบน ถ้าระยะห่างกันสูงมากจะมีก้อนโตขนาดใหญ่ ถ้ามีรูปร่างคล้ายหอคอย ที่เรียกว่า TCU (Towering cumulus) น้ำฟ้าที่เกิดจาก TCU จะเป็นน้ำฟ้าชู่ (Shower) หรือบางครั้งจะเกิด Virga ด้วย ในเขตร้อนเนื่องจาก CCL และระดับอากาศที่มีการทรงตัวดีอยู่สูงกว่าเขตอื่น ดังนั้นเมฆในเขตนี้นี้จึงก่อตัวสูงกว่าเขตอื่นๆ การเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนจะเกิดขึ้นนับตั้งแต่ฐานสูงขึ้นไป การเกิดน้ำแข็งมีความรุนแรงปานกลาง อัตราการไหลขึ้นในทางดิ่งมีค่าประมาณ 400-1,000 ฟุตต่อนาที ในเมฆ CU อย่างบาง แต่ใน CU ขนาดใหญ่ จะมีค่าถึง 2,000 ฟุตต่อนาที ในกรณีรุนแรงมากๆ จะมีกระแสไฟฟ้าสถิตเกิดขึ้นได้

8.1.4 Cumulonimbus (CB) รายละเอียดดูในข้อ 9.2



8.2 Middle clouds เมฆชั้นกลางประกอบด้วยเมฆ AS, AC และ NS ความสูงอยู่ระหว่าง 6,500-20,000 ฟุต ประกอบด้วยหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็ง แต่ส่วนมากจะประกอบด้วยเม็ดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง ดังนั้นเมฆในระดับนี้ จึงเป็นอันตรายต่ออากาศยานมาก

8.2.1 Altocumulus (AC) ออลโตคิวมูลัส เป็นเมฆที่ปรากฏเห็นเป็นชั้นๆ ลักษณะเป็นลูกฟูกหรือขนแกะ สีขาวหรือสีเทา ส่วนใหญ่จะโปร่งแสง บางครั้งก็หนาที่บจนสามารถปิดบังท้องฟ้าได้ บางครั้งอาจแสดงว่าอากาศนั้นไม่มีการทรงตัว และมักแสดงว่าจะมีลักษณะอากาศไม่ดีใน 8-9 ชั่วโมงข้างหน้า

8.2.2 Altostratus (AS) ออลโตสเตรตัส เป็นเมฆแผ่นสีเทา ส่วนใหญ่โปร่งแสง แสงสามารถผ่านทะลุเพียงครึ่งเดียว ทำให้มองเห็นดวงอาทิตย์ หรือดวงจันทร์ได้สลัวๆ คุณสมบัติที่แตกต่างจากเมฆ ST ตรงที่สีเทาลึกกว่า และไม่เหมือนเมฆ CS ตรงที่บดบังแสงดวงอาทิตย์ หรือดวงจันทร์ได้ ไม่ทำให้เกิดเงาบนพื้นดิน และไม่มีปรากฏการณ์ที่เรียกว่า Halo ด้วย ในกรณีที่เมฆ AS หนามากๆ จะแบ่งออกได้เป็น 3 ส่วน

ส่วนบน ประกอบด้วย น้ำแข็ง

ส่วนกลาง ประกอบด้วย ส่วนผสมของผลึกน้ำแข็ง และเม็ดละอองน้ำ

ส่วนล่าง ประกอบด้วย เม็ดละอองน้ำที่เย็นต่ำกว่าจุดเยือกแข็งภายในก้อนเมฆมีกระแสอากาศปั่นป่วน และน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้เพียงเบาบางเท่านั้น

8.2.3 Nimbostratus (NS) เมฆนิมโบสเตรตัส เมื่อเกิดจะปกคลุมเป็นบริเวณกว้างใหญ่และบางครั้งฐานจะแผ่ตัวลงมาถึงระดับของเมฆชั้นต่ำได้ มีลักษณะคล้ายเมฆ AS แต่เมฆ NS จะหนากว่า บางครั้งความหนาจะอยู่ระหว่าง 6,000-25,000 ฟุต ภายในเมฆทัศนวิสัยไม่ดี บางครั้งจะน้อยกว่า 500 เมตร เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน และน้ำแข็งเกาะเครื่องบินขนาดเบาถึงปานกลาง

เมฆ NS ส่วนใหญ่สามารถปิดบังแสงดวงอาทิตย์และดวงจันทร์ได้ทั้งหมด และจะเกิดขึ้นร่วมกันกับน้ำฟ้าที่ตกต่อเนื่อง โดยที่ฐานของเมฆ NS จะแผ่ขยายตัวลงมาถึงระดับของเมฆชั้นต่ำได้บ่อยๆ เรียกเมฆพวกนี้ว่า Fractostratus หรือ Fractocumulus



8.3 High clouds เมฆชั้นสูง ประกอบด้วย CI, CC และ CS ความสูงของฐานอยู่ระหว่าง 16,000-45,000 ฟุต ในละติจูดกลาง ความสูงของเมฆเหล่านี้อาจสูงถึง 60,000 ฟุต ส่วนมากจะประกอบด้วยผลึกน้ำแข็ง

8.3.1 Cirrus (CI) เมฆเซอร์รัสเป็นเมฆที่ประกอบด้วย ผลึกน้ำแข็งขนาดต่างๆ กันลักษณะเป็นใยสีขาวๆ บางๆ คล้ายขนนกหรือหางม้า ถ้าหากเมฆชนิดนี้เกิดขึ้นมาบางๆ และไม่ติดต่อกันด้วยเมฆ CS หรือ AS จะเป็นสิ่งแสดงว่า อากาศดี แต่ถ้าเมฆนี้หนาแน่นเป็นทางยาวจะเป็นสิ่งเตือนถึงอากาศไม่ดี

8.3.2 Cirrostratus (CS) เมฆเซอร์โรสเตรตัส มีลักษณะคล้ายเยื่อใยที่ติดต่อกัน สีขาวหรือสีเทา เมฆจะจัดตัวกันอย่างเรียบๆ ปกคลุมท้องฟ้าและมักจะทำให้เกิดปรากฏการณ์ที่เรียกว่า "HALO" แต่ไม่ถึงกับทำให้แสงอาทิตย์ หรือแสงจันทร์มัวไป



CS เกิดจากผลของการเป็นไอและกลับมากลับตัวเป็นเมฆอีกครั้งหนึ่ง ณ ที่ระดับสูงๆ แม้ว่าจะไม่เป็นสิ่งเตือนล่วงหน้าว่าจะเกิดอากาศแลว แต่ก็ เป็นสิ่งที่แสดงว่า ขณะนั้นละอองน้ำเม็ดเล็กๆ กำลังจะโตเป็นฝน โอกาสที่จะตกใน 24 ชั่วโมงนั้นมีประมาณ 80%

8.3.3 Cirrocumulus (CC) เมฆเซอร์โรคิวมูลัส มีลักษณะเป็นหย่อมๆ สีขาวบางๆ หรือเป็นก้อนเล็กๆ ดูล้ายๆ รอยคลื่นหรือเกล็ดปลาสีขาวๆ เหมือนละลอกคลื่น ส่วนมากจะเกิดในขณะที่อากาศไหลสอบเข้าหากัน (Convergence) ส่วนประกอบของเมฆจะประกอบด้วยเม็ดละอองน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง หรือประกอบด้วยเกล็ดของน้ำแข็ง (Ice crystals) เล็กๆ หรือส่วนผสมของทั้งสองอย่าง

9. เมฆที่ก่อตัวในทางตั้งอย่างรุนแรง (Extensive vertical development)

ที่สำคัญมี 2 ชนิดคือ TCU และ CB ความสูงของฐานจะอยู่ในระดับของ Low clouds ยอดจะสูงถึงระดับของเมฆชั้นสูง

9.1 Towering Cumulus (TCU) เมฆ TCU คือเมฆ CU ที่อยู่รวมกันหลายๆ ก้อนมีการไหลขึ้นของกระแสอากาศในทางตั้งมากกว่าเมฆ CU ก้อนเดียว มีลักษณะเป็นหอคอย สีขาว เมื่อต้องแสงแดด ภายในจะมีกระแสอากาศปั่นป่วน น้ำแข็งเกาะเครื่องบิน และมีพายุฟ้าคะนองเกิดขึ้นด้วย

9.2 Cumulonimbus (CB) เป็นเมฆก้อนใหญ่ เจริญเติบโตมาจาก CU แต่กระจายสูงขึ้นไปนับแต่ส่วนล่างสุดผ่านระดับเมฆชั้นกลางและเมฆชั้นสูง

ในเขตร้อน (Tropic) ยอดของเมฆ CB อาจสูงถึงชั้นสูงสุดคือบริเวณ Tropopause หรือตอนล่างของบรรยากาศชั้น Stratosphere ส่วนยอดของเมฆ CB จะเป็นรูปทั่ง (Anvil)

เมฆ CB ประกอบด้วยหยดน้ำ ตอนบนจะเป็นผลึกน้ำแข็ง ภายในจะมีเม็ดฝนหรือละอองหิมะและลูกเห็บ ดังนั้นเมื่อมีเมฆ CB อากาศจะไม่ดีติดตามมาด้วยฟ้าแลบ ฟ้าร้อง ฟ้าผ่า มีพายุลูกเห็บหรือลมวงช้าง (Tornadoes) ฯลฯ เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบิน อัตรากระแสอากาศไหลขึ้นอาจสูงถึง 5,000 ฟุตต่อนาที และยังมีกระแสอากาศไหลลงอย่างรุนแรงมาก ปรากฏที่บริเวณที่มีน้ำฟ้าตกหนักกระแสอากาศปั่นป่วนและนอกจากนั้นยังเกิดไฟฟ้าสถิตอีกด้วย

10. เมฆชนิดพิเศษ (Special clouds types)

10.1 Altocumulus standing lenticular (ACSL) เมฆชนิดนี้จะเกิดเป็นหย่อมๆ มีรูปร่างคล้ายเลนส์ ส่วนใหญ่แล้วโปร่งแสง มีฐานอยู่ที่ระดับเดียวหรือมากกว่า มีการเปลี่ยนแปลงสภาพของเมฆอยู่ตลอดเวลาเมฆ ACSL จะเกิดขึ้นตรงส่วนยอดของคลื่น ซึ่งเกิดจากกระแสอากาศจมลง ดังนั้นเมฆนี้จะไม่เคลื่อนไปไหน แม้ว่าลมที่พัดจะแรงก็ตาม ไม่ควรบินผ่านเมฆ ACSL เนื่องจากเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างแรงด้วย



Alto cumulus standing lenticular

10.2 Rotor clouds (เมฆม้วน) เมฆม้วนจะเกิดขึ้นทางด้านหลังภูเขา เมฆม้วน จะดูคล้ายกับแนวของเมฆก้อนเล็กๆ ซึ่งจะมีแนวขนานกับภูเขา และจะปรากฏให้เห็นพร้อมกับมีกระแสอากาศปั่นป่วนเหมือน กับคลื่นของภูเขาด้วย (Mountain wave)



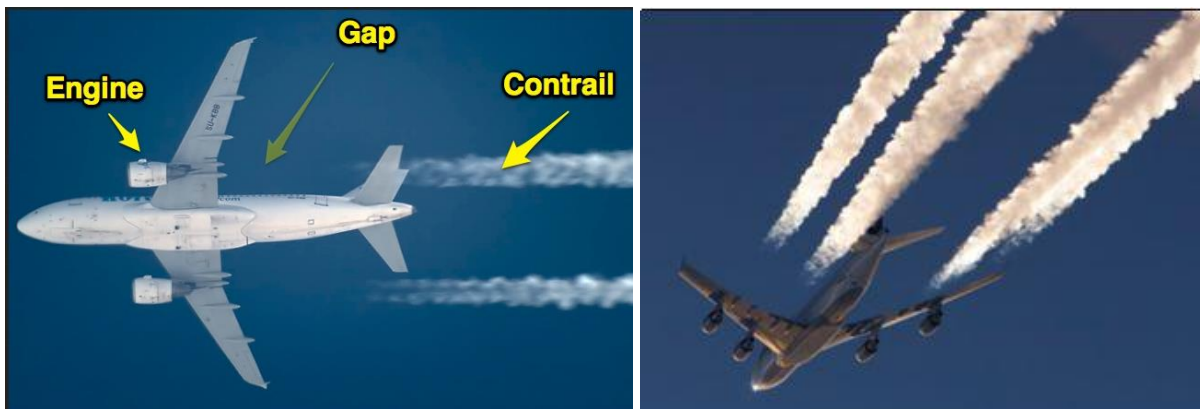
Rotor clouds or Wave clouds

10.3 Condensation trails (Contrails) Contrail คือทางเมฆที่เกิดขึ้นเมื่อเครื่องบิน บินไปถึงระดับที่มีความชื้นและความเย็นเพียงพอ ในเชิงกลยุทธ์ Contrail จะทำให้สามารถเห็นตำแหน่งของเครื่องบินของข้าศึกได้เป็นอย่างดี Contrail เกิดขึ้นได้ 2 วิธีคือ

10.3.1 Contrail ที่เกิดจากอากาศพลศาสตร์ (Aerodynamic contrail) เกิดจากการลดลงของความกดอากาศเมื่ออากาศไหลผ่านปีกของเครื่องบิน (Airfoil) ด้วยความเร็วสูง Contrails ที่เกิดจะมีลักษณะสั้นเป็นทางสีขาว และถ้าเปลี่ยนแปลงระดับบินเพียงเล็กน้อย หรือลดความเร็วของเครื่องบินลง Contrails ก็หายไ



10.3.2 Contrails ที่เกิดจากท่อไอเสียของเครื่องบิน (Engine exhaust contrails) เกิดจากไอน้ำที่พุ่งออกมาจากท่อไอเสียผ่านบรรยากาศที่เย็น แล้วเกิดการควบแน่นเป็นเกล็ดขาวๆ เป็นทางยาว ซึ่งส่วนมากจะเกิดในฤดูหนาวในเขต Arctic ที่หนาวเย็น Contrails จะเกิดใกล้ๆ กับผิวพื้นเสมอๆ การเปลี่ยนความสูง หรือเปลี่ยนกำลังของเครื่องยนต์ แนว Contrails จะหายไป



บทที่ 8

มวลอากาศ (Air Mass)

1. นิยาม

มวลอากาศหมายถึงอากาศที่ปกคลุมพื้นที่เป็นอาณาบริเวณกว้างใหญ่ไพศาลนับเป็นพันๆ ตารางไมล์มีคุณสมบัติทางกายภาพของอุณหภูมิและความชื้นในทางระดับคล้ายคลึงกันตลอดมวลอากาศนั้น คุณสมบัตินี้ถูกควบคุมโดยพื้นผิวภูมิประเทศที่มวลอากาศนั้นปกคลุมอยู่ เช่น ภูเขา, หุบเขา, ที่ราบหรือพื้นน้ำซึ่งมีคุณสมบัติในการดูดเก็บและคายความร้อนแตกต่างกัน มวลอากาศมีการเคลื่อนตัวจากแหล่งกำเนิดไปยังบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำกว่าเสมอพร้อมกับเปลี่ยนคุณสมบัติไปอย่างช้าๆ ขณะที่เคลื่อนตัวไปปกคลุมยังพื้นผิวแห่งใหม่

2. แหล่งกำเนิดของมวลอากาศ (Source region)

บริเวณหรือภูมิภาคที่ถูกปกคลุมด้วยมวลอากาศที่มีคุณสมบัติของอุณหภูมิและความชื้นเหมือนกันตลอดทั้งมวลนั้นเราเรียกว่า "แหล่งกำเนิดของมวลอากาศ" แหล่งกำเนิดที่เหมาะสมจะต้องมีพื้นผิวที่มีลักษณะเป็นแบบเดียวกันคือเป็นพื้นดินทั้งหมดหรือเป็นพื้นน้ำทั้งหมด อากาศควรจะค่อนข้างนิ่งไม่ค่อยมีการเคลื่อนไหวเพื่อให้เกิดระบบความกดอากาศสูง เช่นบริเวณความกดอากาศสูงใกล้โซนร้อน (Subtropical highs) บริเวณความกดอากาศสูงฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (Polar continental highs) ซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดของมวลอากาศที่สำคัญ คือ มวลอากาศเขตร้อนและมวลอากาศขั้วโลก

3. การจำแนกมวลอากาศ (Classification of air masses)

โดยทั่วไปแล้วจำแนกโดยใช้แหล่งกำเนิดของมวลอากาศนั้นเป็นพื้นฐาน แต่เมื่อใช้กับพื้นผิวโลกที่กว้างใหญ่ไพศาล เราไม่สามารถจะใช้ไปได้นานๆ เพราะคุณสมบัติของมวลอากาศนั้นจะเปลี่ยนแปลงไป เมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่ไปบนพื้นที่ที่ต่างกัน ดังนั้นแหล่งกำเนิดจึงเป็นเพียงประวัติความเป็นมาในอดีตของมวลอากาศเท่านั้น

อย่างไรก็ดีนักอุตุนิยมวิทยาได้จำแนกมวลอากาศต่างๆ ไปโดยอาศัยปัจจัยต่อไปนี้เป็นหลักเกณฑ์ประกอบ

1. แบ่งตามละติจูดของแหล่งกำเนิด (ทางภูมิศาสตร์) มวลอากาศที่ปกคลุมพื้นที่เหล่านี้จะมีอุณหภูมิคล้ายคลึงกัน ได้แก่

1.1 มวลอากาศแถบอาร์กติก (Arctic air mass : A) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิหนาวจัด

1.2 มวลอากาศขั้วโลก (Polar air mass : P) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิหนาวถึงเย็น

1.3 มวลอากาศเขตร้อน (Tropical air mass : T) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิอุ่นถึงร้อน

1.4 มวลอากาศเขตศูนย์สูตร (Equatorial air mass : E) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิร้อน

2. แบ่งตามความชื้นของแหล่งกำเนิดนั้นๆ มวลอากาศที่ปกคลุมพื้นภูมิประเทศต่างกันจะมีความชื้นต่างกัน

2.1 มวลอากาศฝ่ายมหาสมุทร (Maritime air mass : m) เป็นมวลอากาศที่มีแหล่งกำเนิดเหนือมหาสมุทรซึ่งจะมีความชื้นสูง

2.2 มวลอากาศฝ่ายทวีป (Continental air mass : c) เป็นมวลอากาศที่ก่อตัวอยู่บนทวีปหรือพื้นดิน จะมีคุณสมบัติค่อนข้างแห้ง

3. แบ่งตามหลักเทอร์โมไดนามิกส์

เป็นการแสดงให้เห็นความสัมพันธ์ของการถ่ายเทความร้อนระหว่างมวลอากาศนั้นกับผิวพื้นที่เคลื่อนที่ผ่าน ดังได้อธิบายรายละเอียดในเรื่องการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติของมวลอากาศโดยอุณหภูมิ

3.1 มวลอากาศเย็นกว่าผิวพื้นที่เคลื่อนที่ผ่านไป (Cold) กำหนดให้เป็น k

3.2 มวลอากาศร้อนกว่าผิวพื้นที่เคลื่อนที่ผ่านไป (Warm) กำหนดให้เป็น w

เนื่องจากมวลอากาศแบบ A นั้นเกิดขึ้นจากบริเวณที่เป็นหิมะและน้ำแข็งตลอด ดังนั้นจึงไม่แบ่งว่าเป็นประเภทมาจากน้ำหรือบนพื้นดิน ทำนองเดียวกันกับมวลอากาศแบบ E นั้นเกิดแถบศูนย์สูตร ซึ่งเป็นพื้นน้ำเป็นส่วนใหญ่ ดังนั้นมวลอากาศจึงสามารถจำแนกออกไปได้อีกคือ

A = มวลอากาศแถบอาร์กติก (Arctic air mass)

mP = มวลอากาศแถบขั้วโลกฝ่ายมหาสมุทร (Maritime Polar air mass)

cP = มวลอากาศแถบขั้วโลกฝ่ายทวีป (Continental Polar air mass)

mT = มวลอากาศเขตร้อนฝ่ายมหาสมุทร (Maritime Tropical air mass)

cT = มวลอากาศเขตร้อนฝ่ายทวีป (Continental Tropical air mass)

E = มวลอากาศแถบศูนย์สูตร (Equatorial air mass)

เมื่อมวลอากาศเหล่านี้เคลื่อนที่ไปยังผิวพื้นที่แตกต่างกันจะได้มวลอากาศที่มีคุณสมบัติ ดังต่อไปนี้

mTk mTw

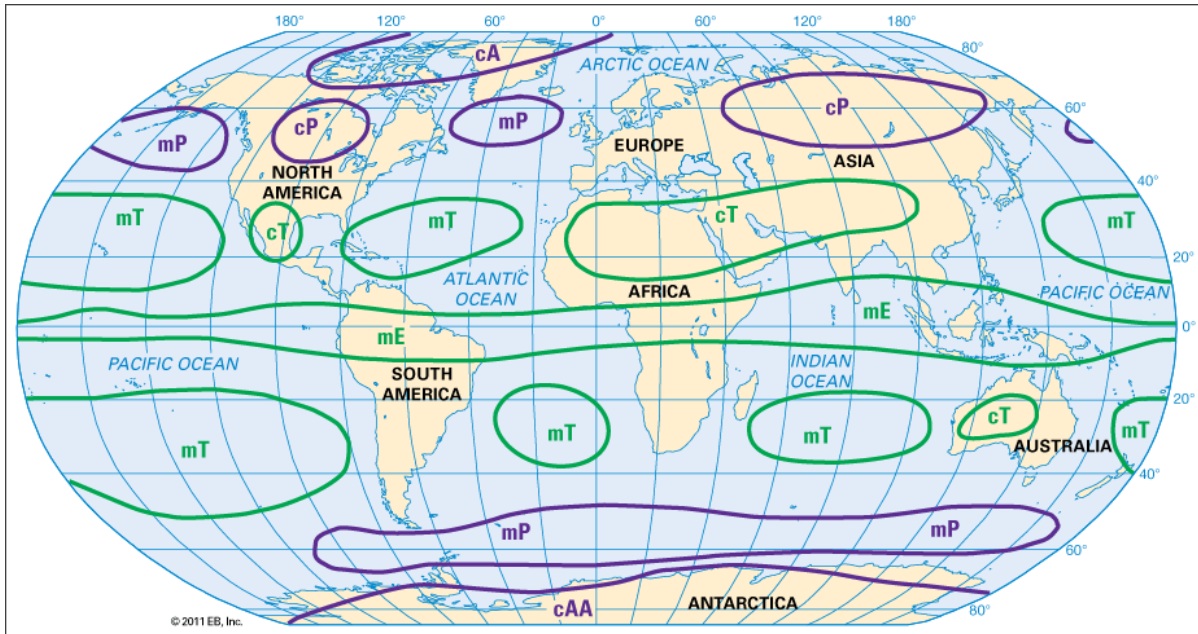
cTk cTw

mPk mPw

cPk cPw

ตัวอย่างเช่น mPk หมายถึงมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรแถบขั้วโลกที่เย็นกว่าผิวพื้นที่มวลอากาศเคลื่อนที่ผ่านไป อาจเคลื่อนไปทางศูนย์สูตรหรือเคลื่อนไปบนผิวพื้นที่ร้อนกว่าก็ได้แต่ในทางตรงข้าม ถ้ามวลอากาศจากแหล่งเดียวกันนี้เคลื่อนไปทางขั้วโลกซึ่งเป็นผิวพื้นที่เย็นกว่า มวลอากาศนั้นก็จะเป็นอุ่นกว่าผิวพื้นที่อยู่ข้างล่าง เราจึงต้องเติม w ไปไว้ข้างหลัง เป็น mPw

ขอให้สังเกตว่าสัญลักษณ์ k และ w นั้นไม่ได้หมายถึงอุณหภูมิของมวลอากาศจริงๆ แต่เป็นอุณหภูมิที่แตกต่างกันระหว่างมวลอากาศนั้นๆ กับผิวพื้นที่รองรับ มวลอากาศเย็นอาจใช้ w ก็ได้ถ้าอุณหภูมิของมวลอากาศดังกล่าวยังสูงกว่าผิวพื้นที่ข้างล่างที่เย็นกว่าขณะที่มวลอากาศนั้นเคลื่อนที่ผ่าน โดยทั่วไปแล้วคุณสมบัติของมวลอากาศจะเปลี่ยนไปอย่างช้าๆ เช่นมวลอากาศขั้วโลกแผ่ลงมาในเขตร้อนแล้วปกคลุมอยู่บริเวณนั้น มวลอากาศดังกล่าวต้องค่อยๆ เปลี่ยนเป็นร้อนขึ้นอย่างช้าๆ ก่อนที่จะกลายเป็นมวลอากาศเขตร้อน



รูปที่ 1

4. แหล่งกำเนิดและคุณสมบัติของมวลอากาศ

4.1 แหล่งกำเนิดมวลอากาศแถบอาร์กติก (Arctic air mass : A)

มีลักษณะอากาศแห้งอยู่เบื้องบน อากาศเย็น และมีการทรงตัวดีในระดับต่ำๆ เนื่องจากปกคลุมด้วยหิมะ, น้ำแข็ง และบริเวณความกดอากาศสูง ลมพัดอ่อน ดวงอาทิตย์ขึ้นพื้นขอบฟ้าเป็นบางวันและลับขอบฟ้าเป็นจำนวนมากในฤดูหนาว มวลอากาศจึงมีโอกาสสัมผัสกับผิวพื้นที่อยู่เบื้องล่างเป็นเวลานาน ส่วนในฤดูร้อนนั้น อุณหภูมิที่ผิวพื้นยังคงต่ำอยู่ และพื้นที่ที่ถูกล้อมรอบด้วยอากาศอุ่นโดยเฉพาะบริเวณที่รอบข้างเป็นภาคพื้นทวีป ดังนั้นมวลอากาศส่วนใหญ่จึงถูกขังอยู่ ความชื้นสัมพัทธ์มีค่าสูงทำให้เกิดหมอกและเมฆแผ่นปกคลุมอยู่ทั่วไป

4.2 แหล่งกำเนิดมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (Continental polar air mass : cP)

โดยทั่วไปแถบนี้พื้นดินปกคลุมด้วยหิมะและน้ำแข็ง มีบริเวณความกดอากาศสูงที่มาจากขั้วโลก เคลื่อนตัวมาปกคลุม อากาศมีการทรงตัวดี มีความชื้นน้อย เนื่องจากบริเวณนี้มีพื้นน้ำเป็นส่วนน้อยบริเวณที่เกิดมวลอากาศแบบนี้ ได้แก่ ไซบีเรีย (Siberian high) ปกคลุมอยู่แถบยูเรเชีย, ในอเมริกาเหนือแถบอลาสก้า และแคนาดาตะวันตกถึงด้านตะวันออกของเทือกเขาร็อกกี (Canadian high) ซึ่งเป็นมวลอากาศที่มีขนาดเล็กกว่าบริเวณไซบีเรีย ส่วนในซีกโลกใต้นั้น มวลอากาศชนิดนี้ไม่ค่อยมีความสำคัญ เพราะพื้นที่ส่วนใหญ่ประกอบด้วยพื้นน้ำ

4.3 แหล่งกำเนิดของมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรแถบขั้วโลก (Maritime polar air mass : mP)

ได้แก่บริเวณทะเลเปิด และไม่มีน้ำแข็งแถบละติจูด 60 องศาเหนือและใต้ บางครั้งมวลอากาศแถบอาร์กติกและมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลกซึ่งมีอุณหภูมิต่ำ และมีความชื้นน้อย เคลื่อนตัวผ่านกระแสน้ำเย็นมายังน่านน้ำในบริเวณนี้ซึ่งอุ่นกว่า มวลอากาศจึงเปลี่ยนคุณสมบัติอย่างรวดเร็ว เป็นการนำเอาความร้อน และความชื้นขึ้นไปได้ถึงระดับสูงๆ ซึ่งบริเวณดังกล่าวนี้ เป็นบริเวณที่มีพายุเกิดขึ้นบ่อยได้

4.4 แหล่งกำเนิดของมวลอากาศฝ่ายทวีปเขตร้อน (Continental tropical air mass : cT)

ครอบคลุมพื้นที่บริเวณละติจูด 25 องศาเหนือและใต้ เช่นทวีปแอฟริกาตอนเหนือ ด้านตะวันตกของออสเตรเลีย ตอนกลางของอเมริกาใต้ พื้นที่ส่วนใหญ่เป็นแผ่นดินแห้งแล้งมาก กระแสลมมีกำลังอ่อน ปกคลุมด้วยระบบการหมุนเวียนแบบ Anticyclone อากาศจึงจมลงในระดับข้างบน อากาศค่อนข้างแห้งโดยตลอดจนถึงระดับสูงๆ ฝนไม่ค่อยตก มวลอากาศนี้มักจะมาจากทะเลทราย เช่น มาจากทะเลทรายสะฮารา (Sahara), การาฮารี (Karahari) ในทวีปแอฟริกา ทะเลทรายอาราเบียน (Arabian) ในประเทศอียิปต์ เป็นมวลอากาศที่แห้งและร้อน

4.5 แหล่งกำเนิดของมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรเขตร้อน (Maritime tropical air mass : mT)

เกิดจากมหาสมุทรในเขตร้อนปกคลุมด้วยบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical high) ตลอดเวลา โดยที่ด้านตะวันออกของบริเวณความกดอากาศสูงนี้มีลักษณะของการจมตัวอย่างสม่ำเสมอ จากการจมตัวลง ณ ระดับที่มีชั้นอุณหภูมิลึกประมาณ 1,500-3,000 ฟุต เช่น เหนือผิวน้ำด้านตะวันตกของแอฟริกาเหนือ, ด้านตะวันตกของรัฐแคลิฟอร์เนีย และความชื้นสัมพัทธ์บริเวณย่านนี้จะต่ำมาก ประมาณ 20-30 % เท่านั้น

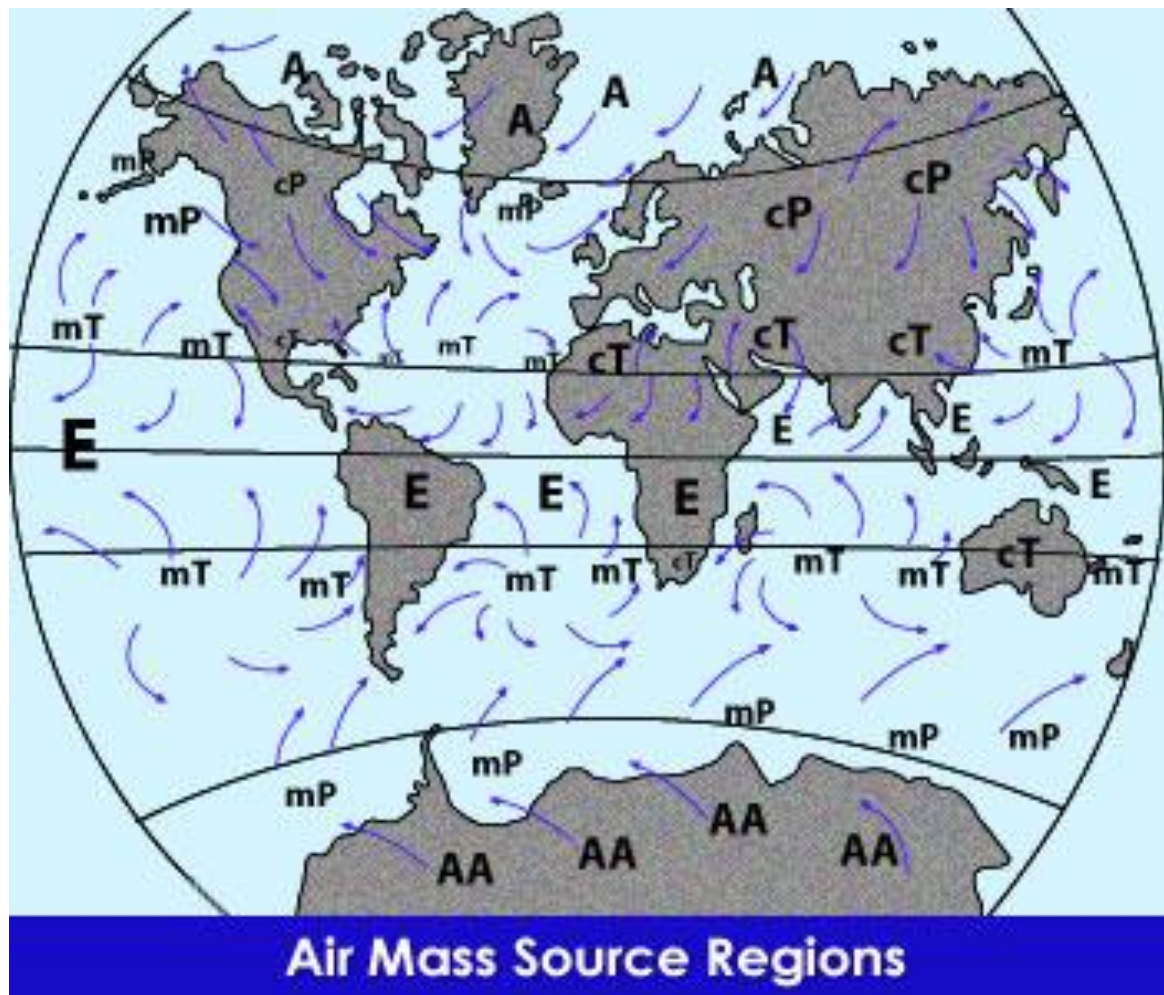
ส่วนด้านตะวันตกของบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อนนี้ โดยเฉลี่ยจะมีการลอยตัวขึ้นเพียงเล็กน้อย มีอัตราการลดอุณหภูมิตามส่วนสูงค่อนข้างชันมาก และการเคลื่อนตัวของอากาศในทางตั้งมีมาก ยังผลให้ความชื้นที่ได้รับจากมหาสมุทรถูกดูดซึมขึ้นไปในระดับสูงได้

มวลอากาศชนิดนี้มักจะเกิดขึ้นตลอดทั้งปีตามละติจูดต่างๆ มีอุณหภูมิสูงและปริมาณความชื้นทางด้านตะวันตกจะมากกว่าด้านตะวันออก

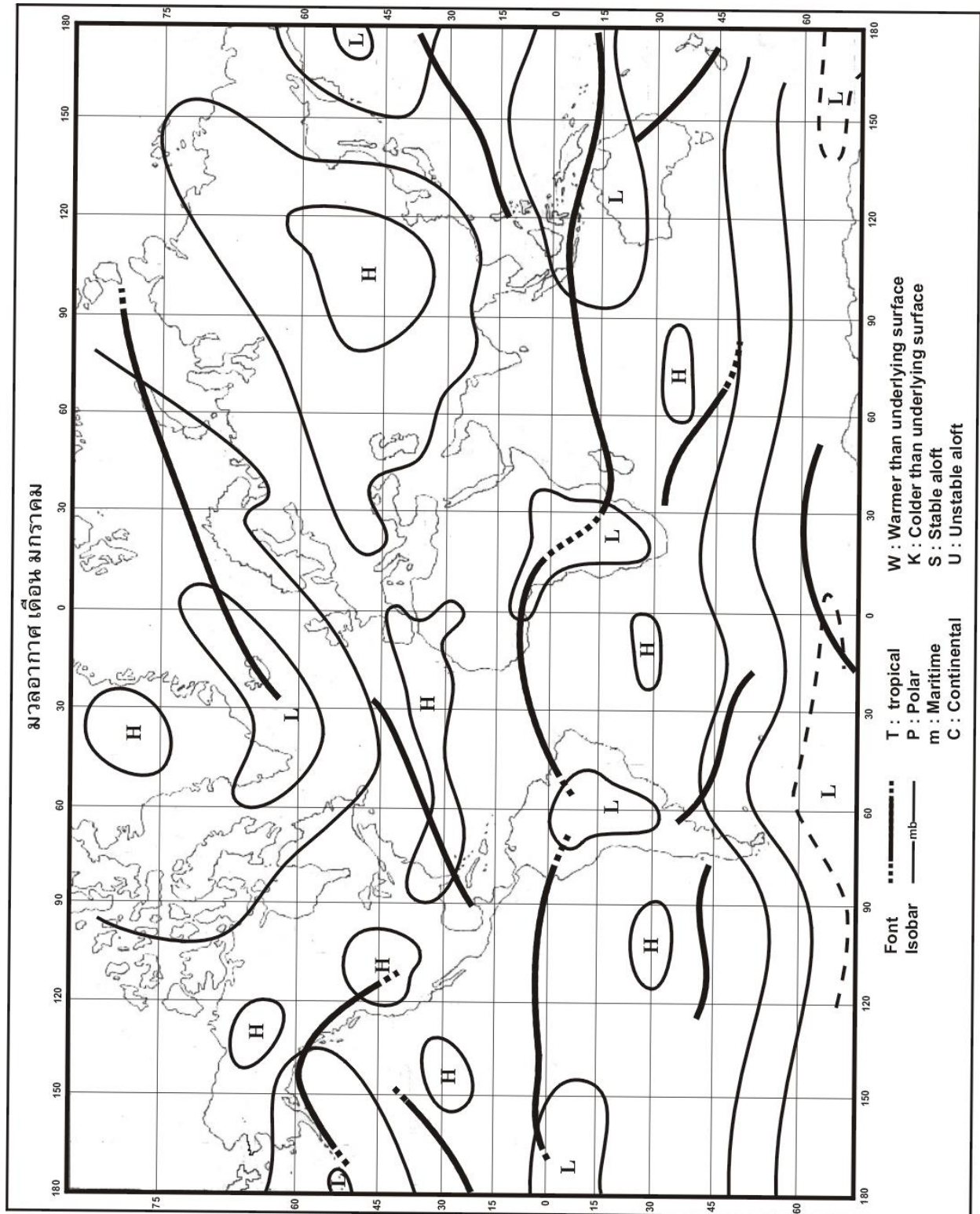
ขณะที่มวลอากาศชนิดนี้เคลื่อนตัวผ่านพื้นดินที่มีอุณหภูมิสูงกว่า จะทำให้เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้งเป็นผลทำให้เกิดเมฆก้อนในตอนบ่ายๆ และถ้าหากในระดับที่มีความชื้นสูงมากๆ จะทำให้เกิดเมฆ CB แต่ในเวลากลางคืนพื้นดินเย็นลงทำให้อากาศเหนือพื้นดินนั้นเย็นลงตามไปด้วย จะเกิดหมอกหรือเมฆ ST ในตอนเช้าตรูแล้วจะสลายตัวไปเมื่อได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์

4.6 แหล่งกำเนิดของมวลอากาศแถบศูนย์สูตร (Equatorial air mass : E)

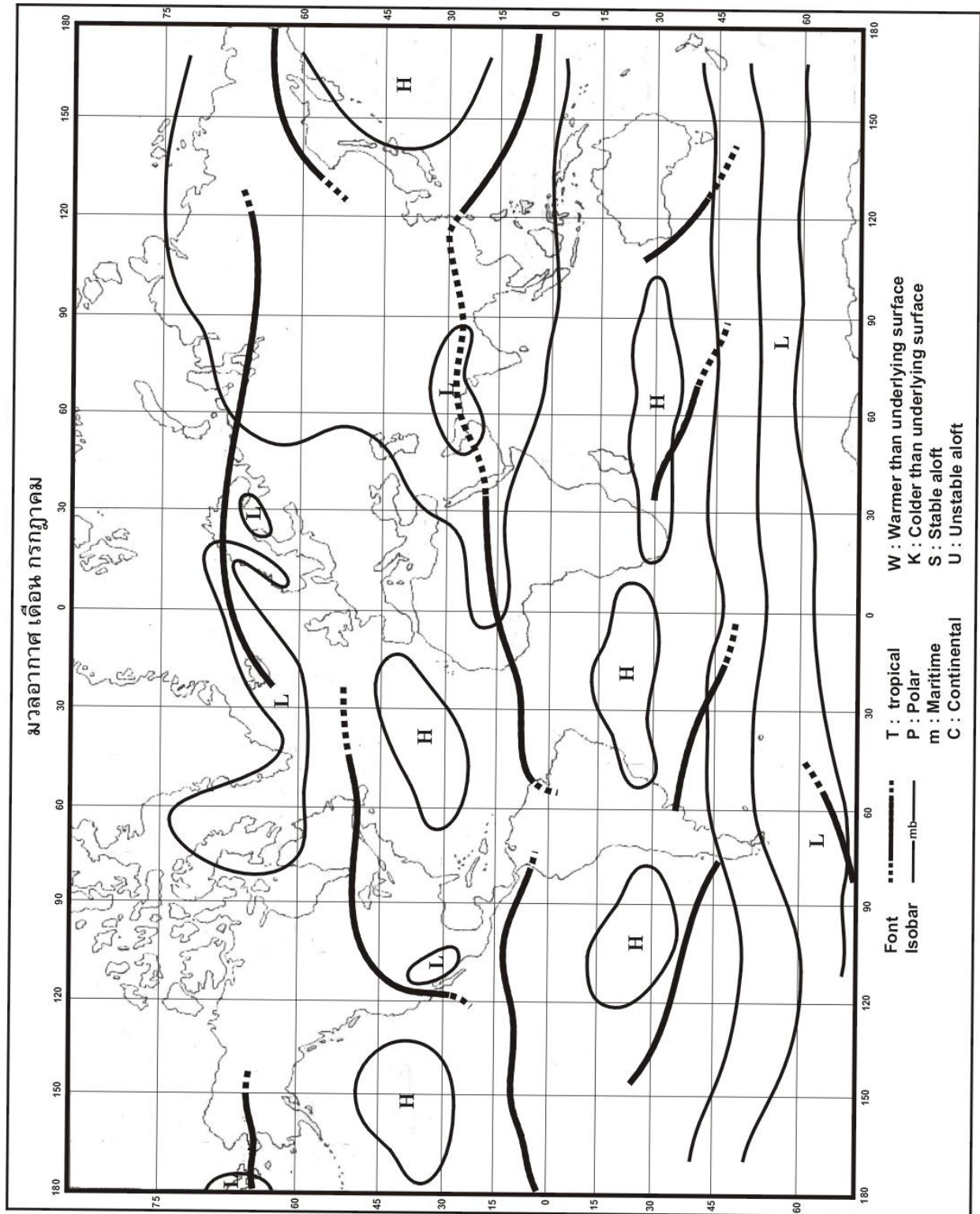
อยู่ถัดจากบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อนไปทางเส้นศูนย์สูตร ได้แก่ พื้นที่บริเวณละติจูด 10 องศาเหนือและใต้ ลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือไปพบกับลมค้าตะวันออกเฉียงใต้ บริเวณที่กระแสลมพัดสอบเข้าหากันนี้มีการลอยตัวขึ้นทั่วๆ ไป อัตราการลดอุณหภูมิตามส่วนสูงค่อนข้างชัน การพาความร้อนและความชื้นขึ้นไปในระดับสูงๆ มีมากทำให้เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นทางตั้ง, พายุฟ้าคะนอง และฝนตกหนักมักเกิดขึ้นเป็นประจำ



รูปที่ 2



รูปที่ 3



รูปที่ 4

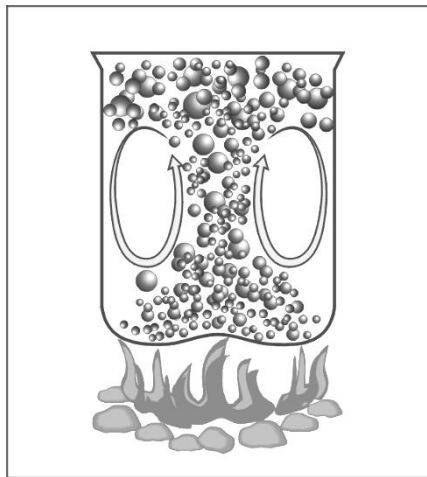
5. การเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติของมวลอากาศ

เมื่อมวลอากาศเคลื่อนออกจากแหล่งกำเนิด อันเนื่องมาจากระบบการหมุนเวียนทั่วไป มวลอากาศจะเริ่มเปลี่ยนแปลงโครงสร้างหรือคุณสมบัติไม่เพียงแต่อุณหภูมิและความชื้นเท่านั้น แต่จะทำให้การทรงตัวของอากาศในทางดิ่งเปลี่ยนแปลงด้วย ปัจจัยหรือขบวนการที่มีอิทธิพลทำให้มวลอากาศเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติมีดังนี้

5.1 อุณหภูมิ (Temperature)

การเปลี่ยนแปลงตามขบวนการเทอร์โมไดนามิกส์ (Thermodynamics) นั้นขึ้นอยู่กับความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของมวลอากาศ กับอุณหภูมิของผิวพื้นที่รองรับ

5.1.1 การร้อนขึ้นจากเบื้องล่าง ถ้ามวลอากาศเคลื่อนไปปกคลุมผิวพื้นที่ร้อนกว่า อากาศใกล้ผิวพื้นถูกทำให้ร้อนขึ้น พลังงานความร้อนจะไหลจากพื้นดินขึ้นไปสู่อากาศ กระแสอากาศที่ไหลขึ้นในทางตั้งจะพัฒนาเอาความร้อนไปยังระดับที่สูงขึ้น ผลที่ได้รับคือมวลอากาศจะค่อยๆ เปลี่ยนสถานะเป็นมีการทรงตัว ไม่ดีในทางตั้ง (Unstable) ตัวอย่างเช่น การต้มน้ำบนเตาไฟ ในรูป 5 น้ำจะค่อยๆ เสียการทรงตัวและเริ่มเดือด การบินในสภาพอากาศแบบนี้จะตกหลุมอากาศ (Bumpy) อันเนื่องมาจากความร้อนหรือกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้งจากพื้นดิน ดังนั้นเครื่องบินควรจะบินเหนือระดับของการร้อนขึ้นจากพื้นดิน



รูป 5

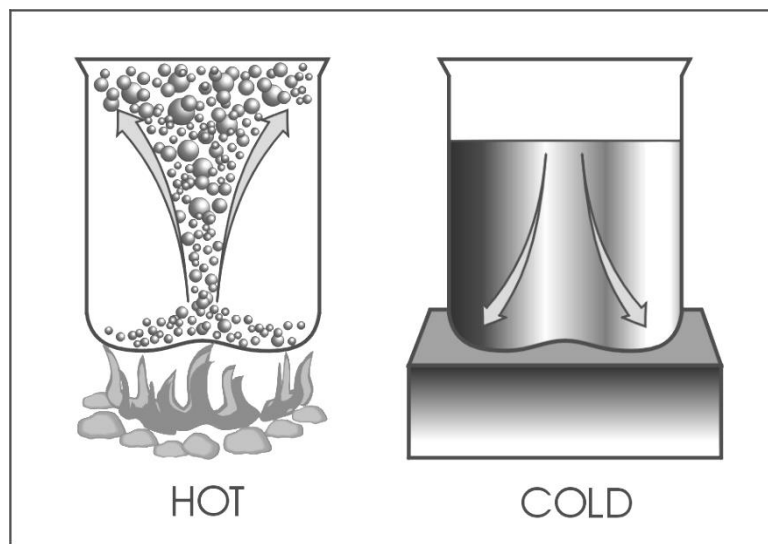
ในช่วงที่เป็นฤดูร้อน น้ำจากมหาสมุทรจะเก็บพลังงานความร้อนได้อย่างมหาศาล อุณหภูมิของน้ำจะเปลี่ยนช้ากว่าอุณหภูมิของผิวดินมาก ดังนั้นในฤดูหนาวการลดอุณหภูมิเหนือผิวน้ำจะน้อยกว่าพื้นดินที่อยู่ใกล้ๆ กันนั้นมาก จึงทำให้ผิวน้ำร้อนกว่าพื้นดิน

สรุป มวลอากาศแบบนี้เย็นกว่าผิวพื้นด้านล่าง เรียกว่า Cold air mass (k)

- อากาศจะถูกทำให้ร้อนขึ้นจากเบื้องล่าง เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้ง
- กระแสอากาศปั่นป่วนสูงถึง 10,000 ฟุต
- การทรงตัวไม่ดีในระดับต่ำ
- ลักษณะอากาศ มีเมฆก้อนและเมฆ CB, ฝนชุก (Rain shower), พายุฟ้าคะนอง และลูกเห็บ
- ทิศนวิสัยดียกเว้นในฝน, พายุฝนฟ้าคะนอง, พายุหิมะ หรือพายุทราย

5.1.2 การเย็นลงจากเบื้องล่าง

ถ้ามวลอากาศเคลื่อนไปปกคลุมพื้นผิวที่เย็นกว่ามวลอากาศนั้น พลังงานความร้อนจะถ่ายเทจากอากาศลงสู่พื้นดิน มวลอากาศใกล้ๆ กับผิวพื้นถูกทำให้เย็นลง ดังนั้นมวลอากาศในระดับต่างๆ จึงมีคุณสมบัติหนาแน่นมากกว่าอากาศเบื้องบน เป็นการลดการลอยตัวของอากาศ ในขณะที่เดียวกันอากาศจะมีการจมตัวลงมาด้วย เป็นการทำให้มวลอากาศทรงตัวดีขึ้น (Stable) เมื่ออากาศจมตัวลงแล้วยังแผ่กระจายออกทางด้านข้างด้วยเป็นผลจากน้ำหนักของอากาศนั้น (Subsidence) ดังตัวอย่างที่กลับกันกับการต้มน้ำ รูป 6 เปรียบเทียบที่ใส่น้ำที่เดือดมาวางลงบนก้อนน้ำแข็ง ขณะที่น้ำถูกทำให้เย็นลงจากเบื้องล่างมันจะหยุดเดือด (การไหลขึ้น) และเริ่มมีการทรงตัวดีขึ้น ดังรูป การทำให้เย็นลงจากข้างล่างนี้มีผลทำให้อากาศที่อยู่ติดกับผิวพื้นเย็นลง ในที่สุดอากาศที่อยู่ใกล้ผิวพื้นโลกอาจเย็นลงต่ำกว่าจุดน้ำค้าง กรณีเช่นนี้จะเกิดเป็นหมอกหรืออาจเกิดฝนละอองได้ อากาศที่อยู่เหนือชั้นอุณหภูมิกลับ (Inversion temperature) ส่วนใหญ่จะไม่มีผลกระทบเพียงแต่จะเย็นลงอย่างช้าๆ ด้วยการแผ่รังสีออกเท่านั้น



รูป 6

สรุป มวลอากาศแบบนี้ร้อนกว่าผิวพื้นด้านล่าง เรียกว่า Warm air mass (w)

- อากาศจะถูกทำให้เย็นลงจากเบื้องล่าง
- อากาศเรียบเหนือระดับแรงเสียดทาน
- มีการทรงตัวดีในระดับต่ำ
- ลักษณะอากาศ มีเมฆแผ่น หมอกและฝนละออง
- ทัศนวิสัย เลว โดยเฉพาะย่านอุตสาหกรรม และเขตชุมชน เนื่องจากเขม่าควันในระดับต่ำกว่า 1,000

ฟุต ลงมา

5.2 ความชื้น (Moisture)

การเปลี่ยนแปลงจำนวนและอัตราความชื้นขึ้นอยู่กับความแตกต่างของอุณหภูมิของมวลอากาศและอุณหภูมิของผิวพื้นที่รองรับ

5.2.1 การเพิ่มความชื้น การเพิ่มความชื้นให้กับมวลอากาศในระดับต่างๆ นี้ได้มาจาก

5.2.1.1 การระเหยจากผิวพื้นต่างๆ เช่น มหาสมุทรซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดของความชื้นที่สำคัญที่สุด, ทะเลสาบ, พื้นดินที่ชื้นแฉะหรือถูกปกคลุมด้วย หิมะและน้ำแข็ง

5.2.1.2 เมื่ออากาศเสียการทรงตัว (Decrease stability) ทำให้อากาศมีความหนาแน่นน้อยลง อากาศขึ้นจะมีความหนาแน่นน้อยกว่าและเบากว่าอากาศแห้ง (รายละเอียดในบทที่ 2 เรื่อง Moisture)

5.2.2 การลดปริมาณความชื้น

การลดจำนวนความชื้นออกจากมวลอากาศในระดับต่างๆ ได้มาโดย

5.2.2.1 การกลั่นตัวและการเกิดน้ำฟ้า

5.2.2.2 เมื่ออากาศมีการทรงตัวดีขึ้น (Increase stability) ทำให้อากาศมีความหนาแน่น มากขึ้น และมีความชื้นน้อยลง

5.2.3 ระยะเวลาในการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติของมวลอากาศ

5.2.3.1 การที่มวลอากาศจากทวีปเคลื่อนไปปกคลุมเหนือ่านน้ำจะใช้เวลาประมาณ 48 ชม. ในการเปลี่ยนคุณสมบัติเป็นมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทร

5.2.3.2 การที่มวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรเคลื่อนไปปกคลุมบนพื้นทวีป จะใช้เวลาในการเปลี่ยนคุณสมบัติ เป็นมวลอากาศฝ่ายทวีป ประมาณ 5-7 วัน

5.3 ลักษณะภูมิประเทศ (Topography)

การเปลี่ยนแปลงต่างๆ ของภูมิประเทศ มีผลต่อการเปลี่ยนคุณสมบัติของมวลอากาศ เช่น

5.3.1 ภูเขา การเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติ ของมวลอากาศจะมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับความสัมพันธ์ระหว่างทิศทางการวางตัวและความสูงของแนวเทือกเขากับทิศทางการเคลื่อนตัวเข้ามาของมวลอากาศ

5.3.1.1 ด้านหน้าภูเขา (Windward side)

ก. ความชื้นในอากาศจะถูกลดจำนวนลง เนื่องจากเกิดน้ำฟ้า เช่น มวลอากาศที่มีความชื้นมากเมื่อเคลื่อนตัวขึ้นตามลาดเขาด้านหน้า ความชื้นในมวลอากาศนั้นจะลดลง เมื่อเกิดการกลั่นตัวเป็นน้ำฟ้า

ข. การทรงตัวของอากาศไม่ดี (Unstable) เนื่องจากการยกตัวตามลาดเขา (Orographic lifting) แม้ว่าความชื้นจะลดลงระหว่างที่เกิดการกลั่นตัว ความร้อนถูกปล่อยออกมาด้วย เช่น ความร้อนแฝง เนื่องจากการกลั่นตัว การยกขึ้นนี้เป็นผลเนื่องมาจากอากาศถูกทำให้ร้อนจากเบื้องล่างด้วย

5.3.1.2 ด้านหลังภูเขา (Leeward side)

ก. อากาศจะร้อนกว่า, แห้งกว่า ด้านหน้าภูเขา ความชื้นสูญเสียไปตั้งแต่ด้านหน้าภูเขาแล้ว เมื่ออากาศเคลื่อนตัวมาถึงด้านหลังภูเขาจะร้อนขึ้นด้วยขบวนการอะเดียเบติก และปฏิกิริยาจากการอัดตัวของอากาศ (Compression)

ข. การทรงตัวของอากาศจะดีขึ้นเนื่องจากการจมตัวลง ในกรณีที่มวลอากาศเคลื่อนตัวขนานกับเทือกเขาจะสูญเสียคุณสมบัติไปบ้างเล็กน้อยเท่านั้น

5.3.2 ทะเลสาบ หรือมหาสมุทร (ที่ไม่แข็งตัว) ผลของการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติโดยทั่วไปแล้วสามารถตรวจสอบได้จากด้านหลังลมของทะเลสาบนั้นๆ

5.3.2.1 เมื่อไซโคลนเคลื่อนตัวข้ามทะเลสาบ ยังผลให้มีการรวมตัวของกระแสอากาศ และเกิดการก่อตัวของเมฆในแนวตั้งอย่างรุนแรง

5.3.2.2 เมฆที่เกิดขึ้นจะหนาประมาณ 5,000-6,000 ฟุต ซึ่งจะทำให้เกิดฝนหรือหิมะตกได้บริเวณ ทะเลสาบ หรือชายฝั่งใกล้เคียง

5.3.2.3 เมฆ SC จะปกคลุมอยู่เป็นแนวยาวหลายร้อยไมล์ทางท้ายลม (Downwind)

5.3.3 มหาสมุทร การเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติจะเกิดมากที่สุดเมื่อมวลอากาศเคลื่อนตัวไปปกคลุมเหนือ มหาสมุทร

5.3.3.1 การเคลื่อนตัวของมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (cP) ไปยังน่านน้ำแถบ ขั้วโลก ความชื้น และอุณหภูมิจะเปลี่ยนไปอย่างมาก

ในฤดูหนาว

พื้นดินจะเย็นกว่าน่านน้ำในมหาสมุทร ดังนั้นอากาศจากพื้นดินจะถูกทำให้ร้อนขึ้นจากเบื้องล่าง ขณะที่มันเคลื่อนตัวมาปกคลุมเหนือน่านน้ำ ทำให้มวลอากาศนั้นไม่มีการทรงตัวในระดับต่ำๆ ความชื้นเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วเนื่องจากการไหลขึ้นของอากาศในทางตั้ง

ในฤดูร้อน

พื้นดินจะร้อนกว่าน่านน้ำในมหาสมุทร ดังนั้นมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลกจะถูกทำให้เย็นลงจากเบื้องล่าง ทำให้อากาศมีการทรงตัวดีในระดับต่ำ

5.3.3.2 การเคลื่อนตัวของมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรเขตร้อน (mT) ไปยังน่านน้ำแถบขั้วโลก

ก. การเปลี่ยนแปลงความชื้นจะมีไม่มากนัก เพราะเป็นน่านน้ำเหมือนกัน

ข. การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมินั้นสำคัญมาก มวลอากาศถูกทำให้เย็นลงจากเบื้องล่างทำให้มันมีการทรงตัวดีในระดับต่ำระยะเวลาที่มวลอากาศปกคลุมเหนือมหาสมุทรนานเท่าไร คุณสมบัติแบบน่านน้ำก็จะมีมากขึ้นเท่านั้น

5.3.4 พื้นดิน (Land) การเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติจะมากเมื่อมวลอากาศแถบน่านน้ำเคลื่อนเข้ามาปกคลุมบนภาคพื้นทวีป

5.3.4.1 การเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติของมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรแถบขั้วโลก (mP) เคลื่อนตัวเข้ามาในภาคพื้นทวีป

ก. ภูมิประเทศยิ่งสูงมาก การเปลี่ยนแปลงก็มากตามไปด้วย

ข. การเปลี่ยนแปลงจากมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรแถบขั้วโลก (mP) มาเป็นมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (cP) ใช้เวลาอย่างน้อย 5-7 วัน

ค. ในสหรัฐอเมริกา มวลอากาศแบบ mP นี้ แทบจะไม่สามารถเคลื่อนหรือพัดข้ามเทือกเขาร็อกกีเข้าไปสู่ที่ราบลุ่มด้านหลังเทือกเขานี้ได้

ง. ในทวีปยุโรป มวลอากาศแบบ mP นี้ สามารถเคลื่อนผ่านทวีปยุโรป ผ่านไปถึงประเทศรัสเซียได้ โดยที่ยังสามารถรักษาคงสมบัติของมวลอากาศเดิมไว้ได้คือ ยังคงเป็นแบบ mP เนื่องจากไม่มีภูเขาที่จะกั้นขวางทำให้มวลอากาศนั้นเปลี่ยนคุณสมบัติเป็นแห้ง หรือลดความชื้นลงได้

5.3.4.2 การเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติของมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรเขตร้อน (mT) เมื่อเคลื่อนเข้ามาปกคลุมในภาคพื้นทวีป

ก. ความชื้นต้องมีมากพอจึงจะทำให้ฝนตกในเขตภาคพื้นทวีปทางตอนในได้

ข. มวลอากาศจะเปลี่ยนเป็นแห้งขึ้นเมื่อเคลื่อนเข้ามาในภาคพื้นทวีปทางตอนในโดยตรง

5.4 การทรงตัวของมวลอากาศในระดับบน (Trajectory) ขึ้นอยู่กับปัจจัยดังต่อไปนี้

5.4.1 คุณสมบัติของพื้นผิวที่กระทำต่อมวลอากาศนั้น ขณะที่มวลอากาศเคลื่อนที่ผ่าน

5.4.2 ถ้ามีแนวการเคลื่อนตัวเป็นแบบ ไซโคลนิก (Cyclonic trajectory) ทำให้มวลอากาศนั้นมีการทรงตัวไม่ดี และมีสภาพอากาศเพิ่มขึ้น

5.4.3 ถ้ามีแนวการเคลื่อนตัวเป็นแบบ แอนตี้ไซโคลนิก (Anticyclonic trajectory) ทำให้มวลอากาศนั้นมีการทรงตัวดี สภาพอากาศเกิดน้อยลง

6. คุณสมบัติของมวลอากาศในทวีปเอเชีย (Air-Masses properties over Asia)

6.1 มวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (Continental polar air-masses : cP)

ในฤดูหนาว เป็นมวลอากาศที่หนาวที่สุด ทั้งนี้เพราะว่าบริเวณทวีปเอเชียตั้งแต่ละติจูด 40 องศาเหนือขึ้นไปเป็นบริเวณที่ปกคลุมไปด้วยน้ำแข็งและภูเขาสูง ซึ่งผ่านทางตอนใต้ของเอเชีย รวมทั้งมวลอากาศอุ่นจากมหาสมุทรถูกกักกันไม่ให้พัดผ่านเอเชียตอนกลางทั้งหมดนี้ เป็นสิ่งทำให้เกิดมวลอากาศแบบ cP เป็นอย่างดี และขณะเดียวกันมวลอากาศมักจะอยู่ที่แหล่งต้นกำเนิดเป็นระยะเวลานานด้วย ลักษณะอากาศทางภาคตะวันออกของเอเชียถูกปกคลุมไปด้วยมวลอากาศ cP ตลอดฤดูหนาวหลังจากนั้นก็จะมีอิทธิพลปกคลุมไซบีเรีย จีน และเกาะญี่ปุ่น จนมีชื่อเรียกอีกอย่างหนึ่งว่ามวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลกจากไซบีเรีย (Continental polar Siberian air-masses : cPs) มวลอากาศนี้ทำให้เกิดฤดูหนาวขึ้นในทวีปเอเชีย และจะมีฝน หิมะ และลมกระโชกขึ้น

มวลอากาศ cP ที่มีกำลังพัดมาถึงแถบภูเขาหิมาลัย พม่า อินเดีย และประเทศไทย เป็นมวลอากาศที่เย็นและแห้งแล้ง ซึ่งทราบกันดีอยู่แล้วว่าเป็นมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ หรือเป็นฤดูหนาวในประเทศไทย ถ้าหากมวลอากาศแบบนี้พัดผ่านอากาศที่อุ่น และมีความชื้นอยู่เบื้องล่าง จะทำให้ได้รับความร้อนและความชื้นเพิ่มขึ้น จะทำให้เกิดหมอกหรือเมฆ ST โดยทั่วไป

ในฤดูร้อน แหล่งกำเนิดของอากาศจะเกิดขึ้นที่ละติจูด 50 องศาเหนือขึ้นไปโดยปกติแล้วบริเวณที่อากาศพัดผ่านจะเป็นหิมะ และน้ำแข็ง ดังนั้นมวลอากาศแบบนี้ในฤดูร้อนจะมีการทรงตัวดีเสียส่วนมาก

6.2 มวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรเขตร้อน (Maritime tropical air-masses : mT)

ในฤดูหนาว โดยทั่วไปแล้ว มวลอากาศ mT นี้จะปรากฏอยู่ทางภาคใต้ของมหาสมุทร และมีผลกระทบกระเทือนต่อภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้เป็นส่วนน้อย

ในฤดูร้อน เนื่องจากมีแหล่งกำเนิดมาจากมหาสมุทรแปซิฟิกตอนใต้ บางคนจึงเลยเรียกมวลอากาศนี้ว่า มวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรแถบโซนร้อนจากแปซิฟิก (Maritime tropical pacific air-masses : mTp) ซึ่งเป็นมวลอากาศที่ร้อนและชุ่มชื้น มีอิทธิพลต่อชายฝั่งประเทศจีน และญี่ปุ่น มีมวลอากาศอีกชนิดหนึ่งซึ่งเป็นแบบ mT เหมือนกัน แต่มาจากมหาสมุทรอินเดียตอนใต้ จึงมีชื่อเรียกว่า มวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรเขตร้อนจากมหาสมุทรอินเดียตอนใต้

(Maritime tropical south Indian air-masses : mTsi) ซึ่งมีอิทธิพลปกคลุมประเทศอินเดีย พม่า และไทย มวลอากาศนี้เองที่ทำให้เกิดฤดูฝนในประเทศไทย คุณสมบัติพอจะกล่าวย่อๆ ได้ดังนี้

- การทรงตัวไม่ดี (Unstable) เพราะอยู่ภายใต้อิทธิพลของการหมุนเวียนแบบทวนเข็มนาฬิกา และขึ้นอยู่เบื้องบนที่ต้ง (Cyclonic circulation)

- อากาศไม่ทรงตัวจะรุนแรงที่ผิวพื้น (Instability)
- มีความชื้นสูงมากขึ้นไปถึงระดับเบื้องบน
- มีเมฆก้อนและมีเมฆ CB อย่างหนาแน่น
- มีน้ำฟ้าที่เกิดจากการยกตัวของอากาศตามทางลาดของภูเขา

มวลอากาศ mT ที่ผ่านทวีปเอเชียตอนกลาง คุณสมบัติจะค่อยๆ กลายเป็นมวลอากาศ cT ซึ่งความชื้นจะลดน้อยลง

6.3 มวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรแถบขั้วโลก (Maritime polar air-masses : mP)

ในฤดูหนาว มวลอากาศ mP ที่มีผลกระทบกระเทือนต่อทวีปเอเชียมักเกิดขึ้นตามแถบมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ บางทีเรียกว่า มวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรแถบขั้วโลกจากแปซิฟิก (Maritime polar pacific air-masses : mPp) เนื่องจากกระแสอากาศเป็นลมตะวันตกหรือตะวันออกเฉียงเหนือ ดังนั้นอากาศจึงเย็นอยู่เบื้องล่าง ซึ่งเป็นลักษณะของอากาศที่มีการทรงตัวดี ลักษณะอากาศจึงเป็นลักษณะอากาศแบบแนวปะทะและมีเมฆมาก

ในฤดูร้อน มวลอากาศ mP นี้เดิมจะมีการทรงตัวดี แต่จะเปลี่ยนมาเป็นการทรงตัวไม่ดี เมื่อเคลื่อนที่ไปสู่บริเวณที่อุ่นกว่าแถบเอเชียตอนกลาง เนื่องจากกระแสของอากาศทำให้มวลอากาศนี้พัดผ่านฝั่งตะวันออกเฉียงเหนือของเอเชียจึงเป็นเหตุทำให้เกิดหมอกในบริเวณนั้น

6.4 มวลอากาศฝ่ายทวีปเขตร้อน (Continental tropical air-masses : cT)

โดยทั่วไปแล้ว มวลอากาศนี้จะผ่านทวีปเอเชียตลอดฤดูร้อน และในฤดูนี้แหล่งกำเนิดมักจะอยู่ที่เอเชียตอนกลางหรือเอเชียตะวันตกเฉียงใต้ มวลอากาศนี้มีอุณหภูมิสูง มีความชื้นน้อยอิทธิพลส่วนใหญ่ของมวลอากาศแบบนี้ก็คือ ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงประจำวันของอุณหภูมิอย่างมาก

6.5 มวลอากาศแถบศูนย์สูตร (Equatorial air-masses : E)

ในฤดูร้อน บริเวณอินเดีย พม่า ไทย จะอยู่ภายใต้อิทธิพลของมวลอากาศแบบนี้ทั้งนั้น เพราะเนื่องจากมรสุมในฤดูร้อน

ในฤดูหนาว มวลอากาศแบบนี้จะมีอิทธิพลบริเวณนอกฝั่งออกไปมวลอากาศนี้เป็นมวลอากาศที่อุ่นและมีความชื้นมาก และขยายสูงขึ้นไปสู่เบื้องบน โดยมากมักสูงกว่า 20,000 ฟุต ขึ้นไป อากาศเป็นลักษณะที่มีการทรงตัวไม่ดี จึงมีฝน พายุฟ้าคะนองลมกระโชกเกิดขึ้น

6.6 มวลอากาศมรสุม (Monsoon air-masses : M)

มวลอากาศนี้จะมีอิทธิพลต่อประเทศทางเอเชียตอนใต้ เช่น อินเดีย พม่า และไทย

ในฤดูร้อน บริเวณทวีปเอเชียจะได้รับมวลอากาศแบบ E หรือ mT พัดผ่านมหาสมุทรทางตะวันตกเฉียงใต้ ในเดือนกรกฎาคม ซึ่งเรียกว่า ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ลักษณะอากาศหน้านี้พอสรุปได้ดังนี้

- มีเมฆมาก มีฝน และฝนฟ้าคะนอง โดยเฉพาะอย่างยิ่งในตอนบ่ายๆ
- มีฝนตกติดต่อกันเป็นบริเวณกว้าง
- อุณหภูมิสูง
- ความชื้นมาก

ในฤดูหนาว ทวีปเอเชียจะได้รับมวลอากาศเย็น ในระหว่างเดือน มกราคม มวลอากาศนี้มาจากบริเวณความกดอากาศสูงแถบไซบีเรีย ซึ่งเรียกว่า ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ มวลอากาศจะผ่านบริเวณที่เป็นพื้นดิน จึงไม่มีแหล่งกำเนิดความชื้นลักษณะอากาศโดยทั่วไป อากาศดี แห้งแล้ง และเย็น

บทที่ 9

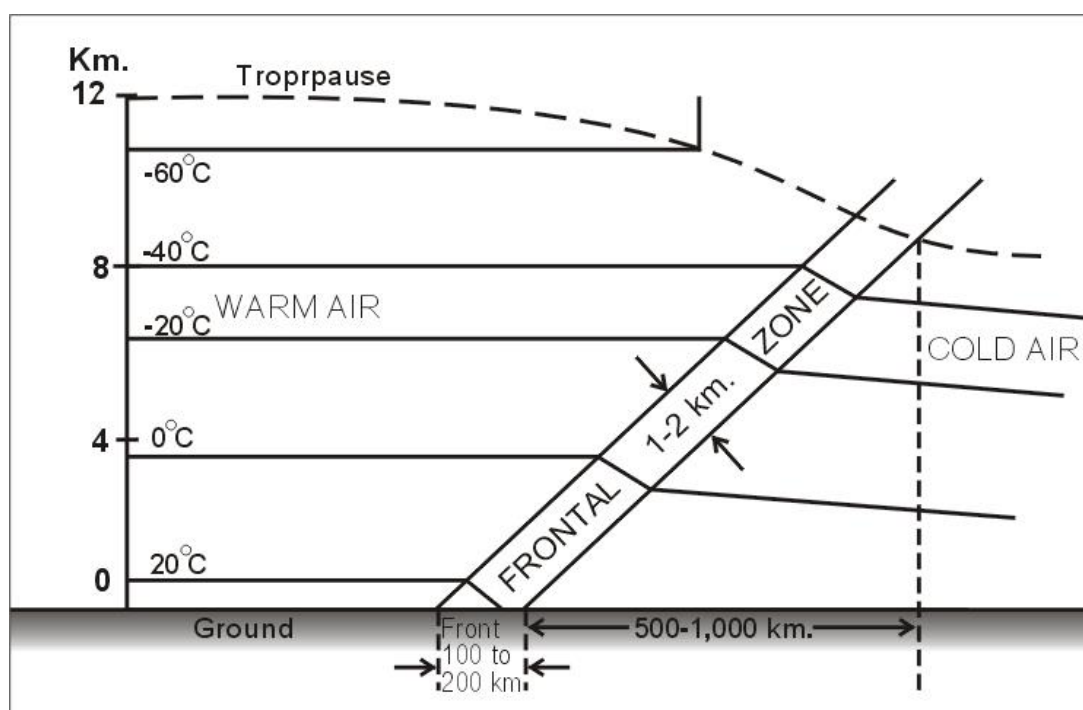
แนวปะทะอากาศ (Fronts)

ผู้ที่กล่าวได้ว่าเป็นบิดาของแนวปะทะอากาศโดยเป็นผู้คิดค้นทฤษฎีไว้เป็นหลักสำหรับใช้เป็นพื้นฐานในการพยากรณ์อากาศประจำวันตราบเท่าทุกวันนี้เป็นกลุ่มแรก และเริ่มใช้ในการพยากรณ์อากาศระหว่างปี ค.ศ.1920-1930 คือ ที. เบอเจรอน (T. Bergeron), เจ. เจริคเนส (J. Bjerknes) และ เอช. ซอล เบิร์ก (H. Solberg)

1. จำกัดความของแนวปะทะอากาศ

เมื่อมวลอากาศสองมวลซึ่งมีคุณสมบัติแตกต่างกัน เช่น อุณหภูมิ, ความหนาแน่น เคลื่อนที่มาพบกันและยังไม่มี การผสมคลุกเคล้าซึ่งกันและกันเกิดขึ้น แต่จะเกิดเป็นบริเวณแคบๆ ขึ้นระหว่างมวลอากาศทั้งสอง พร้อมทั้งเกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วของอุณหภูมิแผ่ขยายจากผิวพื้นขึ้นไปสู่ส่วนบนของมวลอากาศทั้งสอง ณ ความสูงระดับหนึ่ง

บริเวณแคบๆของการเปลี่ยนแปลงระหว่างมวลอากาศทั้งสองนี้ เรียกว่า แนวปะทะอากาศ (Front) ซึ่งครอบคลุมพื้นที่ตั้งแต่ 20-90 กม.ขึ้นไป ส่วนที่สัมผัสกับพื้นโลกเรียกว่า แนวปะทะที่ผิวพื้น (Surface front) และส่วนพื้นผิวที่ลาดเอียงขึ้นไปเบื้องบนเรียกว่า พื้นผิวความลาดชันของแนวปะทะ (Slope of frontal surface) ดังรูปที่ 1

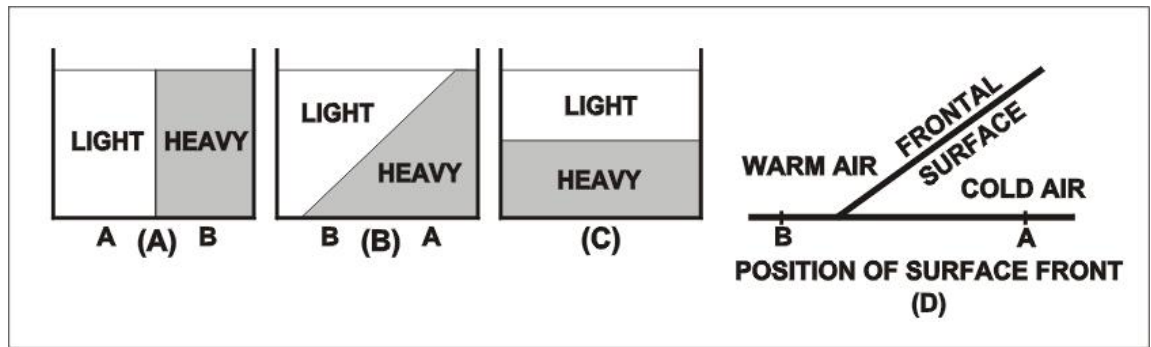


รูปที่ 1

2. คุณสมบัติโดยทั่วไปของแนวปะทะ (General characteristic of fronts)

2.1 ความชันของพื้นผิวแนวปะทะ (Slope of frontal surface)

ถ้าของไหลที่เบา (Light) และหนัก (Heavy) เช่น น้ำมัน และน้ำ ถูกผสมเข้าด้วยกันในภาชนะอย่างหนึ่ง ดังแสดงในรูปที่ 2(A) ซึ่งสารทั้งสองชนิดจะยังไม่สามารถอยู่ในสภาวะสมดุลได้ จนกว่าสารที่หนักกว่าจะจมลงไปอยู่ใต้สารที่เบากว่า และเมื่อนั้นเองสภาวะสมดุลจึงจะเกิดในที่นี้ก็คือ น้ำมันจะต้องลอยอยู่เหนือผิวน้ำมันเอง ดังแสดงไว้ในรูปที่ 2(C)



รูปที่ 2 ความลาดชันของแนวปะทะ

เมื่อพิจารณาความกดที่จุด A ในรูปที่ 2(A) ภายใต้สภาวะของของไหลที่หนักรว่เทียบต่อจุด B จะเห็นว่าความแตกต่างระหว่างความกด (Pressure Gradient) ที่จุด A และจุด B ซึ่งแสดงถึงการที่ของไหลที่หนักรว่จะจมลงไปอยู่ใต้ (Undercut) ของไหลที่เบากว่า

จากรูปที่ 2(B) ความกดที่จุด A มากกว่าจุด B ดังนั้นจะเห็นได้ว่า การเคลื่อนที่อย่างต่อเนื่องของของไหลจากจุด A ไปยังจุด B จะเกิดสภาวะสมดุลที่ต่อเมื่อของไหลทั้งสองนั้น ถูกแยกออกให้อยู่ในแนวระดับ ดังแสดงไว้ในรูป 2(C) แล้วเท่านั้น

ในบรรยากาศการพิจารณาการพัดพาของลมควบคู่ไปกับการหมุนของโลกรอบแกนตัวเอง ซึ่งมีทิศทางการเคลื่อนที่ไปตามเส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) จะมีทิศทางจากความกดอากาศสูง (High -pressure) ไปยังความกดอากาศต่ำ (Low pressure) และจะมีทิศทางตั้งฉากกับความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient) กล่าวคืออากาศเบาหมายถึงอากาศอุ่น (Warm) และอากาศหนัก หมายถึงอากาศเย็น (Cold) ที่ถูกแบ่งด้วยพื้นผิวความลาดชันของแนวปะทะ (Sloping surface) และอากาศเย็นทั้งหมดจมลงไปอยู่ใต้อากาศอุ่นแล้ว ดังแสดงในรูปที่ 2(D) ความชันของพื้นผิวแนวปะทะ (Slope of frontal surface) ขึ้นอยู่กับความเร็วลมทั้งสองด้านของแนวปะทะ และความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของมวลอากาศทั้งสองด้วย ซึ่งพบว่าค่าความชันอยู่ในอัตราส่วนระหว่าง 1 ต่อ 30 ถึง 1 ต่อ 300

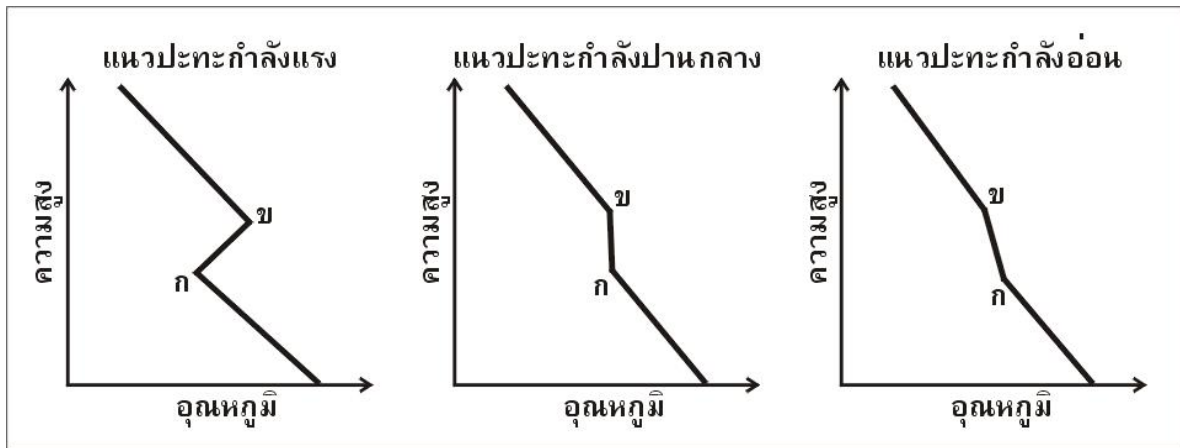
2.2 โครงสร้างเกี่ยวกับอุณหภูมิของแนวปะทะ (Thermal structure of front)

การพิจารณาถึงคุณลักษณะของแนวปะทะอากาศ เมื่อแนวปะทะเคลื่อนที่ผ่านสถานีตรวจอากาศที่ผิวพื้นนั้นได้ทำการพิจารณาค่าอุณหภูมิว่าค่อนข้างเพิ่มขึ้น หรือลดลงรวดเร็วเพียงใด

จากการตรวจสอบพบว่า ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิที่ผิวพื้นของสถานีตรวจอากาศทั้งสองแห่งที่อยู่ใกล้เคียงกันจะเป็นตัวบ่งบอกบริเวณที่เกิดแนวปะทะอากาศได้

ในระบบลมชั้นบน สามารถที่จะทราบตำแหน่งของแนวปะทะได้โดยทำการวิเคราะห์ บริเวณเส้นอุณหภูมิเท่าที่หนาแน่นที่สุดนั่นเอง (Maximum concentration of isotherms) "อัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตลอดแนวปะทะจะเป็นสิ่งบ่งชี้ให้ทราบถึงความรุนแรงของแนวปะทะ" แนวปะทะอากาศที่มีความรุนแรงนั้นมีคุณสมบัติคือ มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอย่างมากและรวดเร็ว ขณะที่แนวปะทะกำลังอ่อนนั้นมีการเปลี่ยนแปลงในเรื่องของอุณหภูมิเพียงเล็กน้อยตลอดแนวปะทะอากาศนั้น

ในการกักการบิน ขอให้สังเกตการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิด้วย เพราะอาจเป็นสิ่งบ่งชี้เหตุแก่ผู้ทำการบินได้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อต้องทำการบินในทิศทางตั้งฉากกับแนวปะทะอากาศพึงระลึกไว้เสมอว่าไม่ว่ากรณีใดๆ ก็ตามการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นนั้นจะเกิดขึ้นตลอดแนวปะทะมากกว่า ภายในมวลอากาศทั้งสองด้านของแนวปะทะนั้น



รูปที่ 3 เส้นโค้ง อุณหภูมิ-ความสูง ของแนวปะทะที่มีกำลังแรง ปานกลาง และอ่อน

เนื่องจากว่าแนวปะทะอากาศทุกชนิดนั้น อากาศอุ่นจะลอยอยู่เหนืออากาศเย็นเสมอ ถ้าทำการตรวจผ่านย่านแนวปะทะขึ้นไปตรงๆ ในแนวตั้ง จะพบว่าการกระจายของอุณหภูมิเป็นไปได้หลายอย่างดังแสดงไว้ใน รูปที่ 3 แนวปะทะที่ก่อตัวขึ้นอย่างรุนแรง อุณหภูมิก็จะสูงขึ้นเมื่อผ่านชั้นแนวปะทะ ดังในรูปที่ 3(1) จากจุด (ก) ไป (ข) นั้น แสดงให้เห็นว่า อุณหภูมิเพิ่มขึ้น ในกรณีของแนวปะทะกำลังปานกลางอุณหภูมิมักจะเกือบคงที่ คือไม่แตกต่างกันมากนัก ดังในรูปที่ 3(2) และถ้าเป็นแนวปะทะที่มีกำลังอ่อนอุณหภูมิจะลดลง เมื่อผ่านชั้นแนวปะทะนั้นดังในรูปที่ 3(3)

จุดสำคัญที่สุดคือ อัตราการลดอุณหภูมิในชั้นของแนวปะทะมีค่าน้อยกว่าอากาศภายนอกที่อยู่ทั้งสองข้าง เป็นผลให้อากาศมีการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง อีกทั้งเกิดการแลกเปลี่ยนความร้อน และความชื้นอย่างรวดเร็วตามอัตราการลดอุณหภูมิตามความสูง

จากการตรวจพบว่า ชั้นที่เป็นพื้นผิวแนวปะทะจะเป็นเสมือนกำแพงกั้นการเปลี่ยนแปลง ดังที่ได้กล่าวแล้วอย่างแท้จริง จากเหตุผลที่ได้กล่าวแล้วนั้น ความร้อนและความชื้นที่มวลอากาศเย็นได้รับการถ่ายเทขณะอยู่ใต้พื้นผิวแนวปะทะจะแผ่กระจายลงมาตลอดเวลาตราบเท่าที่เป็นลิมอากาศเย็น จะมีเพียงเล็กน้อยเท่านั้นที่ผ่านชั้นแนวปะทะขึ้นไปข้างบน

ดังนั้นพื้นผิวแนวปะทะจึงมีแนวโน้มที่จะขวางกั้น การแลกเปลี่ยนความร้อน และความชื้นระหว่างมวลอากาศ ยิ่งแนวปะทะก่อตัวรุนแรงมากขึ้นเท่าใดการขวางกั้นการแลกเปลี่ยนความร้อน และความชื้นก็ยิ่งมีมากขึ้นเท่านั้น

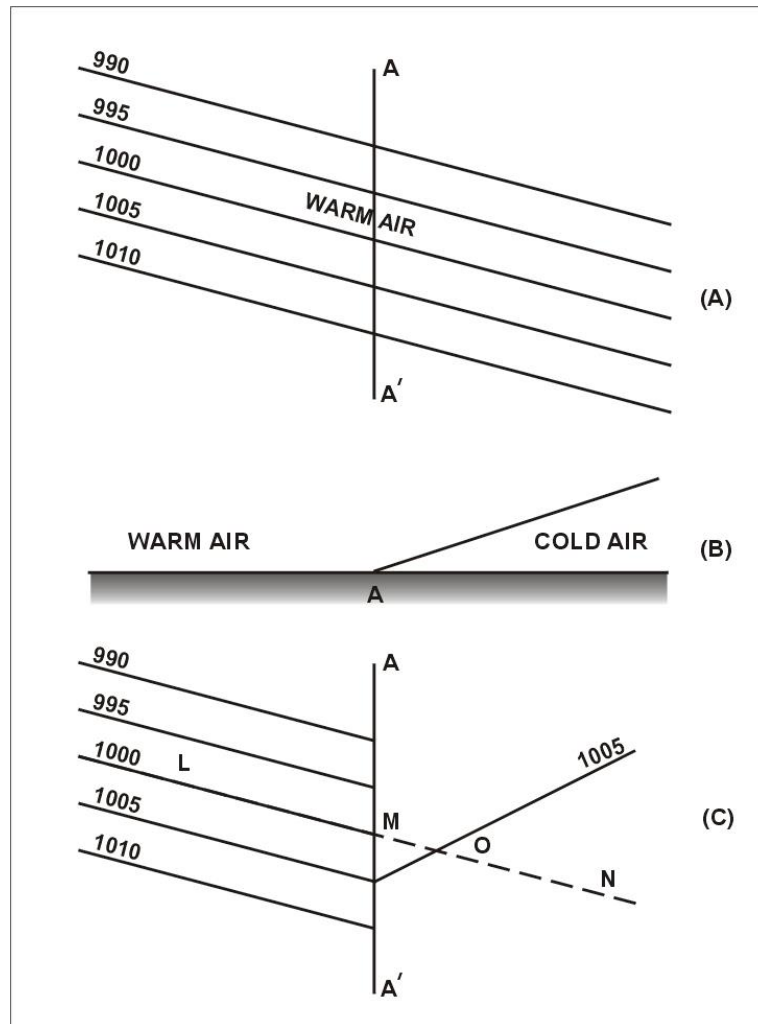
3. การกระจายของความกดและการเปลี่ยนแปลงของลม

สิ่งที่เราได้จากการพิจารณาแผนที่อากาศคือ แนวปะทะจะมีลักษณะการเปลี่ยนแปลงของทิศทางลม และเส้นความกดอากาศเท่าจะหักทำมุม (Kink)

เมื่อพิจารณามวลอากาศในรูปแบบของมวลอากาศอุ่นที่มีลำดับเป็นเส้นตรง และขนานกับเส้นความกดอากาศเท่า ดังในรูปที่ 4(A) สมมุติว่าเราแทนลิมของอากาศ (เส้นตรง AA') ด้วยอากาศที่เย็นกว่า ดังในรูปที่ 4(B) เหนือจุด P. ใดๆ ซึ่งอยู่บนพื้นดินไปยังจุด AA' จะเป็นการแสดงให้เห็นถึง กระบวนการแทนที่ลิมอากาศอุ่นที่เบากว่าด้วยอากาศเย็นที่มีความหนาแน่นมากกว่า (หนักกว่า) ดังนั้นความกดจะมีค่าเท่ากับน้ำหนักของอากาศในลิม

อากาศนั้น หมายความว่า ความกดที่จุด P. นั้นถูกทำให้เพิ่มขึ้น และความกดจะมีค่าเพิ่มมากขึ้นๆ เมื่อพิจารณาทางด้านขวามือที่ไกลออกไป

ดังนั้นเมื่อพิจารณาเส้นตรง LMN ตามรูปที่ 4(C) โดยเริ่มที่เส้นความกดอากาศเท่า 1000 hPa จะพบว่าจาก L ไป M ความกดไม่มีการเปลี่ยนแปลง แต่จาก M ไป N ความกดเพิ่มขึ้นอย่างคงที่ ณ จุด Q ความกดเพิ่มขึ้น 5 hPa คือ เพิ่มขึ้นจาก 1000 hPa เป็น 1005 hPa แสดงว่าเส้นความกดอากาศเท่า 1005 hPa ต้องผ่านจุด Q นั้นหมายความว่า เมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่ผ่านแนวปะทะไปแล้วความกดจะต้องเพิ่มขึ้น ในทำนองเดียวกัน เส้นความกดอากาศเท่าเส้นอื่นๆก็ถูกพิจารณาในลักษณะเดียวกัน



รูปที่ 4 แนวปะทะอากาศในร่องความกดอากาศต่ำ

เส้นความกดอากาศเท่าทุกเส้นที่ลากผ่านแนวปะทะจะต้องหักมุม (Kink) เมื่อจะผ่านไปยังจุดที่มีความกดอากาศสูงกว่า กล่าวคือ "แนวปะทะอากาศใดๆ จะต้องอยู่ในร่องความกดอากาศต่ำเสมอ" เป็นไปไม่ได้ที่แนวปะทะที่เกิดขึ้นจะมีเส้นความกดอากาศเท่า กลับขนานไปกับแนวลิ้มความกดอากาศ

เนื่องจากว่าโดยทั่วไปแล้ว ลมส่วนใหญ่จะพัดขนานไปกับเส้นความกดอากาศเท่า ซึ่งเราตรวจพบว่า ในซีกโลกเหนือ ก่อนที่แนวปะทะจะเคลื่อนเข้าสู่สถานีลมจะพัดในทิศทวนเข็มนาฬิกา (Back) และลมจะพัดในทิศตามเข็มนาฬิกา (Veer) เมื่อแนวปะทะเคลื่อนผ่าน ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้น หรือลดลงนั้นขึ้นอยู่กับความแตกต่างระหว่างความกด (Pressure gradient) ที่อยู่ทั้งสองด้านของแนวปะทะ

4. สภาพอากาศในแนวปะทะ

มีเมฆและน้ำฟ้าเกิดขึ้น ทั้งนี้จะต้องวิเคราะห์จากแนวปะทะด้วยว่า ความชันของพื้นผิวแนวปะทะความทรงตัว และความชื้นของมวลอากาศอุ่นที่ถูกยกโดยแนวปะทะนั้นมีมากน้อยเพียงใด แนวปะทะซึ่งทำให้เกิดสภาพอากาศที่รุนแรงน่าสนใจนั้น เราให้ความสำคัญว่าเป็นแนวปะทะอากาศกำลังแรง (Active front) ในทางตรงข้ามถ้าแนวปะทะนั้นมีผลเพียงเล็กน้อยเราเรียกว่า แนวปะทะอากาศที่ไม่รุนแรง (Inactive front)

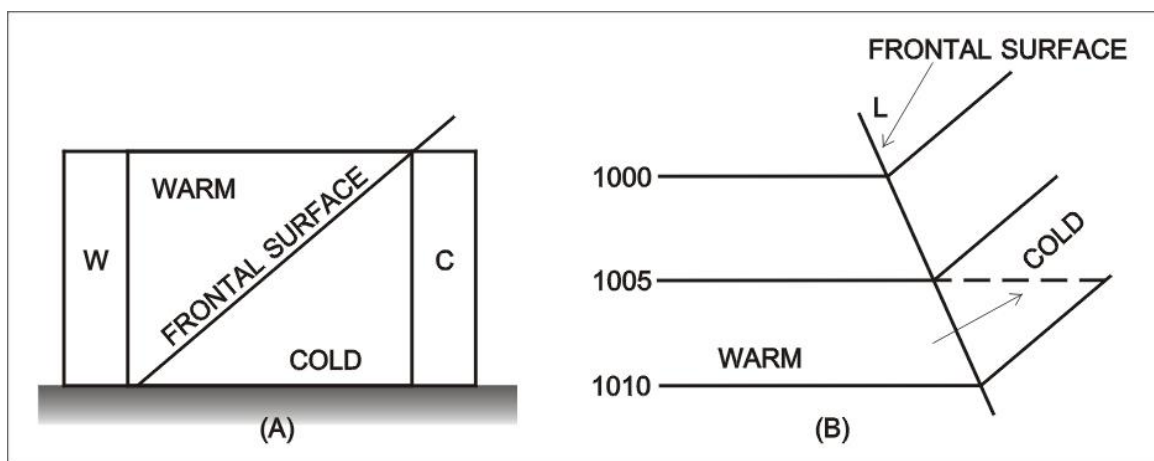
โดยทั่วไปแล้ว แนวปะทะอากาศที่มีความชันมากจะเป็นแนวปะทะที่มีความรุนแรง และจะปกคลุมพื้นที่เป็นบริเวณแคบๆ ในขณะที่แนวปะทะที่มีความชันน้อยกว่าจะมีความรุนแรงเบากว่า และปกคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างกว่า

ถ้าอากาศอุ่นที่ยกตัวขึ้นตามแนวปะทะทรงตัวดี (Warm air stable) เมฆส่วนใหญ่ที่เกิดจะเป็นเมฆแผ่น (Stratus type) แต่ถ้ามวลอากาศอุ่นนั้นทรงตัวไม่ดี (Warm air unstable) เมฆก่อตัวในทางตั้งหรือเมฆก้อน (Cumuliform clouds) และเมฆพายุฟ้าคะนอง (Thunder storm) ที่มีความรุนแรงอาจจะก่อตัวขึ้นได้ ในกรณีที่อากาศแห้งมากๆ (Extremely dry air) ก็เป็นไปได้ที่ว่า เมื่อมีแนวปะทะเคลื่อนผ่านท้องฟ้าอาจจะไม่มีเมฆปกคลุมเลย

5. ความสัมพันธ์ระหว่างแนวปะทะ ความกดอากาศ และลม

แนวปะทะนอกจากจะเป็นย่านที่อุณหภูมิเปลี่ยนแปลงรวดเร็วแล้ว ความกดอากาศและลมก็ยังเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วด้วย พิจารณาจากรูปที่ 5 จะเห็นว่าความกดของบรรยากาศ ซึ่งหมายถึงความถึงน้ำหนักของอากาศที่กดลงมาในแนวดิ่งในเมื่ออากาศเย็นมีความหนาแน่นมากกว่าอากาศอุ่น น้ำหนักของอากาศที่กดลงที่ C ในรูปที่ 5(A) จึงมากกว่าที่ W น้ำหนักของลิ่มอากาศเย็นที่กดลงมาข้างล่างใต้ผิวแนวปะทะซึ่งมีอยู่มากกว่าจึงทำให้เส้นความกดอากาศเท่าหักเห ดังรูปที่ 5(B)

จากที่กล่าวข้างต้นสามารถตั้งเป็นกฎได้ดังนี้ "ถ้าผู้ตรวจยืนอยู่ทางด้านอากาศอุ่น และความกดอากาศต่ำอยู่ทางซ้ายมือ การหักเหของความกดอากาศเท่าด้านอากาศเย็นจะหักเหไปทางซ้ายมือ"



รูปที่ 5 การหักเหของเส้นความกดอากาศเท่าที่แนวปะทะ

โดยทั่วไปแล้วลมจะพัดไปตามเส้นความกดอากาศเท่า ซึ่งจะสังเกตได้ว่าการเปลี่ยนทิศทางของลมมีลักษณะใกล้เคียงกัน และถ้ากำหนดให้ลูกศรแสดงการเคลื่อนที่ของแนวปะทะ จะได้เป็นกฎดังนี้ "ถ้าผู้ตรวจยืนหันหลังให้ลมของแนวปะทะที่กำลังเคลื่อนที่ไปข้างหน้า ลมจะเบนไปทางซ้ายมือ เมื่อแนวปะทะเคลื่อนที่ผ่านไป" ความเร็วลมก็

จะเปลี่ยนแปลงไปด้วยเมื่อแนวปะทะเคลื่อนผ่าน แต่ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นหรือลดลงนั้นขึ้นอยู่กับ ช่วงความถี่-ห่างของเส้นความกดอากาศเท่า

6. การจำแนกประเภทของแนวปะทะ (Classification of fronts)

6.1 จำแนกตามแบบภูมิศาสตร์ (Geographical classification)

แนวปะทะที่ถูกจำแนกโดยการนำหลักการของมวลอากาศเข้ามาเกี่ยวข้องที่สำคัญที่สุดแบ่งได้ดังนี้

6.1.1 แนวปะทะย่านอาร์คติก (Arctic front) ซึ่งแยกเป็นมวลอากาศแบบอาร์คติก (Arctic air mass) และมวลอากาศแบบขั้วโลก (Polar air mass)

6.1.2 แนวปะทะขั้วโลก (Polar front) แยกออกเป็นมวลอากาศแบบขั้วโลก (Polar air mass) และมวลอากาศเขตร้อน (Tropical air mass)

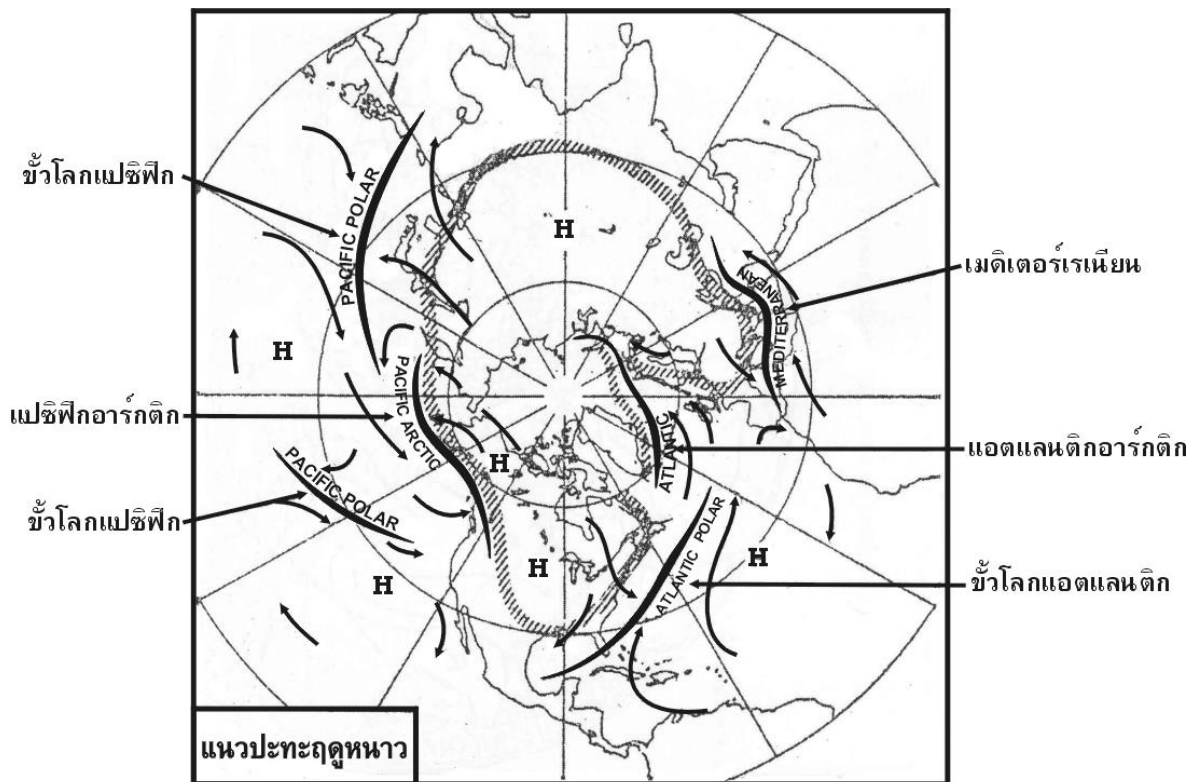
สำหรับแนวสอของลมในเขตร้อน (ITCZ-Intertropical convergence zone) ซึ่งเกิดขึ้นระหว่างลมค้า (Trade wind) ของสองซีกโลกนั้น ไม่ถือว่าเป็นแนวปะทะอย่างแท้จริง ตามคำจำกัดความของแนวปะทะทั้งนี้เนื่องจากว่ามวลอากาศทั้งสองด้านนั้นมีคุณสมบัติใกล้เคียงกันมากในเรื่องของอุณหภูมิและความชื้น นอกจากนั้นย่านของสภาพอากาศที่เกิดจากแนวปะทะนั้นพิจารณาจากแนวปะทะที่แสดงบนแผนที่อากาศมากกว่า

เนื่องจากว่าตามหลักการมวลอากาศในเขตร้อนมีสถานะที่ไม่ทรงตัวอยู่ตลอดเวลา รูปแบบของเมฆและสภาพอากาศที่เกิดขึ้นนั้นมีลักษณะคล้ายคลึงกับแนวปะทะเขตอบอุ่น (Temperate zone) ดังนั้นบางครั้งจึงเรียกแนวปะทะในเขตนี้ว่า แนวปะทะเขตร้อน (Intertropical front - ITF)

6.2 จำแนกตามย่านแนวปะทะอากาศใหญ่ๆที่สำคัญ

ถึงแม้ว่าแนวปะทะเกิดขึ้นแล้วจะเคลื่อนที่ไป แต่ก็มีในบางพื้นที่ซึ่งพบว่ามีแนวปะทะเกิดขึ้นบ่อยครั้งมากในบริเวณเหล่านั้นเป็นย่านที่เปลี่ยนแปลงซึ่งอยู่ระหว่างแหล่งกำเนิดของมวลอากาศใหญ่ๆ ที่ถือเป็นหลักว่าเป็นบริเวณที่เกิดเป็นแนวปะทะที่เด่นชัด และเกิดมากที่สุดของซีกโลกเหนือในฤดูหนาว

ดังแสดงไว้ในรูปที่ 6



รูปที่ 6 ย่านแนวปะทะใหญ่ๆ ในฤดูหนาว

ย่านแนวปะทะใหญ่ๆ ในมหาสมุทรแอตแลนติกแนวแรกคือ แนวปะทะขั้วโลกแอตแลนติก (Atlantic polar front) อุณหภูมิที่แตกต่างกันนั้นได้มาจากคุณสมบัติที่ต่างกันของแหล่งกำเนิดระหว่างขั้วโลกที่เป็นทวีปกับเขตร้อนที่เป็นน่านน้ำ และแนวปะทะนี้มีแนวโน้มที่เป็นแนวขวางกับกระแสลม ดังในรูปที่ 6

แนวปะทะขั้วโลกแอตแลนติกจะแผ่ไปทางทิศตะวันออกจนถึงทวีปยุโรปอยู่บ่อยๆ ซึ่งจะเคลื่อนไปมาอยู่ในขอบเขตที่จำกัด กล่าวคือทางใต้ซึ่งเริ่มจากหมู่เกาะอินดีส์ตะวันตกไปจนถึงประเทศโปรตุเกส ส่วนทางเหนือเริ่มตั้งแต่ Great lake ไปจนถึงเกาะ Ice land แต่แนวปะทะนี้ก็มักมีโอกาสที่จะมีกำลังแรงขึ้นอีกตามย่านที่มีอยู่ ดังในรูปที่ 6 ได้

ลักษณะของ Disturbances หรือพายุหมุนซึ่งเกิดในแนวปะทะนี้มีมากเช่นกัน และมีน้ำฟ้าเกิดเป็นบริเวณกว้าง นับตั้งแต่ด้านตะวันออกของทวีปอเมริกาเหนือผ่านมหาสมุทรแอตแลนติกเรื่อยไปจนถึงด้านตะวันตกเฉียงเหนือของทวีปยุโรปตรงรอยต่อระหว่างแหล่งกำเนิดอาร์กติกกับแหล่งกำเนิดที่อุ่นกว่าของบริเวณอากาศขั้วโลกแห่งน่านน้ำ

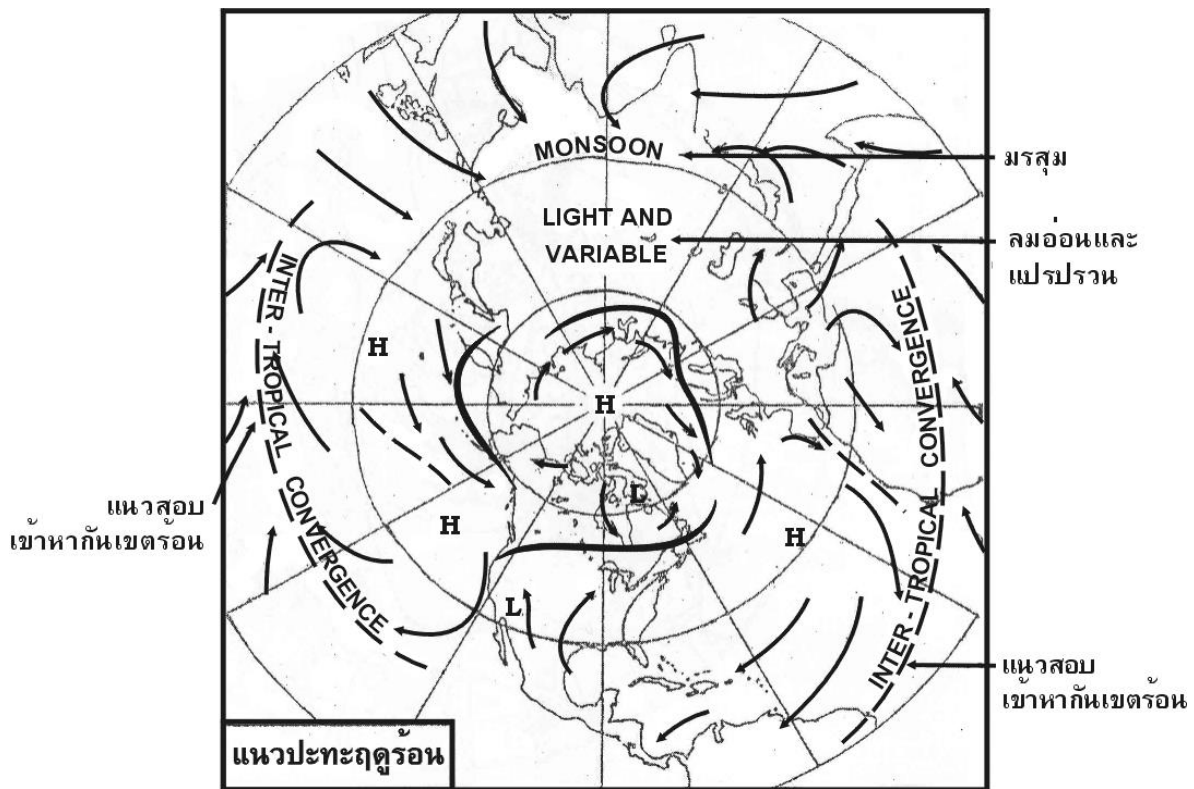
โดยทั่วไปแล้วพายุหมุนในฤดูหนาวที่ก่อตัวในแนวปะทะจะเคลื่อนจากเกาะ Ice land ผ่านประเทศนอร์เวย์ ตอนเหนือ จนถึงทะเลแบเรนต์ส (Berents sea) บางครั้งอาจผ่านไปทางทิศตะวันออกได้ไกลๆ จนถึงชายฝั่งที่อยู่ตอนเหนือของไซบีเรีย

แนวปะทะที่สำคัญแนวที่สองคือ แนวปะทะเมดิเตอร์เรเนียน (Mediterranean front) ซึ่งเริ่มก่อตัวขึ้นที่รอยต่อระหว่างอากาศเย็นของทวีปยุโรปกับอากาศอุ่นของทะเลเมดิเตอร์เรเนียน และทวีปแอฟริกาเหนือไปจนถึงประเทศรัสเซียตอนใต้ พายุหมุนที่เกิดในแนวปะทะที่เคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออกจะทำให้มีฝนตก ซึ่งเป็นที่ต้องการมากในภาคตะวันออกใกล้ซึ่งแห้งแล้ง ได้แก่ ประเทศซาอุดีอาระเบีย ซีเรีย เลบานอน อิสราเอล ฯลฯ โดยไปได้ไกลๆ จนถึงปากีสถาน และทางตะวันตกเฉียงเหนือของประเทศอินเดีย

ส่วนทางด้านทวีปอเมริกาเหนือด้านมหาสมุทรแปซิฟิก แนวปะทะแปซิฟิกอาร์คติก (Pacific arctic front) เกิดระหว่างอากาศขั้วโลกแห่งน้ำและอากาศแถบอาร์คติกที่ปกคลุมไซบีเรีย อะแลสกา และแคนาดา แนวปะทะนี้มักจะแผ่ไปถึงบริเวณที่เป็นทะเลสาบ Great lake และพายุหมุนฤดูหนาวหลายลูกที่เกิดในระหว่างเทือกเขาร็อกกี (Rocky mountain) กับทะเลสาบ Great lake ก็จะมีอยู่ในแนวปะทะนี้ ทางด้านหลังของพายุหมุนที่เคลื่อนที่ไปนี้อากาศจากอาร์คติกจะถูกพัดพามาได้ไกลๆ จนถึงตอนใต้ของมลรัฐเท็กซัส และถึงตอนเหนือของประเทศเม็กซิโกได้

บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ จะมีบริเวณความกดอากาศสูงอยู่ 2 แห่ง และทำให้เกิดเป็นแนวปะทะขั้วโลกแปซิฟิกอยู่ 2 แนวด้วย โดยปกติจะอยู่ใกล้ชายฝั่งทวีปเอเชียแนวหนึ่ง ซึ่งมีความรุนแรงมากกว่าอีกแนวหนึ่ง ดังแสดงไว้ในรูปที่ 6 พายุหมุนขนาดใหญ่ๆ จะก่อตัวตามแนวปะทะนี้แล้วเคลื่อนไปจนถึงอ่าวอะแลสกา แต่ก็มีเหมือนกันที่ลงไปทางใต้ได้ไกลๆ จนถึงชายฝั่งแคลิฟอร์เนียตอนใต้ในสหรัฐอเมริกา และทางตะวันตกเฉียงเหนือบางส่วนของประเทศเม็กซิโก พายุเหล่านี้ทำให้มีฝนตกในฤดูหนาวตามชายฝั่งของมหาสมุทรแปซิฟิกเข้าไปถึงทวีปอเมริกาเหนือ พายุในฤดูหนาวจะอ่อนกำลังลงเมื่อเคลื่อนผ่านเทือกเขาร็อกกีบริเวณที่พายุหมุนมักจะมีกำลังแรงขึ้นอีกมีอยู่ที่รัฐแอลเบอร์ตาในแคนาดา และตรงรอยต่อของมลรัฐโคโรลาโด กับโอคลาโฮมา ในสหรัฐอเมริกา แนวปะทะจะพัดผ่านตามบริเวณนี้บ่อยๆ

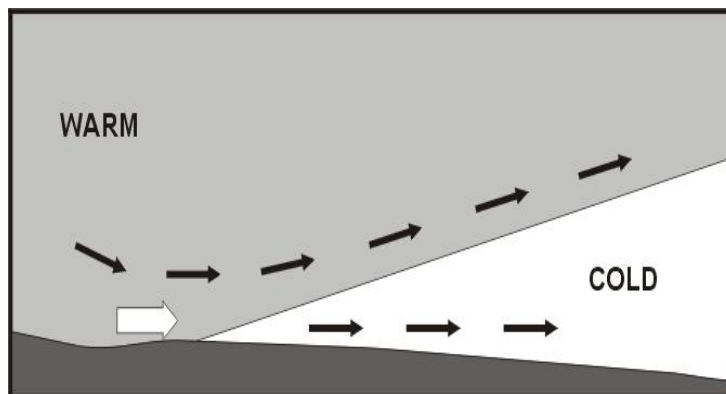
ในระหว่างฤดูร้อนความแตกต่างระหว่างมวลอากาศนั้นน้อย การหมุนเวียนจึงมีเพียงการคงรูปอยู่เท่านั้นไม่ขยายออกไป กล่าวคือย่านแนวปะทะจะมีอยู่รอบๆ บริเวณอาร์คติกเท่านั้น ดังในรูปที่ 6 แต่มีบางโอกาสที่อากาศเย็นและแนวปะทะเคลื่อนจากบริเวณทางเหนือๆ ลงไปถึงทางใต้ได้ไกลๆ ซึ่งจะเกิดบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก บริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Sub-Tropical high) ที่อยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิกที่มีกำลังแรงมากในฤดูร้อน ดังนั้นแนวปะทะอากาศที่จะเคลื่อนผ่านไปจนถึงมลรัฐแคลิฟอร์เนียจึงไม่ค่อยมี



รูปที่ 7 ย่านแนวปะทะใหญ่ๆในฤดูร้อน

7. ชนิดของแนวปะทะ (Type of fronts)

7.1 แนวปะทะอากาศอุ่น (Warm front) คือ การที่มวลอากาศอุ่นเคลื่อนที่ไปซ้อนทับมวลอากาศเย็น (Warm air replace cold air) ดังแสดงไว้ในรูปที่ 8



รูปที่ 8 แนวปะทะอากาศอุ่น

7.1.1 คุณสมบัติ

ก. ความชันและความเร็ว

ความชันของแนวปะทะอากาศอุ่นค่อนข้างจะน้อย คือมีค่าความชันประมาณ 1 ต่อ 150 โดยทั่วไปแล้วจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วประมาณ 25 กม.ต่อ ชม. หรือ 60-80 % ของลม จีโอสโตรฟิก ถ้าการเคลื่อนที่ของอากาศอุ่นมีทิศทางตั้งฉากกับแนวปะทะจะทำให้แนวปะทะอากาศอุ่นมีความเร็วในการเคลื่อนที่มากขึ้น

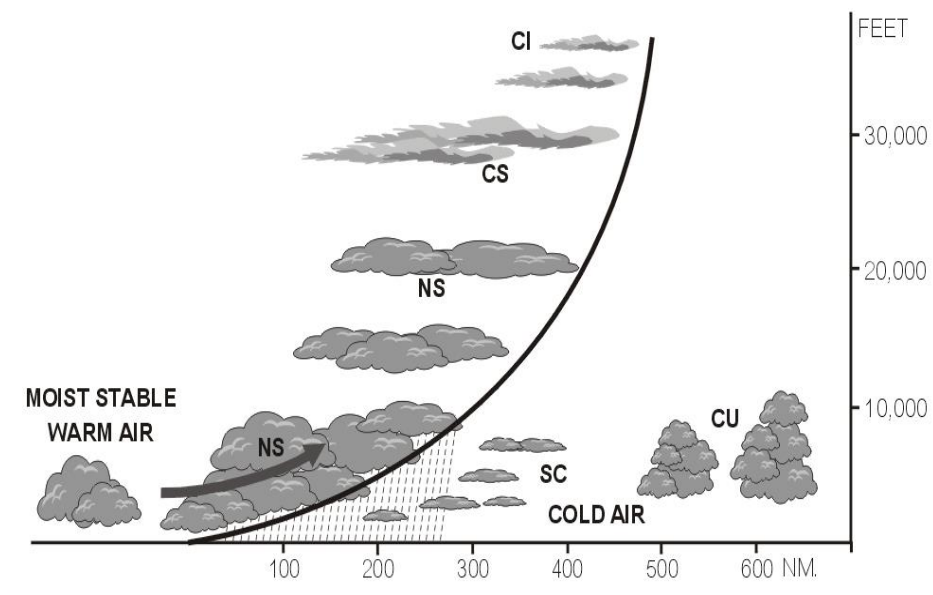
ข. ความกดและลม

โดยปกติแล้วความกดจะลดลงตามช่วงเวลาก่อนที่แนวปะทะจะเคลื่อนผ่าน และเมื่อแนวปะทะเคลื่อนที่ผ่านไปแล้วความกดก็ยังคงลดลงอีกเล็กน้อย

ข้างหน้าแนวปะทะอากาศอุ่นนั้น ลมจะพัดในทิศทวนเข็มนาฬิกา ค่อนข้างพัดขนานกับพื้นผิวแนวปะทะ และจากนั้นความเร็วลมจะค่อยๆ เพิ่มขึ้น ทั้งนี้เพราะค่าความแตกต่างระหว่างความกด (Pressure gradient) เพิ่มขึ้น หลังจากทีแนวปะทะเคลื่อนผ่านไปลมจะพัดในทิศทางตามเข็มนาฬิกา และความเร็วลมจะลดลง

ค. เมฆและสภาพอากาศ

เมื่ออากาศอุ่นเคลื่อนขึ้นไปตามพื้นผิวแนวปะทะ มันก็จะค่อยๆ เย็นลงตาม Dry adiabatic ถ้าการเย็นลงของมวลอากาศนั้นยาวนานพอ อากาศอาจจะเริ่มอึดตัวเป็นผลให้เกิดเมฆขึ้นได้ สภาพอากาศที่เกิดจากแนวปะทะอากาศอุ่นนั้นมีมากมายหลายชนิดด้วยกัน ส่วนใหญ่จะขึ้นอยู่กับ "การทรงตัว และปริมาณความชื้น" ของอากาศอุ่นที่เคลื่อนผ่านไป เมื่ออากาศอุ่นทรงตัวดีเมฆที่เกิดจะเป็นพวกเมฆแผ่น ถ้าอากาศอุ่นทรงตัวไม่ดีจะทำให้เกิดเป็นเมฆก่อตัวในทางตั้งและน้ำฟ้าที่ตกลงมาจะมีลักษณะต่อเนื่อง (Continuous type)



รูปที่ 9 แนวปะทะอากาศอุ่นที่มีความชื้น และทรงตัวดี

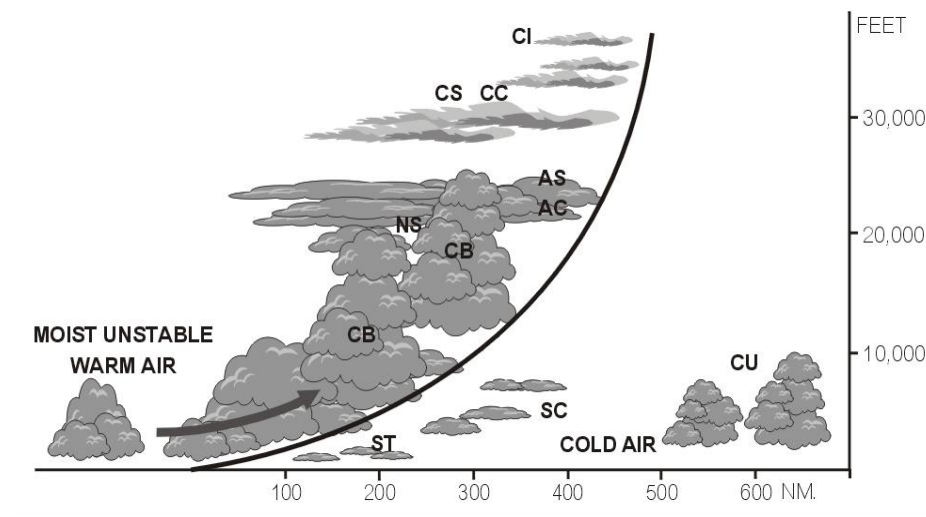
ในขณะที่แนวปะทะเคลื่อนเข้ามาใกล้เราสามารถตรวจพบชนิดของเมฆดังต่อไปนี้คือ จะเห็นแนวเมฆเป็นทางยาว มีเมฆเซอรัสต่างๆ และเริ่มหนาขึ้นๆ (มองเห็นในทิศทางเดียวกับที่เริ่มเกิด) นอกจากนี้ก็จะพบเมฆเซอรัสเตรตัส (Cs) เป็นม่านบางๆ ซึ่งจะเป็นสิ่งบอกว่กำลังจะเข้าใกล้แนวปะทะอากาศอุ่น

เมฆเซอรัสเตรตัสจะหนาขึ้นในขณะที่เข้าใกล้แนวปะทะ จากนั้นเมฆจะค่อยเปลี่ยนเป็นอัลโตสเตรตัส (As) แล้วน้ำฟ้าก็จะเริ่มตกลงมา อย่างไรก็ตามโดยปกติแล้วน้ำฟ้าที่ตกลงมานั้นส่วนใหญ่จะระเหยไปก่อนที่จะตกลงถึงพื้น สำหรับเมฆที่ทำให้ฝนตกอย่างต่อเนื่อง คือ นิมโบสเตรตัส (Ns) ซึ่งสามารถปกคลุมพื้นที่ได้ถึง 300 ไมล์ (Nautical mile) ข้างหน้าของพื้นผิวแนวปะทะ และเพดานเมฆจะลดลงต่ำอย่างรวดเร็ว เพราะวาระดับของเมฆสเตรตัส (St) และสเตรโตคิวมูลัส (Sc) ซึ่งเกิดจากการระเหยของหยดน้ำที่ตกผ่านอากาศเย็น สำหรับเพดานเมฆที่ต่ำที่สุดอาจจะอยู่ใกล้กับแนวปะทะที่ผิวพื้น (Surface front) ซึ่งอาจจะเป็นบริเวณที่เกิดหมอกในแนวปะทะได้เช่นเดียวกัน ทศวินัยสันต์ดีภายใต้การ

เกิดเมฆเซอร์โรสเตรตัส (Cs) และอัลโตสเตรตัส (As) แต่ทัศนวิสัยจะลดลงอย่างรวดเร็วในพื้นที่ที่น้ำฟ้าปกคลุมอยู่ และทัศนวิสัยจะลดลงต่ำสุด ณ บริเวณใกล้ๆ กับพื้นผิวแนวปะทะ

เมฆ CS, As, Ns นั้นส่วนใหญ่ถูกจัดเป็นเมฆในแนวระดับมากกว่าเป็นเมฆที่มีมวลเดี่ยวๆ (Single cloud mass) หรือเป็นเมฆก้อน

ในบางครั้งอากาศอุ่นอาจจะทรงตัวไม่ดี (Unstable) และเกิดการยกตัวขึ้นทำให้เกิดเมฆก่อตัวในทางตั้ง (Cu, Cb) และบางครั้งจะเกิดพายุฟ้าคะนองที่รุนแรง ซึ่งแฝงตัวอยู่ในระบบของเมฆนิมโบสเตรตัส (Ns) อัลโตสเตรตัส (As) อัลโตคิวมูลัส (Ac) และจะมีฝนตกหนักตลอดแนวของน้ำฟ้าอย่างต่อเนื่อง ดังแสดงไว้ในรูปที่ 10 ซึ่งเป็นลักษณะของแนวปะทะอากาศอุ่นที่ทรงตัวไม่ดี



รูปที่ 10 แนวปะทะอากาศอุ่นที่ทรงตัวไม่ดี (Warm front with moist, unstable-warm air)

เมื่ออากาศอุ่นเคลื่อนที่ไปนั้น มีคุณสมบัติแห้ง ลอยตัวสูงขึ้น และก่อนที่จะมีการกลั่นตัวเกิดขึ้นจะไม่ปรากฏเห็นเมฆก่อตัวในทางตั้งเลย ปกติแล้วกรณีเช่นนี้จะตรวจพบเพียงเมฆชั้นกลาง และเมฆชั้นสูงเท่านั้น

เมฆและสภาวะการมองเห็นบริเวณหลังแนวปะทะนั้นจะขึ้นอยู่กับคุณสมบัติของมวลอากาศอุ่น ถ้าอากาศอุ่นนั้นมีความชื้นน้อยจำนวนเมฆจะมีประมาณ 2-4 ใน 8 ส่วน และทัศนวิสัยจะดี ถ้าอากาศอุ่นมีความชื้นมากจะทำให้เกิดเมฆสเตรตัส (St) และมีฝนละออง (Drizzle) หรือ หมอก พร้อมกับมีเพดานเมฆต่ำ (Low ceiling) และทัศนวิสัยไม่ดี

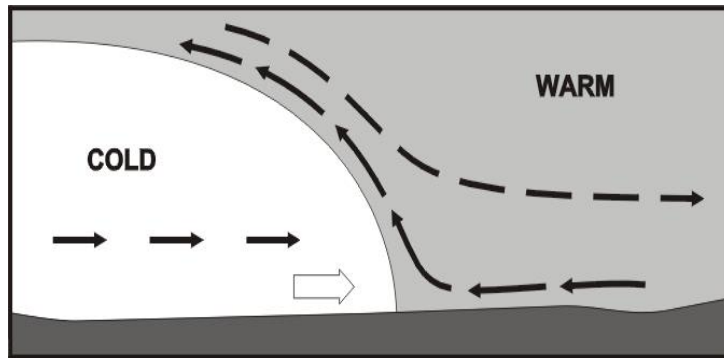
ง. สภาวะเกี่ยวกับการบิน

เนื่องจากระบบเมฆในแนวปะทะอากาศอุ่น ค่อนข้างจะแผ่ปกคลุมเป็นบริเวณกว้าง การบินผ่านหรือเข้าใกล้แนวปะทะสิ่งที่ต้องคำนึงถึงอย่างมากคือ จำนวนเครื่องมือที่ใช้ช่วยประกอบการบินว่ามีมากน้อยเพียงใด ทันสมัยหรือไม่ สำหรับลักษณะอากาศที่เกิดขึ้นได้แก่ กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นเบา (Light turbulence) แต่ถ้าอากาศอุ่นทรงตัวไม่ดี (Unstable) ก็จะทำให้เกิดเมฆพายุฟ้าคะนอง (Thundercloud) ซึ่งเกิดขึ้นและแฝงตัวอยู่ในเมฆชนิดอื่นได้ ซึ่งถ้าเกิดในกรณีเช่นนี้อาจจะไม่สามารถมองเห็นด้วยตาเปล่า ดังนั้นผู้ปฏิบัติงานในอากาศก็อาจจะต้องเผชิญกับสถานการณ์โดยปราศจากการแจ้งเตือนได้

ในฤดูหนาวการก่อตัวของแนวปะทะอากาศอุ่น อุณหภูมิในมวลอากาศเย็นอาจจะต่ำกว่า 0°C ในขณะที่อุณหภูมิในระดับความสูงประมาณ 2,000-3,000 ฟุต ของอากาศอุ่นมีค่ามากกว่า 0°C จากผลอันนี้ทำให้เกิด ฝนแข็ง

(Freezing rain) ซึ่งเป็นสาเหตุให้เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินขั้นรุนแรง (Severe icing) สำหรับน้ำแข็งที่เกิดในระบบของเมฆในแนวปะทะจะขึ้นอยู่กับชนิดของเมฆนั้นๆ การเกิดน้ำแข็งขั้นรุนแรงในเมฆนิมโบสเตรตัส (Ns) จะเกิดในช่วงระยะเวลาที่จำกัดอันหนึ่ง ในช่วงการเจริญเติบโตของแนวปะทะ (Frontal genesis) บริเวณที่อาจจะพบกับการเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินขั้นรุนแรงนั้นอยู่บริเวณใกล้กับเส้นอุณหภูมิเท่า 0 องศาเซลเซียส (0°C Isotherm) ซึ่งเป็นระดับของการผสมคลุกเคล้าของอนุภาคต่างๆ เป็นบริเวณแคบๆ

7.2 แนวปะทะอากาศเย็น (Cold front) คือแนวปะทะที่เกิดจากการที่อากาศเย็นเคลื่อนไปแทนที่อากาศอุ่น (Cold air replace Warm air) ดังแสดงไว้ในรูปที่ 11



รูปที่ 11 แนวปะทะอากาศเย็น (Cold front)

ก. ความชันและความเร็ว

โดยทั่วไปแล้วจะมีความชันมากกว่าแนวปะทะอากาศอุ่น กล่าวคือ ค่าความชันจะอยู่ระหว่าง 1:50 ถึง 1:150 โดยประมาณ สำหรับในกิจการบินแล้วอาจแบ่งได้เป็น 2 ชนิดคือ แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ช้า (Slowly moving cold front) กับแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็ว (Rapidly moving cold front) แนวปะทะอากาศเย็นทั้งสองชนิดนี้มีโอกาสที่จะเปลี่ยนจากชนิดหนึ่งไปเป็นอีกชนิดหนึ่งได้ การเคลื่อนที่ของอากาศเย็นในระดับต่างๆ ซึ่งมีความเสียดทานนั้น แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็วจะมีความชันมากกว่าแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ช้า

ความเร็วในการเคลื่อนที่ของแนวปะทะอากาศเย็นนั้นประมาณ 35 กม./ชม. หรือ 80%-100% ของความเร็วลมจีโอสโตฟิก

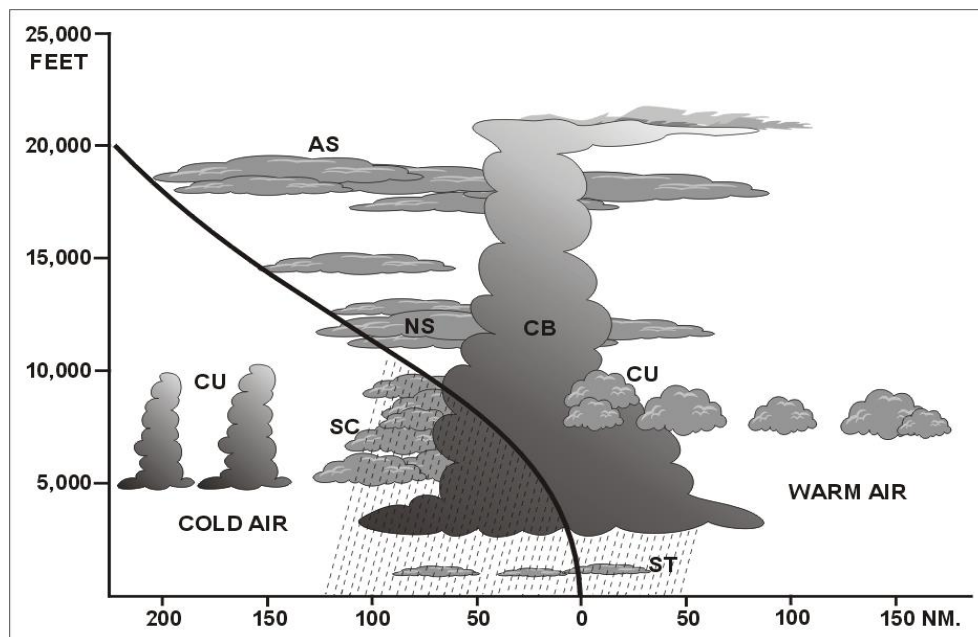
ข. ความกดและลม

โดยปกติแล้วก่อนที่แนวปะทะอากาศเย็นจะเคลื่อนเข้ามาถึงสามารถทราบได้โดยสังเกตได้จากการลดลงของความกดอากาศ และลมจะพัดวนเข้มนาฬิกาจนเกือบขนานกับแนวปะทะ เมื่อแนวปะทะเคลื่อนเข้ามาถึงและผ่านไปแล้วความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นจนถึงขั้นลมแรง (Strongest) และลมกระโชกที่รุนแรง (Very gusty) อาจเกิดขึ้นในแนวปะทะได้ ขณะที่แนวปะทะอยู่ที่สถานีลมจะพัดในทิศตามเข้มนาฬิกา แต่เมื่อแนวปะทะเคลื่อนผ่านไปแล้วลมจะค่อยๆ เปลี่ยนในทิศวนเข้มนาฬิกา เนื่องจากว่าแนวปะทะอากาศเย็นจะปรากฏในร่องความกดอากาศต่ำที่รุนแรง (Sharp trough) ดังนั้นลมอาจจะเปลี่ยนทิศทางในฉับพลันได้ และเมื่อแนวปะทะเคลื่อนผ่าน ลมอาจจะลดกำลังลงอย่างรวดเร็ว หรือแรงอย่างต่อเนื่อง และเกิดลมกระโชก (Gusty wind) ได้

ค. เมฆและสภาพอากาศ

สภาพอากาศที่เกิดในแนวปะทะอากาศเย็นมีโอกาสเกิดขึ้นได้ตั้งแต่ลมพัดขึ้นไม่รุนแรงไปจนกระทั่งเป็นพายุฟ้าคะนองที่รุนแรงพร้อมทั้งมีพายุเมฆต่ำ ทิศนวิสัยลดลง และลมกระโชกกำลังแรง สรุปแล้วก็คือสภาพอากาศที่เกิดขึ้นในแนวปะทะอากาศชนิดนี้ พิจารณาได้จากคุณสมบัติของมวลอากาศอุ่นใน แนวปะทะ ประกอบกับการพิจารณาค่าของการยกตัวของมวลอากาศอุ่นเป็นสำคัญ หรืออาจจะพิจารณาค่าเฉพาะอื่นๆ เช่นปริมาณความชื้นของมวลอากาศอุ่น และค่าความทรงตัวของมวลอากาศอุ่น ความเร็วในการเคลื่อนที่ของแนวปะทะอากาศเย็น และความลาดชันของพื้นผิวแนวปะทะ

แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ช้าๆ อากาศอุ่นจะเคลื่อนไปตามลาดของพื้นผิวแนวปะทะ ลักษณะของเมฆประกอบด้วย เมฆพายุฟ้าคะนอง (CB) และฝนชุก (Shower) ซึ่งเกิดด้านหน้าของแนวปะทะส่วนด้านหลังของแนวปะทะเมฆที่เกิดได้แก่ อัลโตสเตรตัส (As), เซอร์โรสเตรตัส (Cs) และฝนธรรมดา สำหรับเมฆ Ns จะครอบคลุมทั้งด้านหน้าและด้านหลังของแนวปะทะ ดังแสดงไว้ในรูปที่ 12

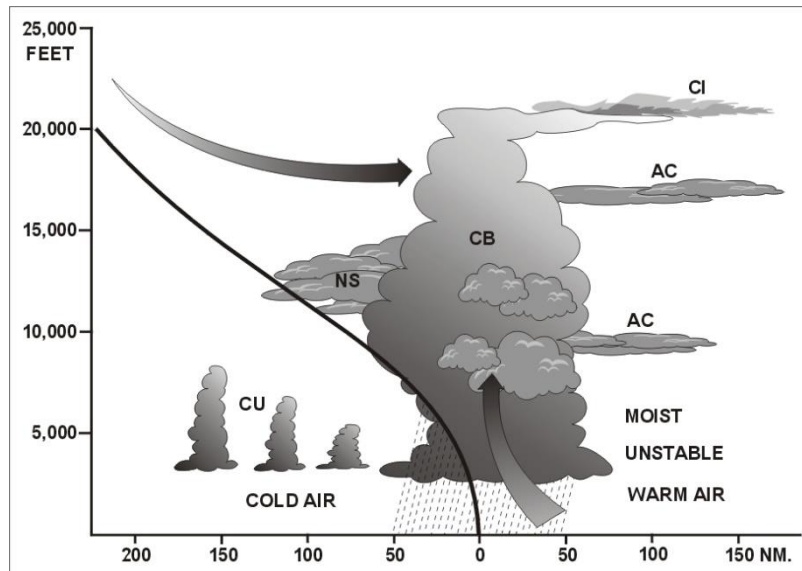


รูปที่ 12 แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ช้า (Slowly moving cold front)

อย่างไรก็ตาม การเคลื่อนที่ของอากาศไปตามความลาดชันของแนวปะทะอย่างรวดเร็วอาจเป็นสาเหตุทำให้อากาศทรงตัวไม่ดีและมีฝนชุกหนักเกิดขึ้น ซึ่งอาจจะปกคลุมเป็นบริเวณร้อยละ 100 ตลอดแนวปะทะอากาศนั้น ลักษณะเช่นนี้ เรียกว่าแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็ว

พายุเมฆจะเริ่มต่ำลงในขณะที่แนวปะทะเคลื่อนผ่าน และการยกตัวของอากาศจะค่อยๆ มีขึ้นหลังจากที่แนวปะทะเคลื่อนผ่านไปแล้วเท่านั้น เมื่อเข้าไปใกล้กับแนวปะทะทิศนวิสัยจะลดลง เนื่องจาก น้ำฟ้าในบริเวณนั้น อากาศเย็นที่เริ่มก่อตัวขึ้นจะมีผลกระทบต่อทิศนวิสัยบ้างเล็กน้อย เนื่องจากน้ำฟ้าที่ตกลงมาอย่างต่อเนื่อง สภาพอากาศจะคงอยู่เช่นนี้ต่อไปเรื่อยๆ จนกระทั่งสิ้นสุดการตกลงมาของน้ำฟ้า

การเคลื่อนที่อย่างรวดเร็วของแนวปะทะอากาศเย็นทำให้มวลอากาศอุ่นถูกยกตัวขึ้นไปตามลาดของแนวปะทะที่ชันมาก หลังจากแนวปะทะเคลื่อนผ่านไปแล้วอากาศจะแจ่มใสอย่างรวดเร็ว ดังแสดงไว้ในรูปที่ 13



รูปที่ 13 แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็ว (Rapidly Moving Cold Front)

ถ้าอากาศอุ่นนั้นมีความชื้นและทรงตัวไม่ดี ลักษณะอากาศที่เกิดได้แก่ ฝนหนักตามแนวปะทะ (Heavy shower) ซึ่งเกิดจากเมฆคิวมูลัส (Cu), คิวมูโลนิมบัส (CB) และถึงแม้ว่าอากาศอุ่นนั้นจะทรงตัวดีแต่มีการยกตัวของอากาศอย่างรุนแรงตามแนวปะทะจึงทำให้อากาศทรงตัวไม่ดีเกิดเป็น เมฆคิวมูลัสได้ แต่ถ้าอากาศอุ่นที่ยกตัวตามลาดชันมีคุณสมบัติแห้ง ก็จะเป็นผลทำให้แนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนผ่านไปไม่มีน้ำฟ้าตกลงมาเลย หรือในบางครั้งอาจจะไม่มีแม้กระทั่งเมฆเกิดขึ้นเลย

ง. สภาวะเกี่ยวกับการบิน

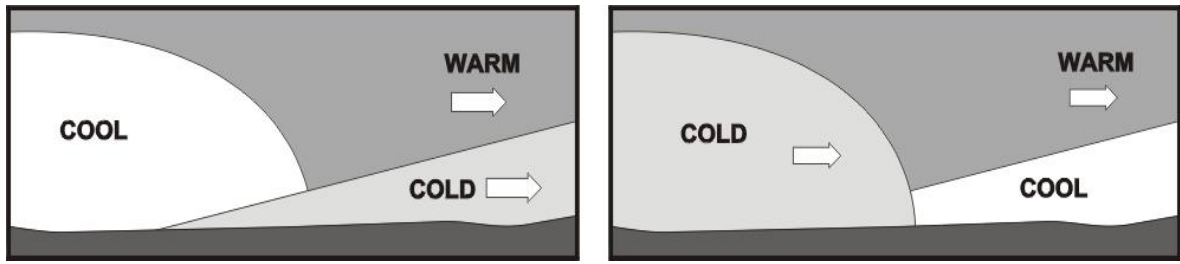
เทียบต่อการเปลี่ยนแปลงอย่างมากภายในแนวปะทะอากาศเย็นที่รุนแรง สภาพอากาศที่เกิดขึ้นในสภาวะการบินผ่านแนวปะทะประกอบด้วย กระแสอากาศปั่นป่วน, น้ำแข็งเกาะเครื่องบิน, ความสูงของยอดเมฆ ชนิดและความรุนแรงของน้ำฟ้า ซึ่งจะแปรเปลี่ยนไปตามกรณีทีกล่าวไว้ข้างต้น ดังนั้นแนวปะทะอากาศเย็นแต่ละชนิดจึงต้องศึกษาเป็นกรณีไปเพื่อที่จะได้พิจารณาถึงผลกระทบซึ่งจะมีต่อสภาวะการบิน

7.3 แนวปะทะอากาศปิด (Occlusions)

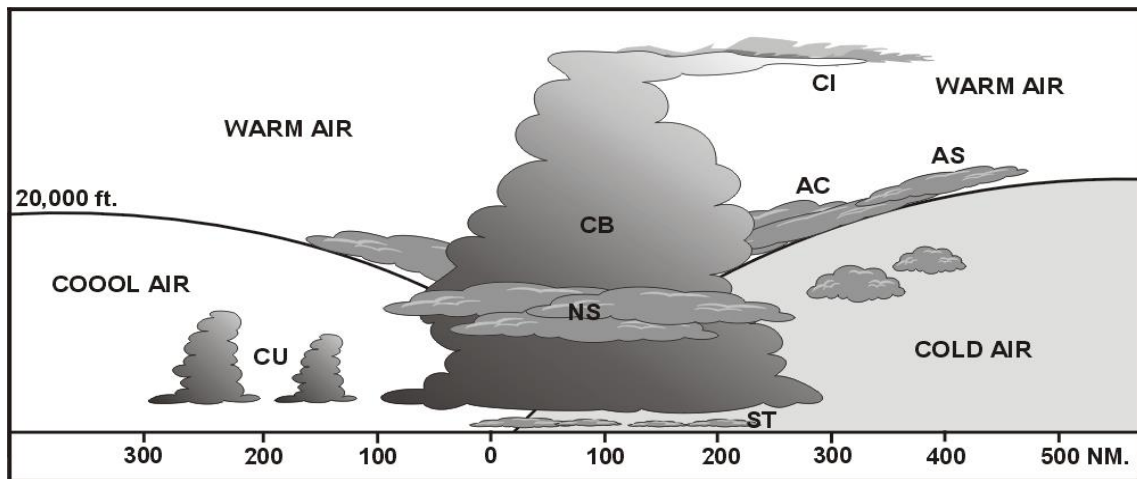
เนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็วกว่าแนวปะทะอากาศอุ่น และเมื่ออากาศเย็นหลังแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ไปทันอากาศเย็นด้านหน้าแนวปะทะอากาศอุ่น ส่วนที่เป็นอากาศอุ่นจะถูกปิดกั้นจนเกิดแนวปะทะขึ้น แนวนี้เรียกว่า แนวปิด (Occlusion) แนวปะทะที่เกิดในลักษณะนี้เรียกว่า แนวปะทะอากาศปิด ซึ่งแบ่งได้เป็น 2 ชนิดคือ

ก. แนวปะทะอากาศปิดชนิดอุ่น (Warm front type occlusion)

เกิดเนื่องจากอากาศอุ่นระหว่างแนวปะทะอากาศอุ่น และแนวปะทะอากาศเย็น ถูกยกขึ้นเหนือพื้นผิว ถ้าอากาศเย็นที่อยู่ด้านหน้าแนวปะทะอากาศอุ่นนั้น เย็นกว่า อากาศที่ไหลในแนวปะทะอากาศเย็นที่ตามมาด้านหลังแล้วจะทำให้แนวปะทะอากาศเย็นซึ่งไหลไปซ้อนทับแนวปะทะอากาศอุ่นที่อยู่ข้างหน้ามันเคลื่อนไปอยู่ข้างบนของอากาศที่เย็นกว่า ลักษณะเช่นนี้เราเรียกว่า Upper cold front และแนวปะทะอากาศปิดชนิดนี้เราเรียกว่า แนวปะทะอากาศปิดชนิดอุ่น (ดังรูปที่ 14) มวลอากาศที่ก่อให้เกิดแนวปะทะชนิดนี้ ได้แก่ มวลอากาศขั้วโลกฝ่ายทวีป (CP-Polar continental) เช่น บริเวณด้านตะวันตกของเทือกเขาร็อกกี้



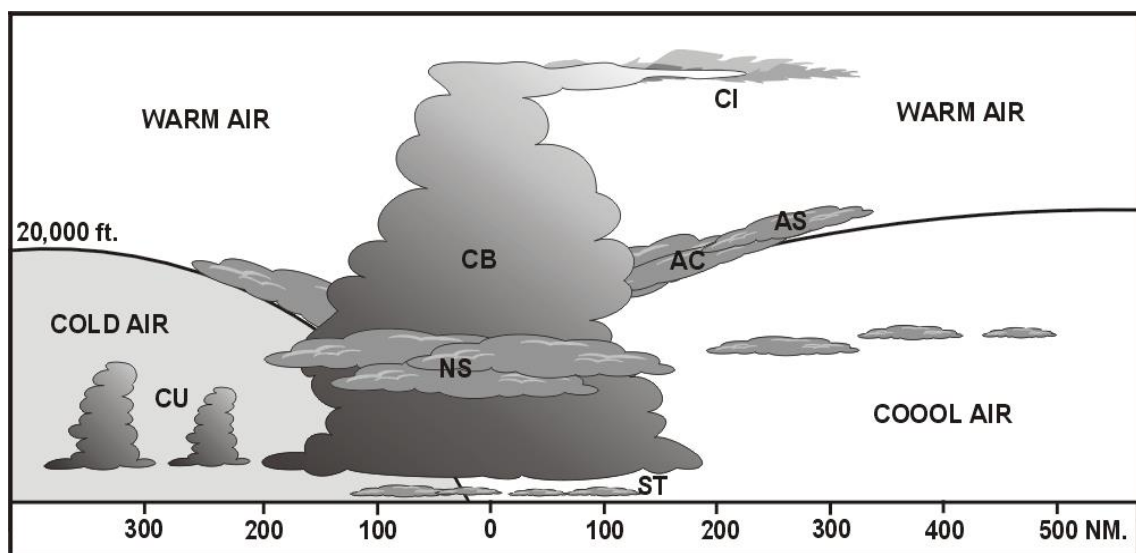
รูปที่ 14 แนวปะทะอากาศปิดชนิดอุ่น และชนิดเย็น



รูปที่ 15 สภาพอากาศในแนวปะทะอากาศปิดชนิดอุ่น

ข. แนวปะทะอากาศปิดชนิดเย็น (Cold front type occlusion)

ถ้าอากาศเย็นด้านหลังแนวปะทะอากาศเย็นนั้นเป็นอากาศที่เย็นที่สุดตามไปทันอากาศเย็นที่เย็นน้อยกว่าที่อยู่ด้านหน้าให้ลอยขึ้นไป ในกรณีนี้พบว่าแนวปะทะอากาศอุ่นจะอยู่ข้างบน (Warm front aloft) แนวปะทะอากาศชนิดนี้เรียกว่า แนวปะทะอากาศปิดชนิดเย็น (ดังในรูปที่ 16)



รูปที่ 16 สภาพอากาศในแนวปะทะอากาศปิดชนิดเย็น

7.3.1 สภาพอากาศในแนวปะทะอากาศปิด เกิดขึ้นและเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว ตัวการที่ทำให้เกิดสภาพอากาศได้แก่

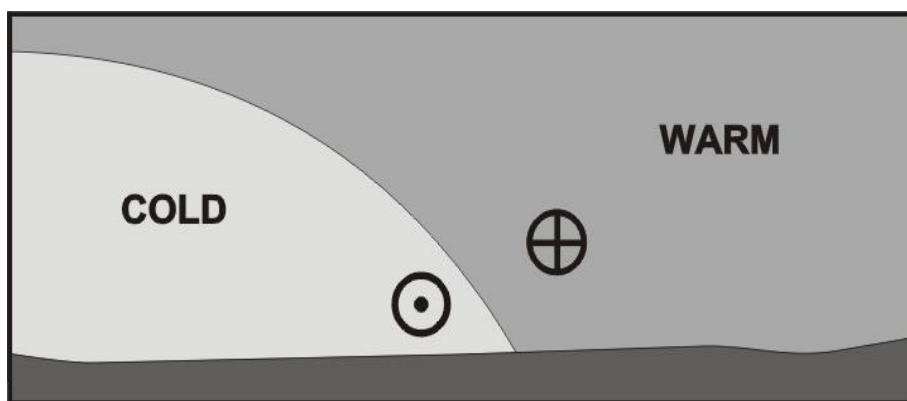
- 1) ปริมาณความชื้น และการทรงตัวของมวลอากาศ
- 2) ระยะเวลาที่เกิดแนวปะทะ (The age of the occlusion)

โดยปกติสภาพอากาศที่เกิดในแนวปะทะอากาศปิด จะเป็นลักษณะผสมกันระหว่างแนวปะทะทั้งสอง คือ มีทั้งฝนชู (Shower) ปนไปกับน้ำฟ้าที่ตกอย่างต่อเนื่องในแนวปะทะอากาศอุ่น เมฆที่เกิดจะเป็นแบบผสมเช่นกัน ระหว่าง เมฆก่อตัวในทางตั้ง (Cumuliform) และเมฆแผ่น (Stratiform) สภาพอากาศนั้นจะรุนแรง ในช่วงแรกของการเกิดแนวปะทะ (Initial stage of develop) ตลอดช่วงระยะของกรรมวิธีการเกิดแนวปะทะอากาศปิด คือ เริ่มตั้งแต่อากาศอุ่นถูกยกขึ้นไปในระดับสูงๆ จนถึงขั้นการสิ้นสุดการยกตัว ลักษณะของเมฆมีหลายชนิดและหลายระดับ

การบินตรงเข้าไปยังแนวปะทะอากาศปิดนั้น สังเกตได้ว่าจะมีเมฆชนิดที่คล้ายคลึงกันกับเมฆที่เกิดในแนวปะทะอากาศอุ่น และเมื่อบินเข้าใกล้แนวปะทะอากาศปิดทางด้านหลังจะพบกับลักษณะที่เป็นแบบแนวปะทะอากาศเย็น ในบางครั้งอาจจะมีเมฆระดับต่างๆ รวมกันเป็นชั้นหนา (Cloud layer) เป็นชั้นๆ ซึ่งอยู่ในร่องของอากาศอุ่น (Trough of warm air)

7.4 แนวปะทะอากาศคงที่ (Stationary front)

คือ แนวปะทะอากาศที่มีการเคลื่อนที่ในทางระดับน้อยมาก หรือไม่เคลื่อนที่เลย จากการตรวจพบว่าการเคลื่อนที่ของอากาศขึ้นไปตามลาดของแนวปะทะส่วนใหญ่มวลอากาศที่กล่าวถึงนั้นจะเป็นมวลอากาศอุ่น และเนื่องจากว่า อากาศเย็นนั้นจะไม่เคลื่อนที่ไปข้างหน้า หรือมาข้างหลังแนวปะทะ อีกทั้งยังไม่มี การเคลื่อนที่ในแนวตั้งอีกด้วย กล่าวคือ ถ้าอากาศเย็นมีการเคลื่อนที่ การเคลื่อนที่นั้นจะมีทิศทางขนานไปกับแนวปะทะในทางตรงข้ามอากาศอุ่น ก็อาจจะเคลื่อนที่ตรงไปยังแนวปะทะได้เช่นกัน เมื่ออากาศอุ่นถูกยกขึ้นไปตามพื้นผิวแนวปะทะ และถ้าแนวปะทะมีการเคลื่อนที่ แนวปะทะนั้นอาจจะเป็นแนวปะทะอากาศเย็น หรือแนวปะทะอากาศอุ่นก็ได้ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับ การเคลื่อนเข้ามาแทนที่ของมวลอากาศนั้น (ดังแสดงไว้ในรูป 17)



รูปที่ 17

บทที่ 10

กระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence)

กล่าวนำ (Introduction)

การไหลของกระแสอากาศมักจะมีการเปลี่ยนแปลงทิศทางหรือความเร็วอย่างต่อเนื่อง ทั้งที่ระดับต่ำและระดับสูงในทุกฤดูกาล ขณะที่กระแสอากาศเกิดจากการกระเพื่อมหรือหมุนวนในบรรยากาศทั้งแนวระดับหรือแนวตั้ง เราเรียกว่า กระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence)

การศึกษสาเหตุและสถานที่ซึ่งก่อให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน จะช่วยให้ผู้เกี่ยวข้องมีความเข้าใจและสามารถลดความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วน ที่มีต่ออากาศยานและผู้โดยสาร

1. ประเภทของกระแสอากาศปั่นป่วน (Types of Turbulence) สามารถแบ่งออกได้ ดังนี้

1.1 กระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศในทางตั้ง (Convective turbulence)

จัดเป็นกระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดในระดับต่ำ เกิดจากกระแสอากาศลอยตัวและจมตัว เนื่องจากกระแสอากาศจมตัวมักเกิดเป็นบริเวณกว้าง ทำให้มีความเร็วในทางตั้งน้อยกว่ากระแสอากาศลอยตัว กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้มีความรุนแรงมากในช่วงเวลาบ่ายของฤดูร้อน และมีลมพัดอ่อน หากลมแรงจะขัดขวางการเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ และทำให้ความรุนแรงลดลง อากาศที่ได้รับความร้อนบริเวณผิวพื้นจะทำให้เกิดอากาศไม่ทรงตัวในระดับต่ำๆ และอากาศร้อนนั้นจะลอยตัวสูงขึ้น ถ้าอากาศที่ผิวพื้นได้รับความร้อนมากขึ้น จะยิ่งทำให้การลอยตัวของอากาศได้สูงและรุนแรงขึ้น บริเวณพื้นทรายหรือที่ถูกปกคลุมด้วยก้อนหินและทุ่งนา เมื่อได้รับความร้อน มีร้อนกว่าพื้นน้ำหรือพื้นที่ที่มีพืชปกคลุมอยู่ ความรุนแรงของกระแสอากาศที่ลอยขึ้นเหนือบริเวณดังกล่าวมีไม่เท่ากัน เมื่อเครื่องบินบินผ่านบริเวณดังกล่าวหรือขณะร่อนลงสู่สนามบิน จะพบกับกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้

เมื่อกระแสอากาศลอยตัวสูงขึ้น จะเย็นตัวลงเนื่องจากการขยายตัว และการลอยตัวจะเกิดต่อเนื่องจนถึงระดับที่อุณหภูมิของกระแสอากาศใกล้เคียงกับสถานะแวดล้อม ถ้าอากาศอัมตัวจะเกิดเมฆ ดังนั้น บางครั้งกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้จึงปรากฏเมฆคิวมูลัส (Cumulus) หรือคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) ให้เห็น และกระแสอากาศปั่นป่วนชั้นรุนแรงมักพบบริเวณใต้ฐานเมฆหรือภายในก้อนเมฆ แต่ไม่พบบริเวณเหนือเมฆ หากอากาศแห้งมากจะไม่ปรากฏเมฆให้เห็น จึงควรระมัดระวังเนื่องจากมองไม่เห็นกระแสอากาศปั่นป่วนบริเวณดังกล่าว

เมื่อเครื่องบินเผชิญกับกระแสอากาศปั่นป่วน จะมีการตอบสนองแตกต่างกัน ขึ้นกับปัจจัยต่อไปนี้

- ความรุนแรงของกระแสอากาศ
- คุณลักษณะของเครื่องบิน เช่น ความเร็ว น้ำหนัก รูปร่าง ลักษณะของปีก
- เทคนิคการบิน

ในขณะที่บินผ่านกระแสอากาศปั่นป่วนแม้ว่าจะใช้ความเร็วสูง อาจเกิดการสั่นอย่างรุนแรงได้เนื่องจากเครื่องบินเปลี่ยนแปลงการเคลื่อนที่ในทางตั้งเร็วมากยิ่งขึ้นนั่นเอง ดังนั้นเพื่อลดความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วนประเภทนี้ จึงควรยึดตรงที่นั่งให้แน่น และปฏิบัติตามคู่มือการบินเมื่อบินผ่านกระแสอากาศปั่นป่วน

1.2 กระแสอากาศปั่นป่วนจากลักษณะของผิวพื้น (Mechanical turbulence)

เป็นกระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากกระแสลมที่ระดับใกล้พื้นดิน พัดผ่านพื้นที่ขรุขระ หรือสิ่งกีดขวาง กระแสลม เช่น ต้นไม้ สิ่งปลูกสร้าง และเทือกเขา ซึ่งกระแสลมจะม้วนขดตัวเป็นวงขนาดต่างๆ และกระแสลมวนจะเคลื่อนไปตามการไหลของกระแสลม ซึ่งจะมีผลกระทบต่อการบินมากขึ้นอยู่กับคุณลักษณะของเครื่องบิน

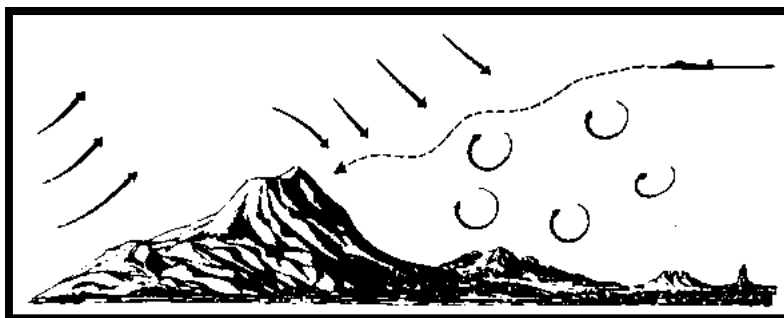
กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้เกิดขึ้นได้ดีเพียงใดขึ้นอยู่กับ

- ความขรุขระของพื้นผิว หรือรูปร่างของสิ่งกีดขวางกระแสลม
- ความเร็วกระแสลม
- การทรงตัวของมวลอากาศ

เมื่อกระแสลมมีความเร็วสูง และ/หรือ พื้นผิวมีความขรุขระมาก ความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วนจะเพิ่มขึ้นด้วย และถ้าอากาศไม่ทรงตัว (Unstable) กระแสลมวนที่เกิดขึ้นจะมีขนาดใหญ่กว่าในกรณีอากาศทรงตัว (Stable) แต่จะสลายตัวได้รวดเร็วกว่าอากาศทรงตัว

การเปลี่ยนแปลงของกระแสลมใกล้พื้นดิน มีความสำคัญมากต่ออากาศยานขณะบินขึ้น-ลง โดยเฉพาะอากาศยานขนาดเล็ก กรณีบริเวณสนามบินซึ่งมีสิ่งปลูกสร้างขนาดใหญ่ใกล้ๆ ทางวิ่ง เช่น โรงเก็บเครื่องบินอาจทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนขึ้นได้ ถ้ากระแสลมอ่อน อากาศมวลวน (Eddy) ที่เกิดขึ้นจะปกคลุมบริเวณพื้นดินใกล้สิ่งปลูกสร้าง แต่ถ้าความเร็วลมมากกว่า 20 นอต อากาศมวลวนจะไหลออกไปได้เป็นระยะทางไกลๆ ซึ่งเป็นอันตรายต่ออากาศยานขณะลงจอด

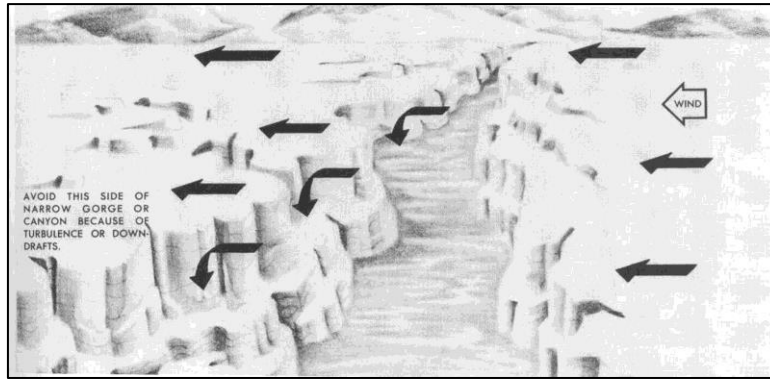
กรณีเมื่อลมพัดผ่านเนินเขาหรือภูเขา มักก่อให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน และจะมีความรุนแรงมากเมื่อลมมีความเร็วสูง โดยที่กระแสอากาศไหลลงด้านหลังลมจะเป็นอันตรายต่ออากาศยานได้ ดังนั้นควรระลึกไว้เสมอว่าเมื่อทำการบินเข้าสู่ด้านหลังลมของยอดเขาในขณะที่ลมพัดแรง ควรบังคับให้อากาศยานไต่ขึ้นสู่ระดับความสูงเหนือยอดของสิ่งกีดขวางนั้นหลายพันฟุต การบินระดับต่ำนอกจากจะเผชิญกับกระแสอากาศไหลลงแล้วยังมีโอกาสเผชิญกับกระแสอากาศปั่นป่วน และลมขวาง (Cross wind) ที่ไหลขนานกับ หุบเขา ดังรูปที่ 1



รูปที่ 1 Wind flow over mountain ranges produces turbulence

เมื่อลมพัดผ่านหุบเขา กระแสอากาศไหลลงจะเกิดขึ้นด้านหลังลม ขณะที่กระแสอากาศไหลขึ้นจะเกิดขึ้นด้านรับลม ดังนั้นหากจำเป็นต้องบินผ่านบริเวณดังกล่าว เพื่อความปลอดภัยควรบินใกล้ทางด้านกระแสอากาศไหลขึ้น เพื่อช่วยเพิ่มแรงยกตัวของเครื่องบิน

เมื่อลมพัดผ่านแนวร่องเขาแคบๆ กระแสอากาศส่วนหนึ่งจะไหลลงไปยังร่องเขา จะเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนบริเวณกลางของร่องเขาและด้านปลายลม ดังรูปที่ 2 ดังนั้นควรหลีกเลี่ยงการบินผ่านบริเวณกระแสลมที่ไหลผ่านร่องเขา เนื่องจากเครื่องบินอาจเสียระยะสูงและชนร่องเขาได้



รูปที่ 2

ควรหลีกเลี่ยงการบินผ่านบริเวณภูเขาและหุบเขาขณะที่ลมพัดแรง หากมีกระแสลมที่ระดับยอดเขา ควรบินให้สูงหรือบินอ้อมบริเวณหุบเขาที่อยู่ระหว่างภูเขาจะเป็นทางเลือกที่ดีกว่า

2. กระแสอากาศปั่นป่วนที่ระดับสูง (High altitude turbulence)

2.1 บริเวณโทรโปพอส (Tropopause)

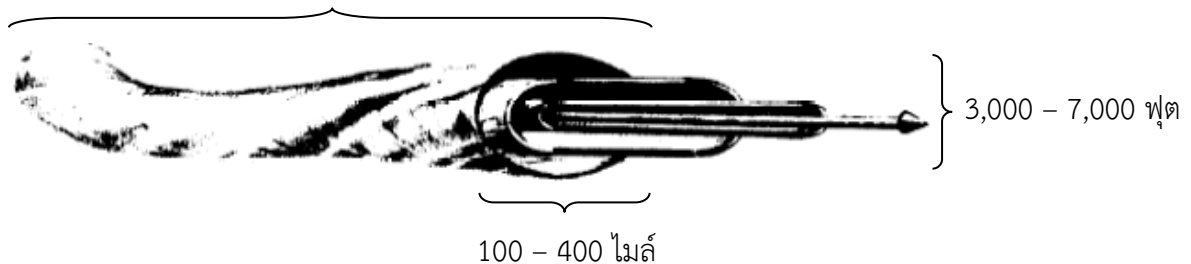
บริเวณโทรโปพอสมักเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนได้ดี เพราะมีการเปลี่ยนแปลงในทางดิ่งซึ่งปรากฏภายในหรือบริเวณใกล้กับโทรโปพอส บริเวณที่พบกระแสอากาศปั่นป่วนในระดับของโทรโปพอสมักไม่ปรากฏเมฆให้เห็น ดังนั้นจึงถูกจัดเป็นกระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส (Clear air turbulence)

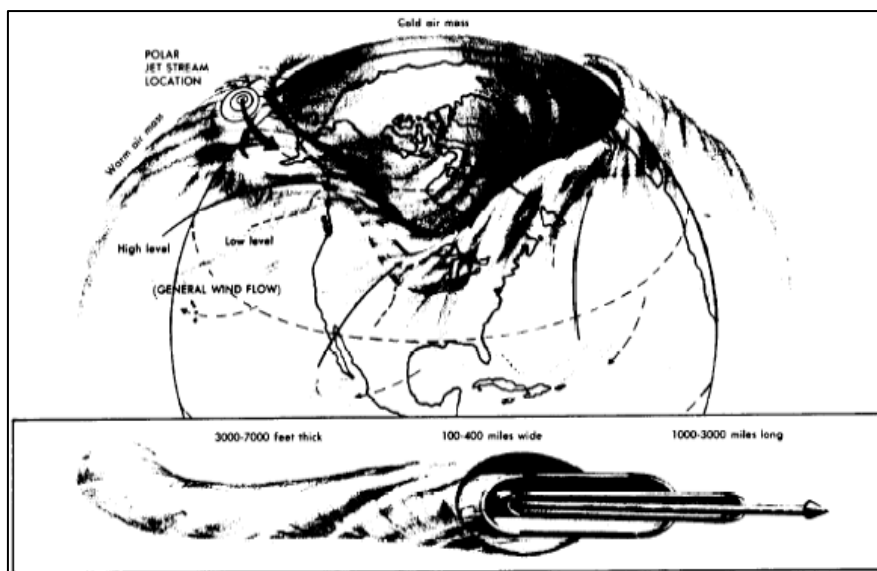
เราทราบว่าโทรโปพอสบริเวณศูนย์สูตรมีความสูงมากกว่าโทรโปพอสบริเวณขั้วโลก และมีรอยแตกอยู่ 2 แห่ง คือ ระหว่างเขตอาร์คติกกับเขตขั้วโลก และเขตขั้วโลกกับเขตร้อน ซึ่งบริเวณรอยแตกดังกล่าวจะพบกระแสลมกรด (Jet stream)

2.2 กระแสลมกรด (Jet stream)

จากรูปที่ 3 กระแสลมกรดเป็นกระแสฝ่ายตะวันตกที่มีความเร็วตั้งแต่ 50 นอต ขึ้นไป พัดเป็นแนวแคบทั้งทางระดับและทางดิ่ง ไหลวนไปรอบๆ โลก คล้ายกับคลื่นซึ่งพบได้ทั้งในซีกโลกเหนือและใต้

กระแสลมกรดบางครั้งอาจมีความเร็วถึง 300 นอต แต่ปกติพบระหว่าง 100 ถึง 150 นอต กระแสลมกรดที่ปรากฏขึ้นจะไม่พบต่อเนื่องขณะไหลไปรอบๆ โลก บ่อยครั้งที่พบว่ามีความยาว 1,000 - 3,000 ไมล์ มีความกว้าง 100 - 400 ไมล์ และมีความหนา 3,000 - 7,000 ฟุต

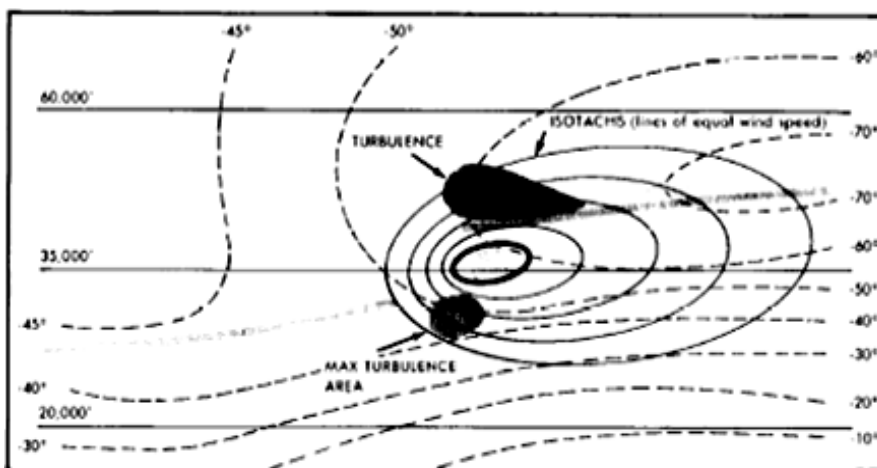




รูปที่ 3

กระแสลมกรดที่เกิดบริเวณขั้วโลก มีวงรอบชีวิตต่อเนื่องตั้งแต่ขึ้นการเกิด ทวีความรุนแรง เคลื่อนที่ และสลายตัวไปพร้อมๆ กับการเปลี่ยนแปลงของแนวปะทะอากาศที่ขั้วโลก ซึ่งมีความแรงในช่วงฤดูหนาวมากกว่าในฤดูร้อน จะเคลื่อนตัวต่ำลงมาทางใต้ในฤดูหนาวและขยับสูงขึ้นไปในฤดูร้อน สอดคล้องกับการเคลื่อนตัวของแนวปะทะอากาศบริเวณขั้วโลก ขณะที่กระแสลมกรดเคลื่อนต่ำลงมา ได้แกนของกระแสลมกรดจะยกตัวไปสู่ระดับที่สูงขึ้นและมักจะมีความเร็วเพิ่มขึ้น แกนของกระแสลมกรด (Maximum jet core) อยู่ระหว่าง 25,000 ถึง 40,000 ฟุต ขึ้นอยู่กับละติจูดและฤดูกาล

จากรูปที่ 4 พบว่าความเร็วลมสูงสุดของกระแสลมกรดในแนวปะทะอากาศขั้วโลก (Polar front jet stream) พบที่ 5,000 ฟุต ได้โทรโพพอสเซชันและปลายของโทรโพพอสเซชันขั้วโลก พบว่าอัตราการลดลงของความเร็วของกระแสลมทางเขตขั้วโลกมีค่ามากกว่าเขตศูนย์สูตร ดังนั้นความรุนแรงของ Wind shear แถบขั้วโลกจึงมากกว่าแถบศูนย์สูตร แนวปะทะอากาศขั้วโลก (Polar front) มักจะเกิดและเคลื่อน ตามกันไปตามช่วงเวลา และบางครั้งอาจเกิดได้หลายแห่งในช่วงเวลาเดียวกัน กระแสลมกรดในแนวปะทะอากาศขั้วโลกก็มีการเปลี่ยนแปลงเช่นเดียวกับแนวปะทะอากาศขั้วโลก



รูปที่ 4 Areas of Probable turbulence in Jet stream

การทำแผนการบินทุกครั้งควรให้ความสนใจรายละเอียดของกระแสลมกรด เนื่องจากมีผลกระทบหลายอย่างต่อการบินในเที่ยวบินนั้น เช่นการสิ้นเปลืองเชื้อเพลิง หรืออาจต้องมีการวางแผนเปลี่ยนเส้นทางบิน โดยการเผชิญกับ Wind shear ซึ่งทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน จำเป็นต้องเปลี่ยนระยะสูงด้วย

2.3 กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส (Clear Air Turbulence : CAT)

คำว่ากระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส เป็นคำใช้เรียกระแสอากาศที่ทำให้เครื่องบินขณะทำการบินเกิดอาการกระแทกหรือกระเพื่อมไปมาในอากาศที่ปราศจากเมฆ แต่บางครั้งอาจเกิดพร้อมกับมีเมฆชั้นสูงประเภท Cirrus cloud และมีชั้นหมอกแตกปกคลุมอยู่ จากการศึกษาพบว่าประมาณ 75 เปอร์เซ็นต์ ของกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ไม่มีเมฆปรากฏให้เห็น

กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส แตกต่างจากกระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศในทางตั้ง กระแสอากาศปั่นป่วนภายในเมฆพายุฟ้าคะนองและกระแสอากาศปั่นป่วนจาก ลักษณะของผิวพื้น ซึ่งสามารถบอกตำแหน่งการเกิดได้ชัดเจน กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใสนี้มักจะพบเหนือระดับ 15,000 ฟุต นอกกลุ่มเมฆก้อน พร้อมกับการเปลี่ยนความเร็วของลมแนวตั้ง (Vertical wind shear) และ/หรือ แนวระดับ (Horizontal wind shear) นอกจากจะพบกระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใสบริเวณตำแหน่งที่พบกระแสลมกรดแล้ว และสามารถพบ Strong wind shear ได้อีกด้วย

หากพบกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ บริเวณกระแสลมกรดในตำแหน่งลมส่งท้ายหรือลมด้าน ควรเปลี่ยนระดับบินหรือเปลี่ยนตำแหน่งของเครื่องบิน เพราะกระแสอากาศปั่นป่วนที่พบบริเวณนี้มักขยายตัว ไปตามกระแสลม แต่มีความตื่นและแคบอยู่ครั้งที่พบกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้มีความหนา 2,000 ฟุต กว้าง 20 ไมล์ และยาว 50 ไมล์

หากพบกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ บริเวณกระแสลมกรดในลักษณะลมขวางทิศ มักไม่จำเป็นต้องเปลี่ยนตำแหน่งของเครื่องบินหรือระดับบิน แต่อย่างไรก็ตามหากต้องการบินให้พ้นบริเวณกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้โดยเร็ว ควรเพิ่มหรือลดระดับบินหลังจากการอ่านค่าอุณหภูมิภายนอกเป็นเวลา 1 หรือ 2 นาที

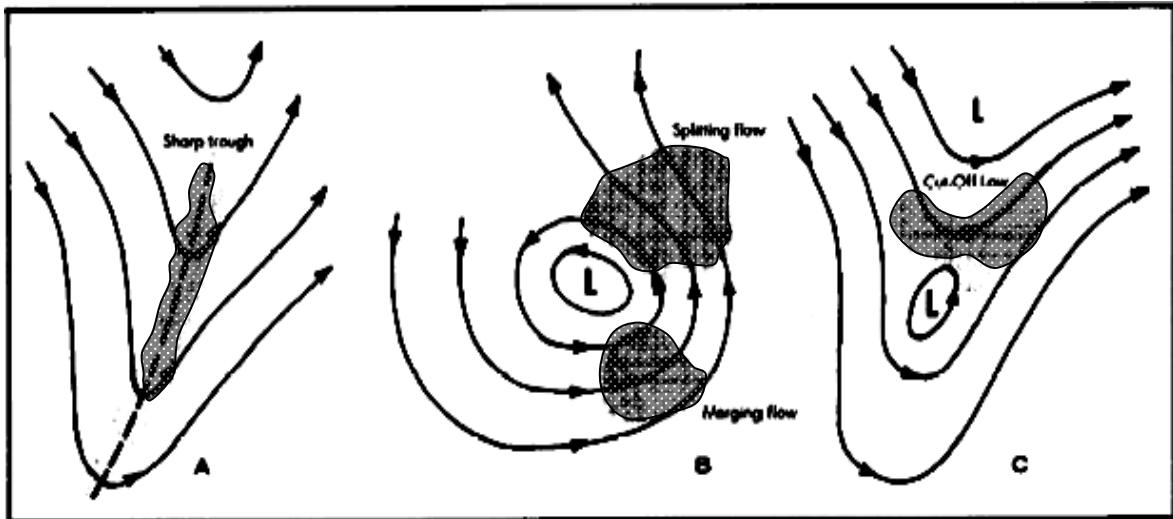
“ ถ้าอุณหภูมิภายนอกเพิ่ม ควรเพิ่มระดับบิน “

“ ถ้าอุณหภูมิภายนอกลด ควรลดระดับบิน “

วิธีการดังกล่าวจะป้องกันการเผชิญกับแนวลาดชันของโทรโปพอส หรือบริเวณพื้นผิวของแนวปะทะอากาศและบริเวณที่มีกระแสอากาศปั่นป่วน ถ้าค่าอุณหภูมิภายนอกไม่เปลี่ยนแปลงสามารถเพิ่มหรือลดระดับบินก็ได้

กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใสสามารถแผ่ขยายขึ้นไปถึงระดับสูงๆ และยังเกิดร่วมกับการไหลของกระแสลมที่ก่อให้เกิด Shear ได้อีกด้วย ในกรณีของร่องความกดอากาศต่ำในระดับความสูงที่มีความลึกและคมชัดเคลื่อนที่ด้วยความเร็วมากกว่า 20 นอต จะพบกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้บริเวณใกล้เคียง หรือในร่องความกดอากาศต่ำแม้ว่าความเร็วของลมค่อนข้างต่ำเมื่อเปรียบเทียบกับความเร็วของลมใกล้ๆ กระแสลมกรด นอกจากนี้ทิศทางของลมทั้งสองด้านที่อยู่ตรงข้ามกับร่องความกดอากาศต่ำ มีค่าต่างกัน 90 องศา หรือมากกว่า ดังรูปที่ 1-5A

กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส สามารถพบได้ในบริเวณรอบๆ หย่อมความกดอากาศต่ำที่ปรากฏในระดับสูง (Low aloft) โดยเฉพาะบริเวณที่มีกระแสอากาศไหลแยกและไหลสลับ ซึ่งปรากฏทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือของ Cut of Low ดังรูปที่ 5B,5C



รูปที่ 5 Wind patterns associated with high-level CAT

อย่างไรก็ตามควรปฏิบัติตามคู่มือการบินของเครื่องบินชนิดนั้น โดยใช้ความเร็วในการบินผ่านกระแสอากาศปั่นป่วนเมื่อเผชิญกับกระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส ซึ่งจะช่วยลดอิทธิพลจากกระแสอากาศปั่นป่วนได้ แต่ถ้ากระแสอากาศปั่นป่วนมีความรุนแรงถึงขั้นที่จะต้องทำการแก้ไขโดยการเปลี่ยนระดับบิน ควรใช้ข้อมูลสภาพอากาศที่ได้รับจากเจ้าหน้าที่พยากรณ์อากาศก่อนทำการบิน หรือขอข้อมูลเพิ่มเติมผ่านระบบการติดต่อสื่อสารระหว่างนักบินกับเจ้าหน้าที่ชาวอากาศ ซึ่งจะช่วยทำให้การแก้ไขเป็นไปอย่างถูกต้องและหลีกเลี่ยงความรุนแรงที่มีต่อเครื่องบินได้ และสิ่งสำคัญคือ ควรรายงานรายละเอียดเกี่ยวกับกระแสอากาศปั่นป่วนทุกๆ ชนิดที่พบขณะทำการบินทุกครั้ง

3. กระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากแนวปะทะอากาศ (Frontal turbulence)

กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ เกิดจากการยกตัวของอากาศที่อุ่นกว่าตรงส่วนหน้าของแนวปะทะอากาศ เนื่องจากการปะปน หรือความแตกต่างของทิศทางลมในมวลอากาศอุ่นและเย็น จึงเกิดกระแส อากาศปั่นป่วนขึ้น การไหลขึ้นของอากาศจะมีมากเมื่ออากาศอุ่นนั้นมีการทรงตัวไม่ดี และมีความชื้นมาก กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้จะรุนแรงที่สุด โดยสังเกตได้จากเมื่อแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนที่เร็ว

4. กระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากลมพัดในทิศทางตัดกัน (Wind shear turbulence)

การเปลี่ยนแปลงความเร็วลมหรือลมที่พัดในทิศทางตัดกันตามทางตั้งหรือทางระดับ (Wind shear) จะเป็นผลทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนขึ้น ถ้าความเร็วและทิศทางลมมีการเปลี่ยนแปลงมาก ก็เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างรุนแรงตามมา กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้มักเกิดในบริเวณกระแสลมกรด ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงความเร็วลมมากทั้งในทางตั้งและทางระดับ ลักษณะเช่นนี้มักเกิดในบริเวณที่มีอากาศแจ่มใส จึงเรียกว่ากระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส (Clear air turbulence) มีรายละเอียดตามหัวข้อ 3.3

กระแสอากาศปั่นป่วนบางครั้งอาจเกิดขึ้นขณะที่เครื่องบินไต่ขึ้นหรือร่อนลงสู่สนามบิน ในขณะที่มีการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูง ตัวอย่างเช่น ในบริเวณที่มีลมสงบ อากาศเย็นมักจะเกิดขึ้นตามหุบเขา อันเนื่องมาจากความเย็นในตอนกลางคืน ขณะเดียวกันถ้ามีอากาศอุ่นกว่าเคลื่อนเข้ามาซ้อนทับ ความแตกต่างของความเร็วลมในอากาศทั้งสองนั้น จะทำให้เกิดการปะทะกันขึ้น จึงเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนในบริเวณแคบๆ

5. กระแสอากาศปั่นป่วนเนื่องจากพายุฟ้าคะนอง (Thunderstorm turbulence)

เมฆคิวมูโลนิมบัสซึ่งเติบโตขึ้นมาจากการที่อากาศเย็นไหลผ่านไปบนพื้นผิวมหาสมุทร อาจแผ่ขยายความสูงของยอดเมฆขึ้นไปได้ถึง 5-7 กิโลเมตร อย่างไรก็ตามยอดเมฆคิวมูโลนิมบัสที่มีความรุนแรงมากในบางครั้งอาจขยายสูงขึ้นไปได้ถึง 9-13 กิโลเมตร และสามารถสูงกว่านี้ได้ในเขตร้อน การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งจะมีอยู่ทั่วทั้งก้อน ทำให้เกิดผลกระทบต่อไปในทุกระดับทั้งที่อยู่ในหรือใต้เมฆคิวมูโลนิมบัส

กระแสอากาศไหลขึ้นบริเวณระดับกลางภายในเมฆคิวมูโลนิมบัส จะมีความรุนแรงมากกว่าบริเวณส่วนล่างของเมฆ, บริเวณรอบฐานเมฆและบริเวณยอดเมฆหรือใกล้เคียง

การปั่นป่วนชั้นรุนแรงหรือชั้นรุนแรงมากอาจเกิดขึ้นได้ภายนอกก้อนเมฆ เนื่องจากฝนหนักที่ตกออกมาจากบางส่วนของพदानเมฆ ฝนหนักซึ่งเป็นตัวการสำคัญที่ก่อให้เกิดกระแสอากาศมีการไหลลงอย่างรุนแรงติดตามมา พร้อมกับการปั่นป่วนของอากาศซึ่งมีอยู่ภายนอกก้อนเมฆ

กระแสอากาศปั่นป่วนจะมีความรุนแรงที่แตกต่างกันออกไปในแต่ละขั้นตอนการเกิดพายุฟ้าคะนอง โดยปกติแล้วความรุนแรงสูงสุดมักเกิดอยู่ในระยะเริ่มต้นของชั้นเจริญเติบโตเต็มที่ แม้ว่ากระแสอากาศไหลลงอยู่เป็นบางส่วน โดยการตกของฝนและลูกเห็บก็ตาม แต่กระแสอากาศไหลขึ้นส่วนอื่นที่ไหลอยู่ภายในก้อนเมฆ จะยังคงไหลขึ้นอย่างต่อเนื่อง จนกระทั่งมีความรุนแรงสูงสุดในบริเวณส่วนบนของก้อนเมฆ โดยปกติแล้วกระแสอากาศไหลลงดังกล่าวมักมีความรุนแรงที่ไม่มากนักและเกิดอยู่เฉพาะตรงส่วนล่างของเมฆพายุฟ้าคะนองเท่านั้น กระแสอากาศที่กำลังไหลลงดังกล่าวจะแผ่กระจายออกไปบริเวณ ใกล้พื้นผิวโลก ก่อให้เกิดลมแรงที่มีความรุนแรงมาก (Severe squall)

การหลีกเลี่ยงกระแสอากาศปั่นป่วนเนื่องจากพายุฟ้าคะนอง ควรอาศัยพื้นฐานมาจากการสังเกตของนักบินเอง ประกอบกับระยะสูงของพदानบินในเที่ยวบินนั้น กล่าวโดยทั่วไป การบินในระดับฐานหรือใต้เมฆพายุฟ้าคะนองจะมีโอกาสพบกับกระแสอากาศปั่นป่วนชั้นรุนแรงมาก ได้น้อยกว่าการบินบริเวณระดับกลางของเมฆพายุฟ้าคะนองนั้น

ในการบินที่ระดับสูง ควรบินเหนือยอดเมฆพายุฟ้าคะนอง หากจำเป็นต้องบินผ่านเข้าไปในเมฆพายุฟ้าคะนอง ควรหลีกเลี่ยงบริเวณที่มีน้ำฟ้า และการปั่นป่วนมากที่สุด โดยใช้เครื่องมือต่างๆ เช่น เรดาร์ตรวจอากาศประจำเครื่องบิน และเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินให้เป็นประโยชน์มากที่สุด

6. กระแสอากาศปั่นป่วนเนื่องจากเครื่องบิน (Wake turbulence)

การบินของอากาศยานทุกแบบจะก่อให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน ซึ่งมีลักษณะเป็นแบบมววน (Vortex wake turbulence) โดยมีจุดเริ่มต้นจากปลายปีกทั้งสองข้าง รูปที่ 6 ซึ่งความรุนแรงจะขึ้นอยู่กับน้ำหนักและความเร็วของอากาศยาน รวมทั้งรูปร่างของปีกที่ก่อให้เกิดกระแสมววน ความรุนแรงจะมีค่ามากที่สุดเมื่ออากาศยานมีน้ำหนักมาก ผิวเรียบ และบินด้วยความเร็วต่ำ (Heavy, Clean, Slow) เคยมีการบันทึกว่าความเร็วในการหมุน (Vortex tangential velocities) มีค่าสูงถึง 130 นอต

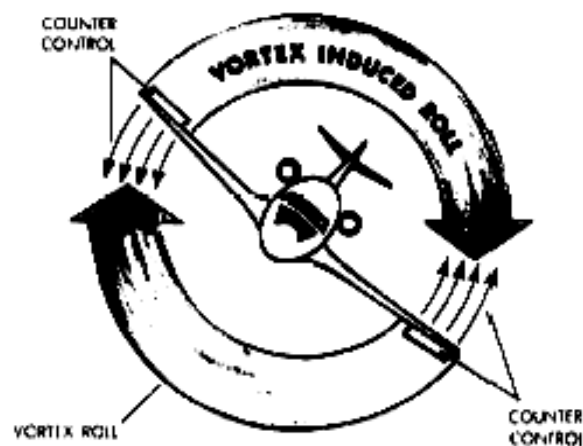


รูปที่ 6 Counter-Rotating Vortices

การหมุนของกระแสอากาศอย่างรุนแรงในลักษณะเป็นรูปกรวย สามารถเป็นอันตรายต่ออากาศยานได้ โดยอันตรายในเบื้องต้นได้แก่ การสูญเสียการควบคุมอันมีสาเหตุจากการหมุนควงของอากาศยาน รูปที่ 7 ซึ่งการแก้ไขจะมีข้อจำกัดขึ้นอยู่กับความกว้างของปีก และการตอบสนองของเครื่องต่อการบังคับแก้ไขนั้น ถ้าอากาศยานมีขนาดค่อนข้างใหญ่และส่วนของปีกและครีบบริกกัมเมย (Ailerons) มีความยาว เลยออกมานอกกระแสววน การบังคับแก้ไขจะทำได้ผล และการหมุนควงจะไม่รุนแรง

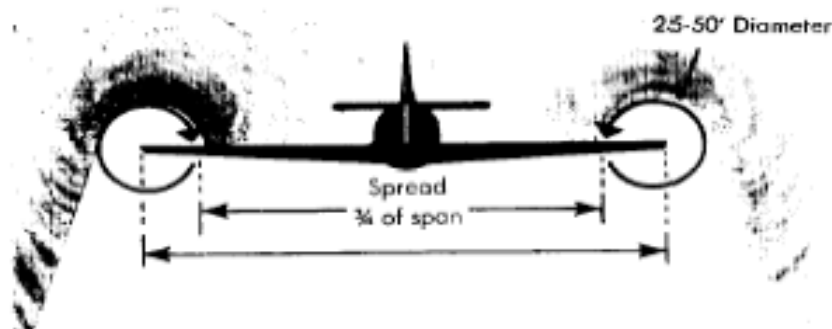
กระแสววนที่เกิดจากส่วนท้ายของอากาศยานมีคุณลักษณะเฉพาะซึ่งผู้ทำการในอากาศควรรู้เมื่อมีการเกิด และตำแหน่งที่เกิดของกระแสววนนั้น เพื่อที่จะหลีกเลี่ยงอันตรายที่อาจมีตามมา

- กระแสววนเริ่มต้นการเกิดและการหมุนตัวเมื่อล้ออากาศยานพื้นพื้นขณะบินขึ้น และจะสิ้นสุดเมื่อล้อแตะพื้นขณะลงจอด



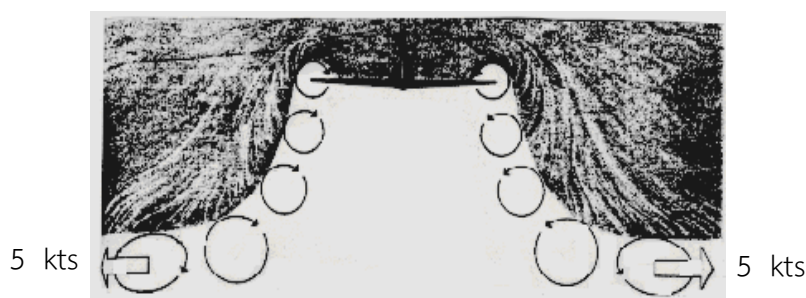
รูปที่ 7 Induced Roll

- ทิศทางการไหลของกระแสอากาศมวลวน จะเริ่มจากหมุนออกข้างนอกแล้วขึ้นข้างบน และจากนั้นหมุนวนรอบปลายปีก แขนของการหมุนมีขนาดตั้งแต่ 25-50 ฟุต และจะเกิดอยู่คู่กันจนกระทั่งสลายตัวไป รูปที่ 8



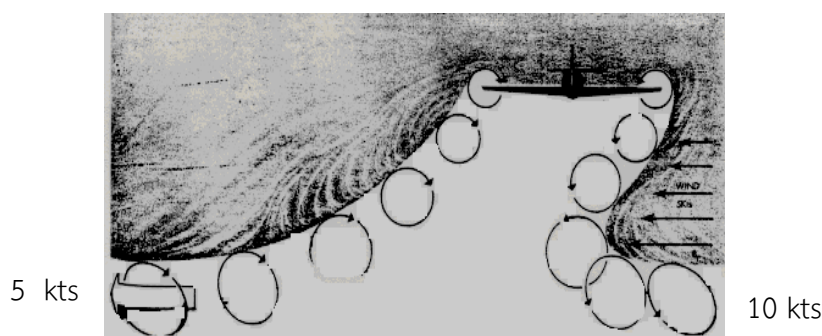
รูปที่ 8 Vortex Circulation

- กระแสมวลวนจะมีอัตราการจมตัว 400-500 ฟุตต่อนาที และจะสลายตัวเมื่อจมตัวได้ประมาณ 800-900 ฟุต จึงควรบินที่ระดับเดียวกัน หรือเหนือกว่าอากาศยานที่นำหน้า
- เมื่อกระแสมวลวนจมตัวลงถึงพื้นด้านล่าง จะเคลื่อนที่ไปด้านข้างด้วยความเร็ว 5 นอต ดังรูปที่ 9



รูปที่ 9 Vortex Movement In Ground Effect (No Wind)

- ผู้ทำการในอากาศควรระมัดระวังความรุนแรงของกระแสลม ซึ่งเป็นผลมาจากการที่มีลมขวางสนามในเวลานั้น ดังรูปที่ 10



รูปที่ 10 Vortex Movement In Ground Effect (Cross Wind)

- อย่างไรก็ตามในกรณีที่บินตามลม (Tail wind) กระแสอากาศมวลวนอาจถูกพัดเข้าไปสู่บริเวณที่เครื่องจะร่อนลงได้

- กระแสมวลวนจะคงอยู่ได้นานกว่าปกติในขณะเกิดการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูง (Inversion) ดังนั้นเมื่ออยู่ในสภาวะดังกล่าว ควรจะเพิ่มระยะห่างระหว่างเครื่องบินให้มากกว่าปกติ

- ถ้าอากาศทรงตัวดีและลมสงบ ความปั่นป่วนอาจจะอยู่ได้นาน 5 นาทีหรือมากกว่า หากมีลมแรงขึ้น กระแสลมวนจะอยู่นานขึ้น และระยะทางของกระแสอากาศปั่นป่วนจะเพิ่มมากขึ้นด้วยตามทิศทางที่ลมพัดไป และถ้าอากาศทรงตัวไม่ดี กระแสลมวนจะสลายตัวได้เร็ว

ใบพัดหลักของเฮลิคอปเตอร์สามารถทำให้เกิดกระแสลมวนลงสู่ด้านล่างได้ ซึ่งเมื่อบินไปข้างหน้า กระแสลมวนจะมีลักษณะการเกิดคล้ายกับที่เกิดบริเวณปลายปีกของอากาศยานปีกตรึง รูปที่ 11 ยิ่งเฮลิคอปเตอร์มีขนาดใหญ่ อันตรายจะมีมากขึ้นตามไปด้วย



รูปที่ 11 Helicopter Vortices

ภายใต้หลักเกณฑ์เงื่อนไขของการควบคุมการจราจรทางอากาศ จะกำหนดให้เว้นระยะห่างเมื่อบินตามหลังอากาศยานขนาดใหญ่ อย่างไรก็ตามขึ้นอยู่กับความตั้งใจ และเป็นความรับผิดชอบของผู้ทำการในอากาศ เพื่อที่จะหลีกเลี่ยงความเสี่ยงต่อการประสบกับกระแสอากาศลมวน และข้อปฏิบัติที่ควรทราบได้แก่

1. เมื่ออยู่ในเส้นทางบิน ให้บินระดับเดียวกันหรือเหนือขึ้นไป เมื่อบินตามอากาศยานขนาดใหญ่
2. เมื่อร่อนลงจอดตามหลังอากาศยานขนาดใหญ่ ให้ลงแตะพื้นในตำแหน่งที่เลยไปจากจุดที่อากาศยานขนาดใหญ่ลงแตะพื้น
3. เมื่อลงแตะพื้นหรือขึ้นจากพื้นหลังการบินขึ้นของอากาศยานขนาดใหญ่ ให้ลงแตะพื้นหรือขึ้นจากพื้นที่ตำแหน่งก่อนที่ถึงจุดที่อากาศยานขนาดใหญ่บินขึ้นจากพื้น

ชั้นความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วน

1. กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นเบา (Light turbulence) ในชั้นนี้มักจะเกิดในเมฆคิวมูลัสก้อนเล็กๆ และพบในระดับต่างๆ เหนือพื้นที่ขรุขระซึ่งมีความเร็วลมน้อยกว่า 25 นอต บางครั้งจะพบในระดับต่ำๆ เหนือพื้นที่ที่ได้รับความร้อนไม่สม่ำเสมอ

2. กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นปานกลาง (Moderate turbulence) มักจะเกิดจากปรากฏการณ์ต่อไปนี้

2.1 เกิดขึ้นในบริเวณคลื่นภูเขา (Mountain wave) เมื่อมีความเร็วลมประมาณ 20-50 นอต หรือสูงกว่า และพัดในทิศทางตั้งฉากกับเทือกเขาอาจเกิดขึ้นได้ตั้งแต่ผิวพื้นจนถึง 10,000 ฟุต เหนือโทรโพพอส และแผ่ออกไปเป็นระยะทางถึง 300 ไมล์ ทางด้านหลังลม หรือภายในบริเวณเมฆเซอร์รัส (Cirrus) ที่เกิดร่วมกับคลื่นภูเขานั้น

2.2 เกิดขึ้นเมื่อคลื่นภูเขามีความเร็วประมาณ 25-50 นอต พัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา โดยจะเกิดขึ้นระหว่างผิวพื้นกับโทรโพพอส และแผ่ออกไปเป็นระยะทาง 150 ไมล์ ทางด้านหลังลม หรือภายในบริเวณเมฆเซอร์รัสของคลื่นภูเขานั้น

2.3 เกิดอยู่ภายในและรอบๆ พายุฟ้าคะนอง รวมทั้งส่วนบนของพายุฟ้าคะนองชั้นสลายตัว หรือภายใน ยอดเมฆ

2.4 ในกระแสลมกรด มักจะพบในระดับความสูงของแกนกลางของกระแสลมกรด (Jet core) และต่ำลงมา 5,000 ฟุต และจากแกนกลางของกระแสลมกรดเป็นระยะทางยาวถึง 250 ไมล์ ไปทางด้านอากาศเย็นของแกนกลาง หรือภายในเมฆเซอร์รัสอันเกิดจากกระแสลมกรด

2.5 ในเมฆก้อน (Cumuliform) จะพบในเมฆคิวมูลัสที่หนาหรือมีขนาดใหญ่ (Towering cumulus)

2.6 เมื่อลมผิวพื้นมีความเร็วเกิน 25 นอต ขึ้นไป มักจะเกิดขึ้นใกล้ๆ กับพื้นดิน

2.7 ในร่องความกดอากาศต่ำชั้นบน ความกดอากาศต่ำที่มีศูนย์กลางเย็น หรือแนวปะทะอากาศเบื้องบน (Upper trough, Cold low or Front aloft) มักจะพบในบริเวณที่มีลมพัดตัดกันในทางดิ่งมากกว่า 6 นอต ต่อ 1,000 ฟุต หรือในทางระดับมากกว่า 40 นอต ต่อ 150 ไมล์

2.8 บรรยากาศที่มีการทรงตัวไม่ดี มักจะเกิดที่ระดับต่างๆ โดยที่ความชื้นในอากาศนั้นไม่เพียงพอที่จะทำให้เกิดเมฆคิวมูลัสหรือคิวโลนิมบัสขึ้นได้

3. กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นรุนแรง (Severe turbulence) มักจะเกิดขึ้นได้ดังนี้

3.1 ในคลื่นภูเขา เมื่อความเร็วลมตั้งแต่ 50 นอตขึ้นไป พัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นนี้เกิดขึ้นตั้งแต่ผิวพื้นจนถึงโทรโพพอส และแผ่ออกไปเป็นระยะทาง 150 ไมล์ ทางด้านหลังลม

3.2 ในคลื่นภูเขา เมื่อความเร็วลม 20-50 นอต พัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นนี้จะเกิดขึ้นทางด้านหลังลม แผ่ออกไปเป็นระยะทางยาวถึง 50 ไมล์

3.3 ภายในและรอบๆ พายุฟ้าคะนองชั้นเจริญเติบโตเต็มที่

3.4 ในกระแสลมกรด ซึ่งพบไม่บ่อยนักในระดับระหว่างแกนกลางของกระแสลมกรด และต่ำลงมา 5,000 ฟุต และประมาณ 50-150 ไมล์ ไปทางด้านอากาศเย็นของแกนกลางของกระแสลมกรด

3.5 จะพบในเมฆก้อน โดยเฉพาะในเมฆคิวมูลัสขนาดใหญ่

4. กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นรุนแรงมาก (Extreme turbulence) มีหลักพอจะสังเกตได้ดังต่อไปนี้

4.1 ในคลื่นภูเขา เมื่อมีความเร็วลมตั้งแต่ 50 นอตขึ้นไป พัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นนี้จะเกิดในระดับต่างๆ ทางด้านหลังลม หรือใกล้ๆ กับเมฆม้วน (Rotor cloud)

4.2 ในคลื่นภูเขา เมื่อความเร็วลม 20-50 นอต และพัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นนี้ จะพบในระดับต่ำด้านหลังลมไม่บ่อยครั้งนัก (Infrequently)

4.3 ในพายุฟ้าคะนอง จะพบในขณะที่เมฆกำลังเจริญเติบโต (สังเกตได้จากว่ามีลูกเห็บ ฝนตกหนัก เห็นภาพของเมฆไม่ชัดเจนจากจอร์นาร์ตรวอากาศ หรือเกิดฟ้าแลบติดต่อกันเกือบตลอด)

4.4 มีกระแสอากาศเนื่องจากความร้อน ลมตัดกัน หรือคลื่นอากาศที่ไม่เคลื่อนที่ (Convection, Wind shear or Standing wave) อย่างรุนแรง

บทที่ 11

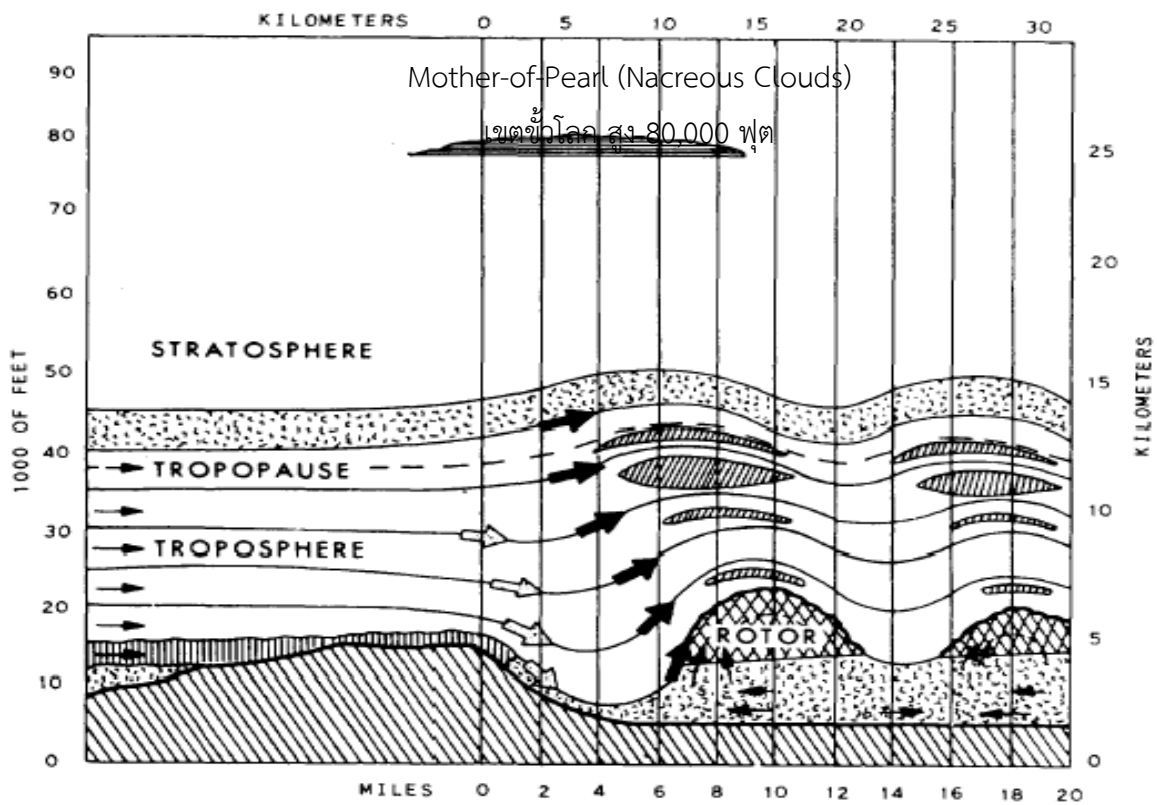
คลื่นภูเขา (Mountain Wave)

1. กล่าวโดยทั่วไป

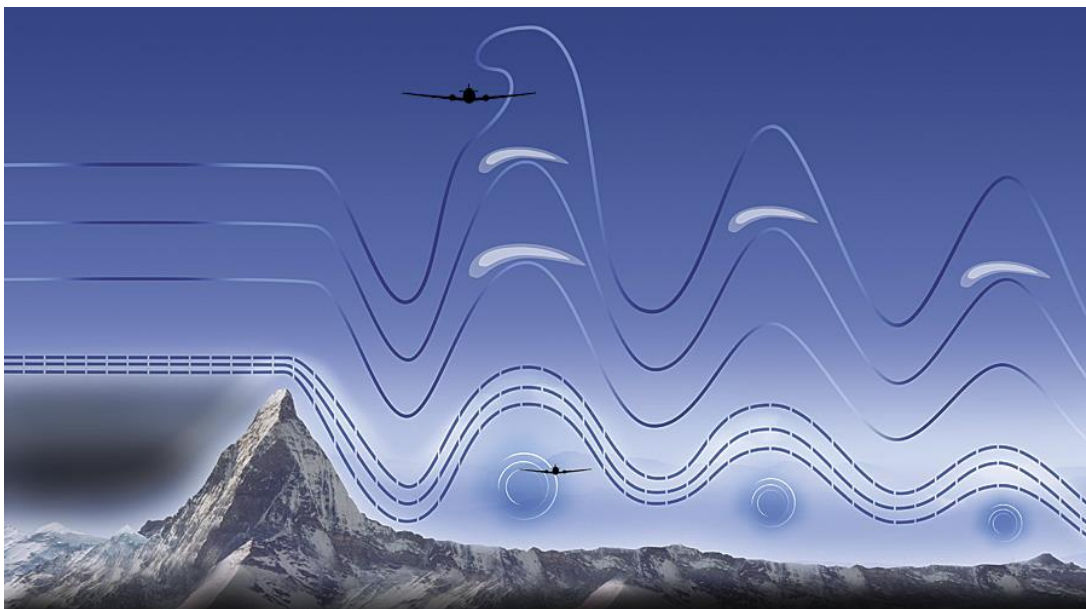
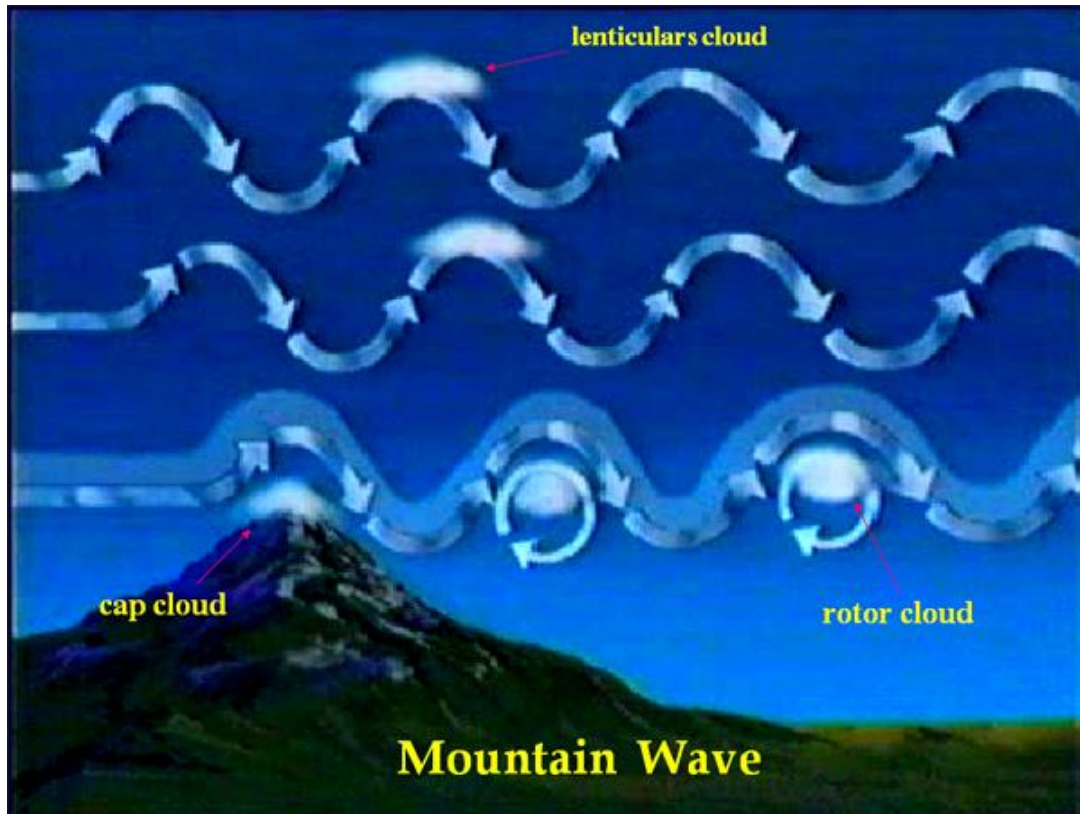
คลื่นภูเขาเป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติ ซึ่งเกิดจากกระแสลมแรงพัดผ่านแนวเทือกเขา ก่อให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence) ในชั้นบรรยากาศจากระดับต่ำถึงระดับสูง (Vertical) และแผ่ออกไปในทางระดับ (Horizontal) จากด้านหลังลม (Leeward side) ของแนวเทือกเขาเมื่ออากาศยานผ่าน หรือเข้าใกล้บริเวณดังกล่าวมักเกิดอาการกระแทก (Bumping) คล้ายกับตกหลุมอากาศหรือสูญเสียระยะสูง (Altitude) อย่างรวดเร็ว นอกจากนี้คลื่นภูเขามักก่อให้เกิดเมฆชั้นต่ำปกคลุมบริเวณสันเขาทำให้ทัศนวิสัยขณะทำการบินลดลง เมื่อนักบินไม่สามารถมองเห็นพื้นดินหรือเทือกเขา จึงทำให้อากาศยานเกิดอุบัติเหตุได้สำหรับประเทศไทยได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในฤดูหนาว ย่อมมีโอกาสเกิดคลื่นภูเขาในภาคเหนือ และภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ดังนั้น นักอุตุนิยมวิทยาและผู้ทำงานในอากาศ จำเป็นต้องศึกษารายละเอียดของคลื่นภูเขาตามที่จะได้กล่าวต่อไป

2. สภาวะที่เหมาะสมแก่การเกิดคลื่นภูเขา

เมื่อกระแสลมพัดเข้าสู่ด้านรับลม (Windward side) ของแนวเทือกเขาด้วยความเร็ว 25 นอต หรือมากกว่า โดยทิศทางของกระแสลมทำมุมตั้งฉากกับแนวสันเขา หรือเบี่ยงเบนจากมุมตั้งฉากไม่เกิน 50 องศา ถ้ากระแสลมนี้พัดต่อเนื่องจนถึงระดับโทรโพพอส (Tropopause) สภาวะดังกล่าวก่อให้เกิดคลื่นภูเขาด้านหลังลมได้ดีขึ้น ตามรูปที่ 1



รูปที่ 1 สภาวะการเกิดคลื่นภูเขา (Mountain wave)



รูปที่ 2

คลื่นภูเขาที่เกิดขึ้นด้านหลังลมของแนวเทือกเขาจะมีความรุนแรงและแผ่ออกไปในทางระดับ หรือสูงขึ้นไปในบรรยากาศมากขึ้นเพียงใด ขึ้นอยู่กับเงื่อนไข 4 ข้อ คือ

2.1 ทิศทางของกระแสลมที่พัดเข้าสู่ด้านรับลมของแนวเทือกเขา

ถ้ามีทิศทางตั้งฉากกับระดับแนวสันเขา คลื่นภูเขาจะมีความรุนแรงแผ่ออกไปได้ดี และมีความรุนแรงลดลงเมื่อทิศทางเบี่ยงเบนไปจากแนวตั้งฉาก

2.2 ความเร็วของกระแสลมที่พัดเข้าสู่ด้านรับลมของแนวเทือกเขา

ถ้ากระแสลมมีความเร็วสูงต่อเนื่องจากระดับแนวสันเขาถึงระดับโทรโพพอส และความเร็วลมเพิ่มขึ้นตามระยะสูง คลื่นภูเขาจะมีความรุนแรงแผ่ออกไปได้ดี และมีความรุนแรงลดลงเมื่อความเร็วของกระแสลมลดลง

2.3 ลักษณะของแนวเทือกเขา

ถ้าแนวเทือกเขาด้านรับลมมีความลาดชันน้อย (Gentle windward slope) และด้านหลังลมมีความลาดชันมาก (Steep leeward slope) จะมีโอกาสเกิดคลื่นภูเขาที่มีความรุนแรงได้มากที่สุด และถ้าเทือกเขานี้มีความสูงมาก มีการวางตัวเป็นแนวยาวต่อเนื่อง ทำมุมตั้งฉากกับทิศทางลม คลื่นภูเขาจะมีความรุนแรงแผ่ออกไปได้ดี

2.4 การทรงตัวของบรรยากาศที่ปกคลุมด้านรับลมและด้านหลังลมของแนวเทือกเขา

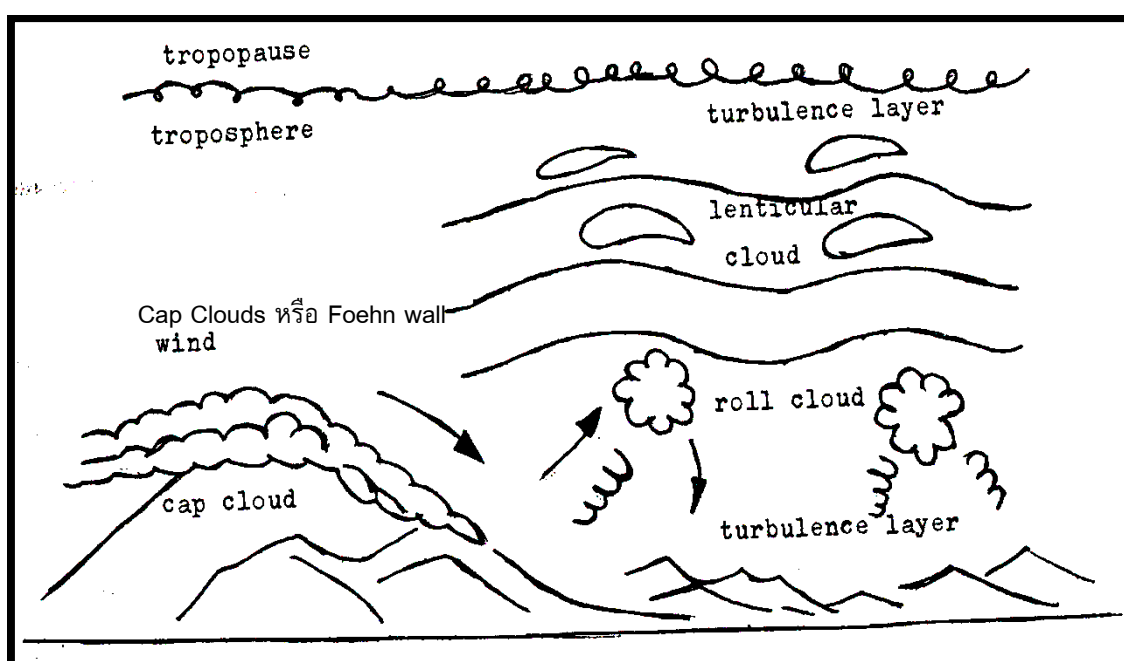
ถ้าบรรยากาศมีการทรงตัวดี (Stable atmosphere) คลื่นภูเขาจะมีความรุนแรงแผ่ออกไปได้ดี และมีความรุนแรงลดลงเมื่อบรรยากาศไม่ทรงตัว (Unstable atmosphere) ถ้าบรรยากาศบริเวณสันเขามีการทรงตัว และบรรยากาศเหนือระดับสันเขาขึ้นไปมีการทรงตัวน้อยลง จะมีโอกาสเกิดคลื่นภูเขารุนแรงได้

3. สภาพอากาศที่เกิดจากคลื่นภูเขา

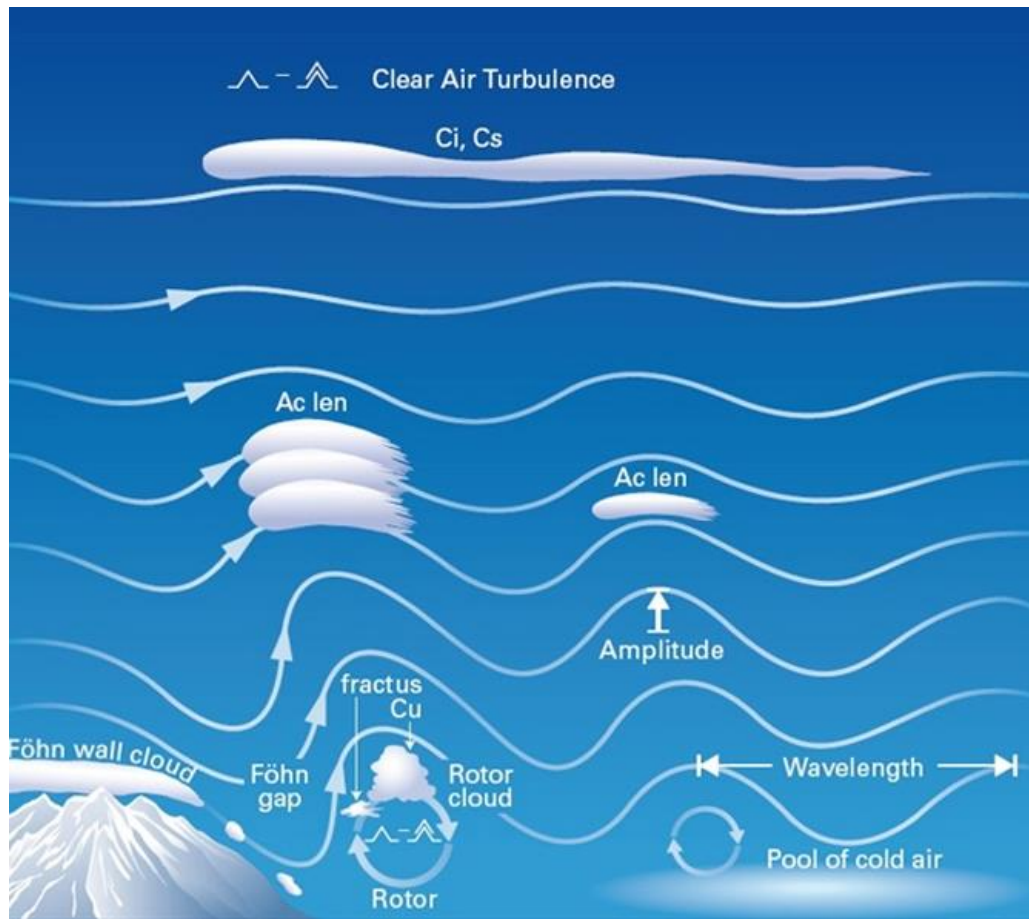
ในขณะที่เกิดคลื่นภูเขา เมื่อบรรยากาศมีความชื้นพอสมควร อาจปรากฏเมฆชนิดต่างๆ ต่อไปนี้

3.1 เมฆคลุมสันเขา (Cap clouds หรือ Foehn wall)

เป็นเมฆชั้นต่ำที่เกิดปกคลุมด้านรับลม และแผ่ขยายไปถึงด้านปลายลมของแนวเทือกเขา เกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำเมื่อกระแสอากาศไหลขึ้นด้านรับลมของแนวเทือกเขา ในกรณีที่อากาศทรงตัวดี เมฆที่เกิดขึ้นจะเป็นแผ่นยาวปกคลุมแนวเทือกเขา แต่ถ้าอากาศไม่ทรงตัว เมฆดังกล่าวจะเจริญเติบโตเป็นเมฆพายุฝนฟ้าคะนอง เมื่ออากาศย่นเข้าใกล้เมฆคลุมสันเขา จะสังเกตเห็นกลุ่มเมฆบางส่วนย้อยลงมาด้านปลายลมมีขอบชัดเจน แสดงถึงบริเวณที่มีกระแสอากาศไหลลง (Downdraft) ซึ่งมีรายงานความเร็วสูงถึง 5,000 ฟุตต่อนาที จึงควรหลีกเลี่ยงบริเวณดังกล่าว ตามรูปที่ 3



รูปที่ 3 เมฆคลุมสันเขา (Cap clouds or Foehn wall)



Cap clouds or Foehn wall



Standing lenticular or Lens-shaped clouds



"Rotor" or wave clouds near Wet Mountains in Colorado

3.2 เมฆม้วน (Roll หรือ Rotor clouds)

เมฆชนิดนี้รูปร่างคล้ายเมฆคิวมูลัส (Cumulus) วางตัวขนานกับแนวสันเขาเป็นแนวยาวและกระจายออกไปด้านหลังลม บางครั้งยอดของเมฆม้วนอาจสูงถึงระดับของเมฆรูปเลนซ์ซึ่งอยู่ถัดขึ้นไป เป็นผลมาจากกระแสอากาศปั่นป่วนที่รุนแรงบริเวณใต้ฐานเมฆ จึงเป็นอันตรายต่อการบินมาก ตามรูปที่ 3

บริเวณที่ปรากฏเมฆม้วนบ่งบอกถึงกระแสอากาศปั่นป่วนที่รุนแรงมาก พบว่ากระแสอากาศไหลขึ้นและไหลลงภายในก้อนเมฆมีความเร็วประมาณ 5,000 ฟุตต่อนาที ส่วนใหญ่เมฆม้วนมักไม่เคลื่อนที่หรือเคลื่อนตัวช้ามาก แต่บางครั้งถ้ามีความชื้นไม่เพียงพออาจไม่ปรากฏเมฆม้วนให้เห็น

3.3 เมฆรูปเลนซ์ (Standing lenticular หรือ Lens-shaped clouds)

มักพบเมฆรูปเลนซ์หรือเมฆจานบินเสมอขณะเกิดคลื่นภูเขา เป็นเมฆชั้นกลางพวกอัลโตคิวมูลัส (Alto cumulus) มีขอบชัดเจนตัดกับท้องฟ้ารูปร่างคล้ายๆ กับเลนซ์ วางตัวเป็นแนวยาวเหนือแนวสันเขา และกระจายออกไปด้านหลังลม ส่วนใหญ่เกิดเหนือระดับ 20,000 ฟุต แต่บางครั้งสูงถึง 40,000 ฟุต ถ้าขอบเมฆไม่คมชัดมีการฉีกขาดเป็นริ้วซึ่งแสดงถึงกระแสอากาศปั่นป่วนขึ้นรุนแรง ตามรูปที่ 13

ในเขตขั้วโลก (Polar regions) เมฆรูปเลนซ์ อาจปรากฏให้เห็นในบรรยากาศชั้นสตราโทเฟียร์ (Stratosphere) ซึ่งมีชื่อเรียกว่า Mother-of-Pearl (Nacreous clouds) มีความสูงถึง 80,000 ฟุต ส่วนใหญ่เมฆรูปเลนซ์มักไม่เคลื่อนที่หรือเคลื่อนตัวช้ามากเช่นเดียวกับเมฆม้วน

4. ข้อควรระวังขณะทำการบินผ่านคลื่นภูเขา

4.1 กระแสอากาศที่ไหลลงจากแนวสันเขา

เป็นผลมาจากคลื่นโน้มถ่วง (Gravity wave) พาลงมายังระดับต่ำ ถ้าบริเวณหลังลมอากาศมีการทรงตัวดี กระแสอากาศจะไหลกลับไปที่ระดับความสูงเดิม พร้อมกับนำความชื้นขึ้นไปสู่ระดับสูง ทำให้เกิดคลื่นหลังเขา (Lee wave) ขยายตัวออกไปในทางระดับและสูงขึ้นไปในอากาศ ดังนั้นอากาศยานที่เข้าใกล้บริเวณเมฆม้วน หรือเมฆรูปเลนซ์ จึงเสมือนเผชิญกับคลื่นหลังเขานั้นเอง

4.2 เมื่อจำเป็นต้องทำการบินผ่านบริเวณที่เกิดเมฆม้วน หรือเมฆรูปเลนซ์ ควรเพิ่มความเร็วและเข้าสู่บริเวณกระแสอากาศไหลขึ้น (Updraft) เพื่อเพิ่มค่า Altitude ของอากาศยาน

4.3 ควรระลึกเสมอว่าค่า Altimeter ของอากาศยานสามารถอ่านค่าผิดพลาดได้เมื่อเผชิญกับคลื่นภูเขา เคยปรากฏว่าค่า Altimeter มีค่าผิดพลาดสูงถึง 1,000 ฟุต ขณะอากาศยานบินเข้าสู่คลื่นภูเขาที่มีความรุนแรง

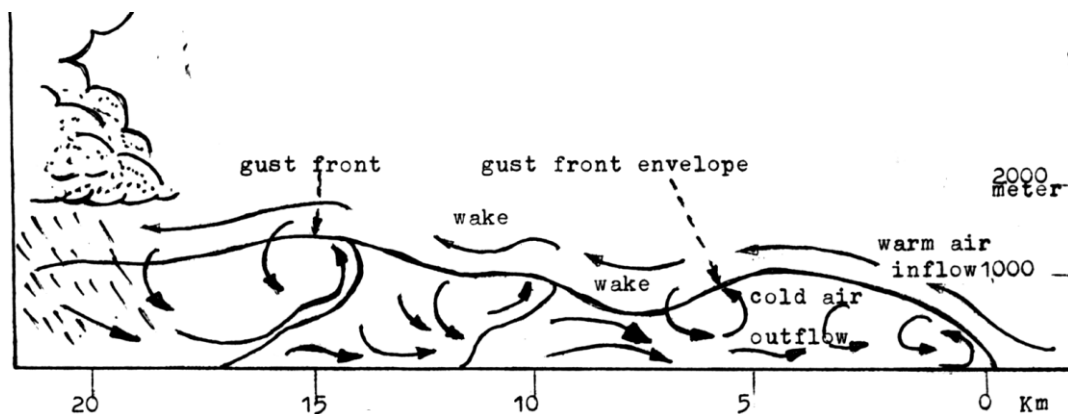
4.4 การปฏิบัติที่ดีที่สุด คือหลีกเลี่ยงการทำการบินผ่านบริเวณที่เกิดคลื่นภูเขา แต่ถ้าจำเป็นต้องบินผ่านควรใช้ความสูงมากกว่าความสูงของแนวสันเขา อย่างน้อย 50 เปอร์เซ็นต์

ตัวอย่างเช่น แนวสันเขามีความสูง 1,000 ฟุต อากาศยานต้องบินผ่านด้วยความสูงอย่างน้อย 500 ฟุต จากแนวสันเขา เป็นต้น

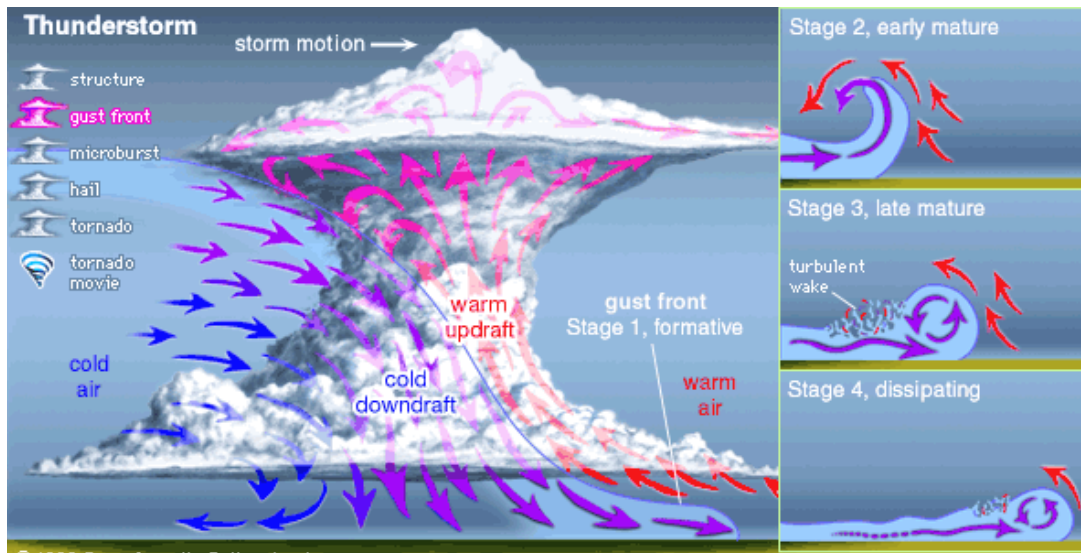
Microburst

กว่าทศวรรษมาแล้วที่เชื่อกันว่าอุบัติเหตุเครื่องบินตก มีเหตุมาจากเครื่องบินปะทะกับกระแสอากาศปั่นป่วนของ Gust front

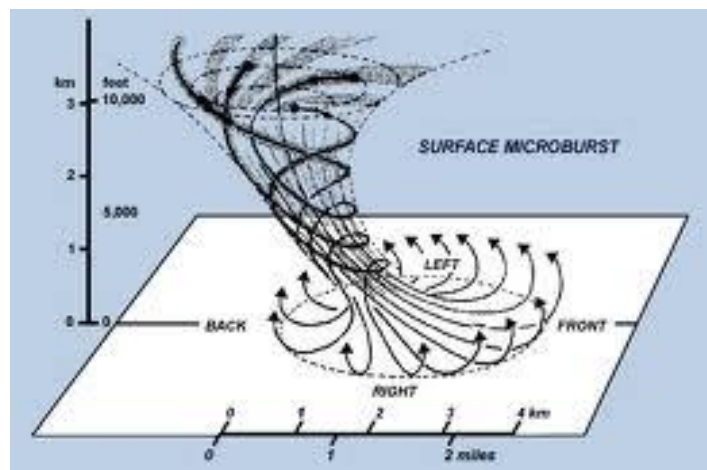
Gust front เป็นกระแสอากาศเย็นไหลลงจากพายุฟ้าคะนอง มีความเย็นและหนาแน่นแผ่อกโดยรอบเป็นบริเวณกว้างที่ผิวพื้น ก่อให้เกิดลมกระโชกรุนแรง อุณหภูมิลดลงทันที และความกดอากาศเพิ่มขึ้นรวดเร็วเป็นบริเวณกว้าง บางครั้งกระแสอากาศนี้แผ่ไปได้ไกล 60 กิโลเมตร ทางด้านหน้าทิศทาง การเคลื่อนที่ของเซลล์พายุฟ้าคะนอง ที่ขอบหน้าของ Gust front กระแสอากาศเย็นและมีทิศไหลลงปะทะกับกระแสอากาศอุ่นซึ่งมีทิศไหลขึ้นเข้าไปในพายุฟ้าคะนอง กระแสอากาศไหลขึ้นและไหลลงเกิดขึ้นในระยะใกล้กัน ก่อให้เกิดลมพัดตัดกันรุนแรงและอากาศปั่นป่วนโดยรอบ ซึ่งสามารถก่ออันตรายต่อเครื่องบินที่เข้าไปประสบเหตุการณ์นี้ อย่างไรก็ตามจากการตรวจสอบสาเหตุของเครื่องบิน ซึ่งประสบอุบัติเหตุในอเมริกาปรากฏหลักฐานว่าส่วนใหญ่สาเหตุของเครื่องบินตกเกิดจากเครื่องบินประสบกับกระแสอากาศไหลลงรุนแรง ซึ่งเกิดขึ้นทันทีทันใดในบริเวณพายุฝนฟ้าคะนองมากกว่าที่จะเกิดขึ้นเนื่องจาก Gust front ซึ่งเกิดนำทางด้านหน้าของ พายุฝนฟ้าคะนอง ตามรูปที่ 14



รูปที่ 14 Distance from Gust Front



ในปี ค.ศ.1976 Fujita ได้ทำการค้นหาสาเหตุการเกิดอุบัติเหตุของเครื่องบินที่สนามบินเคนเนดี้รัฐนิวยอร์ก ซึ่งเป็นครั้งแรกที่ได้ลงความเห็นว่าเป็นผลมาจากลักษณะอากาศชนิดหนึ่งเรียกว่า Downburst ต่อมาได้กลายเป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดอากาศยานอุบัติเหตุหลายครั้ง และมีส่วนเกี่ยวข้องกับการเกิดสภาพอากาศรุนแรง Downburst เป็นกระแสอากาศที่ไหลทะลักลงมาอย่างรุนแรง



รูปที่ 15 Microburst

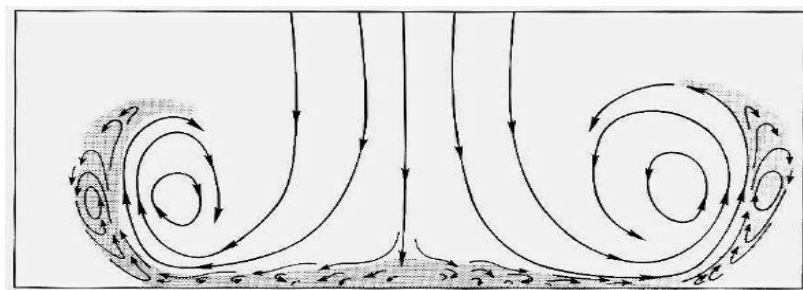
Microburst คือ Downburst ที่เกิดขึ้นอย่างรุนแรงในพื้นที่ขนาดระหว่าง 0.2 - 2.4 NM (รูปที่ 15) สามารถทำความเสียหายแก่ทรัพย์สินที่อยู่เหนือพื้นดินได้เช่นเดียวกันกับความเสียหายที่เกิดจากทอร์นาโด เพราะ Microburst มีความรุนแรงเท่ากับ F3 ของ Fujita scale หรือเท่ากับทอร์นาโดที่มีความเร็วลม 150 ไมล์ต่อชั่วโมง Microburst มักจะเกิดเมื่อมีความเร็วลมเปลี่ยนแปลง 50 นอต หรือมากกว่า และเกิดร่วมกับการเกิด Downburst ความเสียหายเกิดจากกระแสลมทะลักลงมาและให้เกิด Wind shear คล้ายกับการหมุนของทอร์นาโด เกิดบริเวณรอบขอบที่สำคัญคือการสอบตัวบริเวณแนวหน้าของ Microburst และ Downburst ขณะที่อากาศยานบินขึ้นสู่ท้องฟ้าหรือกำลังร่อนลงสู่สนามบิน กระแสลมที่เกิดจาก Microburst ทำให้ค่า Headwind component และแรงยกตัวของอากาศยานลดลง เป็นเหตุให้เครื่องยนต์เกิดอาการ Stall และนำไปสู่การเกิดอุบัติเหตุในที่สุด Wilson ได้นำเสนอการใช้ Doppler radar เพื่อตรวจวัด โดยได้เสนอแบบจำลอง และได้แนะนำให้สนามบินต่างๆ ติดตั้ง Doppler radar เพื่อที่จะได้ตรวจหา

Microburst และประกาศเตือนภัยแก่นักบิน อย่างไรก็ตามเมื่อเปรียบเทียบพายุลูกเห็บที่ตกในเขตร้อนกับที่เกิดขึ้นในสหรัฐอเมริกาพายุลูกเห็บที่ตกในเขตร้อนมีโอกาสที่จะทำให้เกิด Severe microburst น้อยกว่า

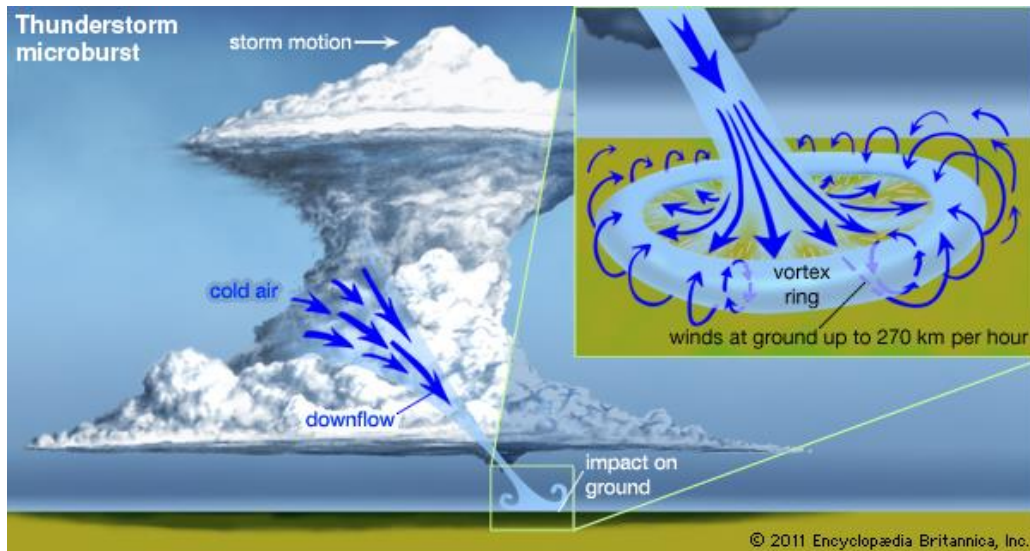
ในปัจจุบันเรดาร์ตรวจอากาศชนิด Doppler สามารถบอกถึงการเกิดพร้อมทั้งตำแหน่งของ Microburst และ Downburst ได้ ดังนั้นเรดาร์ชนิดนี้จึงช่วยให้เครื่องบินสามารถบินได้อย่างปลอดภัยมากขึ้น

รูปแบบซึ่งอธิบายโครงสร้างของ Microburst กำหนดจากกระแสอากาศไหลลงอย่างต่อเนื่องปะทะกับพื้นราบ ซึ่งอาจมีความผิดปกติหรือไม่มีความผิดปกติ กระแสอากาศไหลลงเมื่อปะทะกับผิวพื้น จะทำให้ความเร็วในแนวตั้งของกระแสอากาศนั้นลดลง และเพิ่มความเร็วตามแนวนอนเกิดกระแสอากาศไหลออก (Outward flow) โดยรอบศูนย์กลางของบริเวณที่กระแสอากาศนั้นปะทะผิวพื้น

บริเวณที่กระแสอากาศไหลลงจะมีความกดอากาศสูงกว่ารอบๆ ในกรณีที่กระแสอากาศไหลลงมีความเร็วประมาณ 40 นอต คาดว่าจะทำให้ความกดอากาศสูงกว่าปกติประมาณ 2 hPa ในบริเวณรัศมี 1 กิโลเมตร อย่างไรก็ตามรูปแบบโครงสร้างนี้ไม่สามารถอธิบายถึงสิ่งที่ตรวจพบในขณะเกิด Microburst กล่าวคือ ตรวจพบบริเวณที่มีความกดอากาศสูงกว่าที่คาดการณ์ เช่นตรวจพบบริเวณที่มีความกดอากาศสูงกว่ารอบข้างมีค่า 2.4 hPa คงอยู่นาน 3 นาที ในปี 1975 ตรวจพบบริเวณความกดอากาศสูงกว่ารอบข้าง 5 hPa ในปี 1984 ข้อมูลที่ได้แสดงว่าบริเวณดังกล่าวมักมีพื้นที่ไม่เกิน 8 ตารางกิโลเมตร เกิดในขณะพายุฝนฟ้าคะนองเจริญเติบโตเต็มที่ ในช่วงที่เริ่มปรากฏฝนตกและคงอยู่ไม่กี่นาที และได้เรียกบริเวณดังกล่าวว่า Pressure nose ในขณะเกิด Microburst pressure nose มีค่าความกดอากาศสูงกว่าปกติมาก นอกจากนี้จากการนำเครื่องมือซึ่งมีประสิทธิภาพมากยิ่งขึ้นมาทำการตรวจวัด Microburst ยังปรากฏบริเวณที่มีความกดอากาศลดลงต่ำกว่าปกติ ซึ่งรูปแบบโครงสร้างที่กำหนดขึ้นครั้งแรกไม่สามารถอธิบายถึงสิ่งที่เกิดขึ้นได้ในปี 1983 Fujita ได้เสนอรูปแบบโครงสร้างของ Microburst ขึ้นใหม่ กล่าวคือ Microburst จะประกอบด้วยบริเวณของ Pressure nose ซึ่งมีความกดอากาศสูงล้อมรอบด้วยวงแหวนของบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ นอกจากนี้รูปแบบโครงสร้างซึ่งอธิบายถึงการเกิดวงแหวนของความกดอากาศต่ำในบริเวณขอบของกระแสอากาศไหลลง โดยยังคงสามารถแสดงถึงคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของกระแสอากาศไหลลงได้ น่าจะมีลักษณะเป็น Vortex ring ล้อมรอบกระแสอากาศไหลลงนั้น



รูปที่ 16 Microburst With A Vortex Ring



รูปที่ 16 แสดงลักษณะของ Microburst ซึ่งมี Vortex ring ล้อมรอบ กระแสอากาศซึ่งหมุนเวียนใน Vortex ring จะปรากฏเป็นกระแสอากาศไหลลงที่ศูนย์กลางของ Vortex ring และเป็นกระแสอากาศไหลขึ้นรอบขอบเส้นรอบวง บริเวณกระแสอากาศไหลลงจากพายุฝนฟ้าคะนอง

ข้อมูลจากการตรวจอากาศและภาพถ่ายจำนวนมากของผงฝุ่น และกลุ่มฝนที่ม้วนตัวขึ้นรอบขอบของกระแสอากาศไหลลงในขณะเกิด Microburst เป็นหลักฐานยืนยันถึงความถูกต้องของรูปแบบโครงสร้างนี้ได้เป็นอย่างดี ขนาดและความรุนแรงของ Microburst สัมพันธ์กับขนาดและชนิดของหยาดน้ำฟ้าในช่วงที่พายุฝนฟ้าคะนองนั้นเจริญเติบโตเต็มที่ นอกจากนั้นโอกาสในการเกิด Microburst ยังสัมพันธ์กับสิ่งต่อไปนี้

ก. การปรากฏกลุ่มฝนหรือ Virga ซึ่งมีความหนาแน่นมากในบริเวณ 1 กิโลเมตร กระแสอากาศไหลลงรุนแรงและปรากฏขอบเขตที่ชัดเจนมาก

ข. อัตราการเปลี่ยนแปลงพลังงานของกระแสอากาศตามแนวนอน ก่อให้เกิดการบิดตัวของอากาศ รอบบริเวณกระแสอากาศไหลลง

ค. ในบริเวณที่มีกระแสอากาศไหลลงกระทบผิวพื้น ผิวพื้นและความฝืดของผิวพื้นนั้นทำให้อากาศที่บิดตัวก่อตัวเป็นวงแหวน

ง. เกิดการสวิงขึ้นของอากาศเนื่องจากการขยายตัวของกระแสอากาศไหลออก ตามแนวนอนที่ฐานของกระแสอากาศไหลลงนั้น

Microburst แบ่งออกเป็น 3 ชนิด ได้แก่



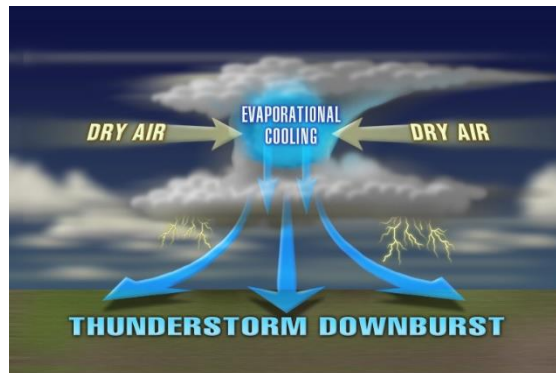
รูปที่ 17

1. Wet microburst พบบริเวณที่มีความชื้นสูง เมื่ออากาศมีการยกตัวในทางตั้งจากชั้นของอากาศชั้นที่ระดับผิวพื้น และก่อตัวผ่านระดับของอากาศแห่งที่อยู่เบื้องบน กระแสลมที่ความสูงระดับกลาง (Mid-level winds) พัดพา น้ำฝนและความชื้นเข้าสู่อากาศทำให้เกิดการอึดตัวของอากาศ ผลจาก Evaporational cooling ทำให้พื้นที่ Negatively buoyant นำไปสู่การเกิด Microburst น้ำฟ้าที่ถูกกดลงมาเป็นตัวเร่งทำให้เกิดการจมตัวของอากาศมากขึ้น Microburst ซึ่งเกิดจากพายุฝนฟ้าคะนองซึ่งมีฐานเมฆสูงและมีฝนตกหนัก สามารถก่ออันตรายได้เป็นอย่างมากและรุนแรง เนื่องจากเซลล์พายุประกอบด้วยมวลอากาศปริมาณมากผสมอยู่ และมีความชื้นสูงหลายระดับ โดยมีค่าอัตราการเปลี่ยนอุณหภูมิต่อความสูงมาก และฝนที่ตกหนักก่อให้เกิดน้ำปริมาณมาก ซึ่งกลายเป็นแหล่งพลังงานของกระแสอากาศไหลลงให้มีความรุนแรงมากยิ่งขึ้น



รูปที่ 18

2. Dry microburst พบในบริเวณที่อากาศแห้ง เมฆจะมีการก่อตัวที่ระดับสูงเหนือชั้นอากาศแห้งที่ผิวพื้น น้ำฟ้าที่เกิดจากเมฆซึ่งมีฐานสูงตกผ่านลงมาสู่ชั้นของอากาศแห้งและเกิดการระเหย การระเหยจำเป็นต้องใช้ความร้อนแฝง ทำให้อากาศชั้นที่จมตัวลงมาเกิด Evaporational cooling อากาศที่เย็นกว่าเคลื่อนที่แบบ Negatively buoyant และเป็นตัวเร่งให้เกิดการจมตัว トラบโดที่มีน้ำฟ้าและเกิด Evaporational cooling การจมตัวลงจะเป็นแบบ Saturated adiabatic เมื่อน้ำฟ้าระเหยตัวหมดแล้ว อากาศจะจมตัวต่อไปแบบ Dry adiabatic เนื่องจากผลของ Momentum จนกระทั่งอากาศมีอุณหภูมิไม่น้อยกว่าบริเวณใกล้เคียง



รูปที่ 19

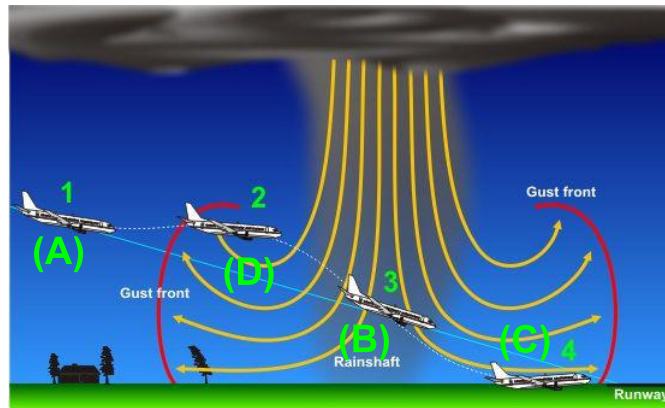
3. Hybrid microburst พบในสถานะของบริเวณที่มีการเปลี่ยนแปลงจากอากาศแห้งเป็นอากาศชื้น หรืออากาศชื้นเป็นอากาศแห้ง ในสถานะที่บรรยากาศสำหรับการเกิด Wet microburst เปลี่ยนเป็น Dry microburst ความหนาของชั้นอากาศ (ที่มีอัตราอุณหภูมิแบบ Dry adiabatic lapse rate) อยู่ถัดลงมาจากฐานเมฆหนาเพิ่มมากขึ้น หรือฐานเมฆยกตัวสูงขึ้น และระดับของอากาศชั้นที่อยู่ระดับกลาง (Mid-level moist layer) ได้สลายไป ผลจากการเปลี่ยนแปลงเหล่านี้ทำให้การระเหยตัวที่เกิดบริเวณใต้ฐานเมฆลดน้อยลง และเมื่อสถานะอากาศสำหรับการเกิด Dry microburst เปลี่ยนเป็น Wet microburst จะทำให้มีฝนตกถึงพื้นดินมากขึ้น ลักษณะอากาศบริเวณที่เกิด Hybrid อาจจะมีหิมะผสมลูกเห็บ หรือลูกเห็บเกิดร่วมกับลมแรง

อันตรายจาก Microburst ที่มีผลต่ออากาศยาน

Microburst มีอันตรายต่ออากาศยานอย่างมากในขณะที่อยู่ใกล้พื้นดิน โดยเฉพาะขณะทำการวิ่งขึ้น หรือร่อนลง เนื่องจากในช่วงเวลานั้นถ้ามีแรงภายนอกกระทำต่ออากาศยานจะเพิ่มค่า Stall speed และ Stall angle ทำให้สูญเสียการควบคุมและตกกระแทกพื้นดินได้

ต่อไปนี้จะมาพิจารณาอากาศยานขณะทำการร่อนลง จากรูปที่ 20 ตำแหน่ง A ก่อนเผชิญกับกระแสอากาศไหลลง (Downdraft) ค่า Air speed และ Ground speed มีความสมดุลกัน ตำแหน่ง B อากาศยานเผชิญกับ Headwind ความเร็วสูง ซึ่งเป็นผลมาจากกระแสอากาศไหลลงจากพายุฝนฟ้าคะนอง มีผลทำให้ Air speed เพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว อากาศยานมีระยะสูงเพิ่มขึ้น ดังนั้นนักบินจึงต้องลดความเร็ว ค่า Ground speed เริ่มลดลง ตำแหน่ง C Headwind เริ่มเปลี่ยนเป็น Tailwind อย่างรวดเร็วและรุนแรง เนื่องจากถูกกระแสอากาศไหลลงกดลง ตำแหน่ง D อากาศยานสูญเสียระยะสูงอย่างรวดเร็ว Air speed ลดลง ถ้านักบินแก้ไขไม่ทันเวลา หรือแก้ไขได้ทันเวลา แต่เครื่องยนต์ไม่สามารถตอบสนองได้อย่างรวดเร็ว มีผลทำให้สูญเสียระยะสูง อากาศยานตกกระแทกพื้นดินในที่สุด

เหตุการณ์ที่เกิดขึ้นจากตำแหน่ง A ถึง D รวดเร็วมาก และอยู่ในช่วงระยะทางสั้นๆ (4-5 กิโลเมตร) กระแสอากาศไหลลงที่เกิดขึ้นในกรณีเช่นนี้จึงถูกเรียกว่า Microburst



รูปที่ 20

บทที่ 12

ลมพัดตัดกันในระดับต่ำ (Low Level Wind Shear)

1. กล่าวทั่วไป

ลมพัดตัดกัน (Wind shear) หมายถึง การเปลี่ยนแปลงความเร็ว และ/หรือ ทิศทางอย่างทันทีทันใดในช่วงเวลาสั้นๆ ซึ่งสามารถเกิดขึ้นได้ทั้งทางแนวดิ่งและทางระดับ

แม้ว่าลมพัดตัดกันจะสามารถเกิดขึ้นได้ทุกระดับความสูง แต่จะมีอันตรายอย่างยิ่งเมื่อเกิดในระดับความสูงไม่เกิน 2,000 ฟุตเหนือพื้นดินในระหว่างการบินขึ้นและร่อนลง เนื่องจากอากาศยานทำการบินด้วยความเร็วเหนืออัตราเร่งเล็กน้อย และการเปลี่ยนแปลงอย่างฉับพลันของทิศทางและความเร็วลมมีผลทำให้อากาศยานสูญเสียแรงยกได้ ถ้าการสูญเสียแรงยกดังกล่าวมีมากจนกระทั่งกำลังเครื่องยนต์ไม่เพียงพออากาศยานจะสูญเสียระยะสูงและตกลงสู่พื้นดิน ซึ่งในระยะสูงดังกล่าวนี้ นักบินจะต้องทำการแก้ไขอย่างถูกต้องและรวดเร็ว เพื่อป้องกันอุบัติเหตุซึ่งจะเกิดขึ้นจากสาเหตุดังกล่าว

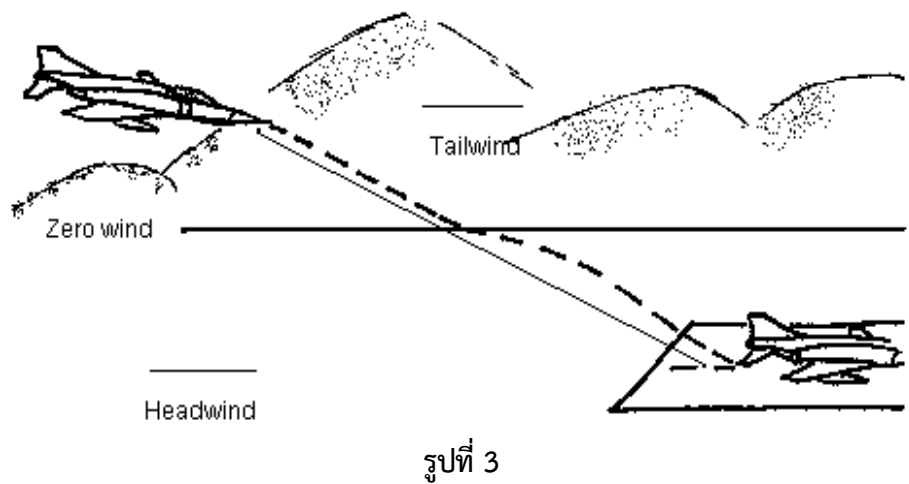
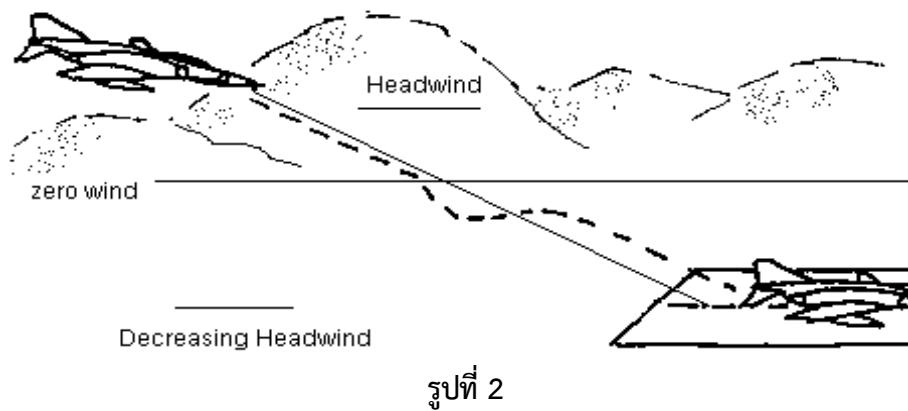
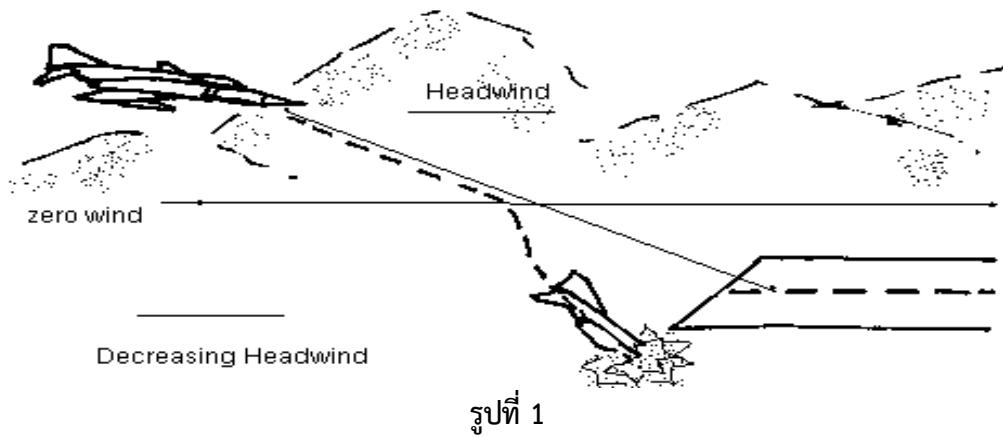
ลมพัดตัดกันในระดับต่ำจะมีความสำคัญและมีผลต่อการปฏิบัติการทางอากาศนั้น จะต้องขึ้นอยู่กับลักษณะการเกิดและช่วงเวลาของการเกิดว่าเป็นอย่างไร ดังตัวอย่าง เมื่ออากาศยานทำการบินพบกับกระแสลมต้าน (Headwind) มีความเร็วลม 30 นอต เมื่อใช้เวลาทำการบินประมาณ 1 ชั่วโมง จะพบกับการเปลี่ยนแปลงของระบบลมเป็นลมส่งท้าย (Tailwind) ความเร็ว 30 นอต ลักษณะดังกล่าวจะเปลี่ยนแปลงอย่างช้าๆ ซึ่งจะไม่มีความสำคัญมากนักต่างจากการเกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างทันทีทันใด ซึ่งนักบินจะต้องทำการแก้ไขอย่างถูกต้องและรวดเร็ว เพื่อควบคุมอากาศยานให้ทำการบินได้อย่างปลอดภัย

2. Performance decreasing shear

เมื่ออากาศยานทำการบินไปยังบริเวณที่ความเร็วของกระแสลมต้านลดลงในช่วงเวลาสั้นๆ ความเร็วสัมพัทธ์ของอากาศเหนือบริเวณปีกของอากาศยานจะลดลง และความเร็วขณะบินที่อ่านได้จากหน้าปัด (Indicated airspeed) จะลดลงเป็นผลทำให้แรงยกลดลงเช่นกัน มุมเงยของอากาศยานมีแนวโน้มลดต่ำลง เมื่อสถานการณ์ที่กระแสลมต้านลดลงนี้เกิดขึ้นจะเรียกว่า Performance decreasing

สถานการณ์ Performance decreasing shear นั้น จะเป็นอันตรายขณะที่อากาศยานวิ่งขึ้นและร่อนลงสู่สนามบินซึ่งอยู่ในช่วงที่สูญเสียแรงยก อากาศยานจะทำการบินด้วยความเร็วต่ำและอยู่ในระดับความสูงไม่มากนัก ในขณะที่มีแรงฉุดเพิ่มขึ้น จะเป็นผลทำให้ความเร็วของอากาศยานลดลง และเกิดอุบัติเหตุได้ ดังรูปที่ 1

เมื่อประสบกับลมพัดตัดกัน อากาศยานจะมีความเร็วลดลงและสูญเสียระยะสูง นักบินจะต้องเตรียมพร้อมที่จะเพิ่มกำลังเครื่องยนต์ เมื่อสังเกตเห็นหน้าปัดแสดงความเร็วของเครื่องบินจะลดลง เมื่อความเร็วและแนวร่อนกลับคืนสู่สภาพปกติแล้ว การลดแรงผลัก (Thrust) อย่างเหมาะสมก็มีความจำเป็นในการทำการบินในสถานการณ์ดังกล่าว หากไม่ลดกำลังเครื่องยนต์ลงจะเป็นผลทำให้อากาศยานลงสู่สนามบินด้วยความเร็วสูงและใช้ทางวิ่งยาวขึ้น ดังรูปที่ 2

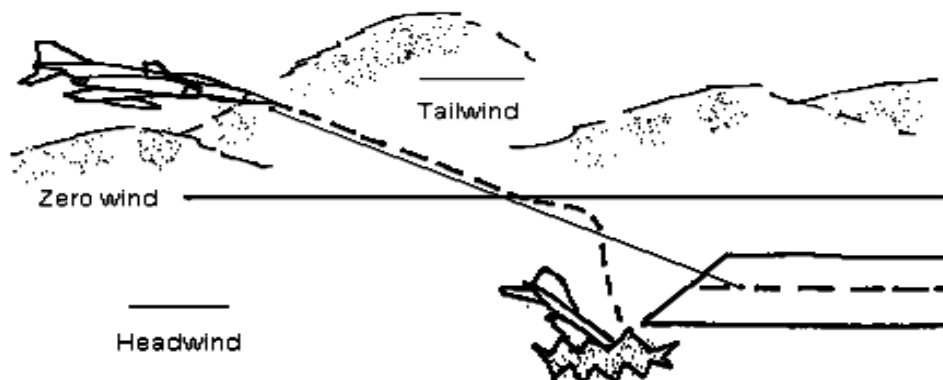


3. Performance increasing shear

เมื่ออากาศยานทำการบินจากบริเวณที่มีกระแสลมสงบ ทำไปยังบริเวณที่มีกระแสลมต้านในช่วงเวลาสั้นๆ ความเร็วสัมพัทธ์ของอากาศเหนือบริเวณปีกจะเพิ่มขึ้น, ความเร็วขณะบินที่อ่านได้จากหน้าปัดจะเพิ่มขึ้น, แรงยกเพิ่มขึ้น มุมเงยของอากาศยานมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ลมพัดตัดกันที่เกิดขึ้นในลักษณะเช่นนี้เรียกว่า Performance increasing อันตรายที่เกิดขึ้นในลักษณะดังกล่าวจะทำให้อากาศยานใช้ทางวิ่งยาวกว่าปกติ ดังรูปที่ 3

ประกอบกับเมื่อขณะทำการร่อนลง จะประสบกับความเร็วของอากาศยานเพิ่มขึ้นอย่างทันทีทันใด ซึ่งนักบินจะต้องทำการแก้ไขโดยลดกำลังของเครื่องยนต์และมุมเงยของอากาศยานลง เพื่อรักษาแนวร่อนให้อยู่ในสภาพปกติ

แรงผลักที่ลดลงเป็นผลมาจากการลดกำลังของเครื่องยนต์ และความเร็วของกระแสลมด้าน ซึ่งผลที่เกิดขึ้นดังกล่าว ถ้านักบินแก้ไขสถานการณ์ไม่ถูกต้องและทันเวลา ก็จะทำให้อากาศยานนั้นประสบอุบัติเหตุได้ ดังรูปที่ 4

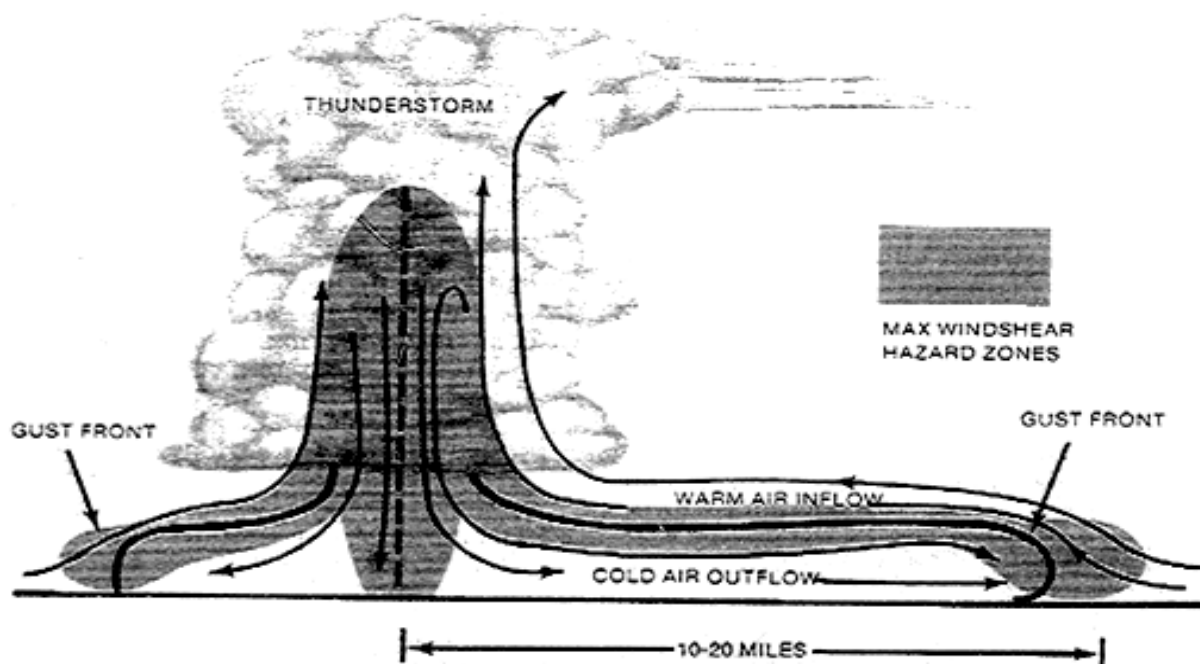


รูปที่ 4

4. สภาพอากาศที่เป็นสาเหตุทำให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำ

มีปรากฏการณ์ของสภาพอากาศหลายชนิดที่สามารถทำให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำได้ เช่น พายุฟ้าคะนอง, Microburst, แนวปะทะอากาศ, กระแสลมเจ็ตในระดับต่ำซึ่งเกิดเหนือชั้นอุณหภูมิกลับอันเนื่องมาจากการแผ่รังสี (Low level jets at the top of radiation inversion), ลมช่องเขา (Funneling wind) และ คลื่นภูเขา

4.1 พายุฟ้าคะนอง (Thunderstorm) สมบริเวณภายในและรอบๆ พายุฟ้าคะนองนั้นมีทิศทางแตกต่างกัน ดังรูปที่ 5 โดยมีกระแสลมเย็นไหลลงพัดออกมาจากฐานของเมฆพายุฟ้าคะนอง โดยแผ่ไปทุกทิศทางก่อนที่จะเข้ามาใกล้พื้นผิวโลก และมีบริเวณของลมกระโชกอยู่ใกล้ๆ กับพายุฟ้าคะนอง แนวที่แบ่งระหว่างอากาศเย็นจากพายุฟ้าคะนองกับอากาศอุ่นเดิมที่ผิวพื้น เรียกว่า Gust front

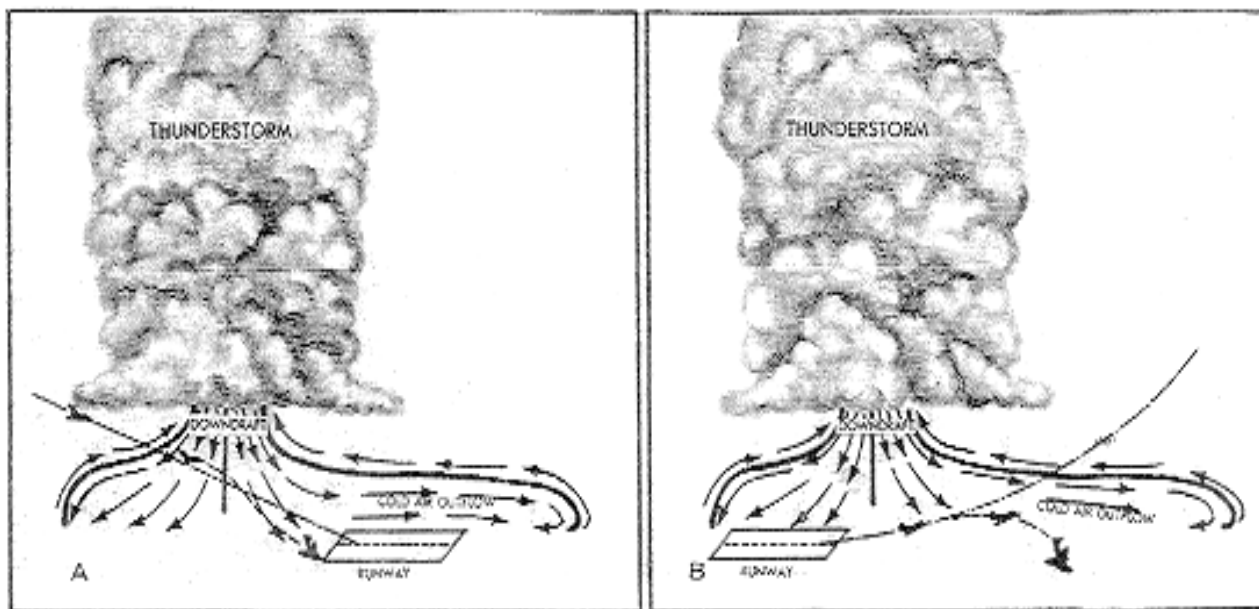


รูปที่ 5

Gust front มักพบได้บ่อยๆ ที่สามารถแผ่ออกไปได้ไกลถึง 10-20 ไมล์ จากบริเวณที่เกิดพายุฟ้าคะนองเคยตรวจพบลมพัดตัดกันวัดได้ในทันทีที่ Gust front เคลื่อนตัวผ่าน มีค่า 10 นอตต่อระยะสูง 100 ฟุต ในทางตั้ง ในขณะที่

ลมพัดตัดกันในทางระดับมีค่า 40 นอตต่อระยะทาง 1 ไมล์ ในกรณีที่เกิดลมพัดตัดกันที่มีความรุนแรงมาก ส่วนใหญ่จะเกิดร่วมกันกับพายุฟ้าคะนองชั้นรุนแรง ซึ่งจะเกิดลมพัดตัดกันของทิศทางลม (Directional shears) จะมีค่าตั้งแต่ 90-180 องศา โดยกระแสอากาศไหลลง (Downdraft) ของพายุฟ้าคะนองจะก่อให้เกิด ลมพัดตัดกันที่มีอันตรายมาก ซึ่งจะเกิดร่วมกันกับกระแสอากาศไหลออกของพายุฟ้าคะนอง ดังตัวอย่าง ดังรูปที่ 6 ขณะที่อากาศยานกำลังบินเข้าสู่บริเวณที่มี Gust front และกระแสอากาศไหลลงนั้นจะพบทั้งการเปลี่ยนแปลงรูปแบบของลมในแนวนอน รวมถึงการเคลื่อนที่ลงในทางตั้งอีกด้วย ซึ่งสามารถทำให้อากาศยาน เสียระยะสูงในขณะร่อนลงหรือไต่ระดับได้ประมาณ 2,000 ฟุตต่อนาทีหรือมากกว่า ดังรูปที่ 7 ขณะที่อากาศยานกำลังจะวิ่งขึ้น จะประสบกับทั้งกระแสอากาศไหลลงและลมส่งท้าย จะทำให้เกิดการสูญเสียแรงยก หากอากาศยานอยู่ใกล้ๆ กับพื้นดิน จะมีโอกาสประสบอุบัติเหตุได้

ลมพัดตัดกันที่เกิดร่วมกับพายุฟ้าคะนองนั้น เป็นสภาพอากาศที่มีอันตรายมาก เนื่องจากมีความซับซ้อน และหลากหลายของทิศทางและความเร็วลม ซึ่งในระดับความสูงต่างๆ ลักษณะของลมโดยทั่วไปจะพัดขึ้นเหนือบริเวณที่เป็น Gust front เข้าไปยังบริเวณที่เป็นพายุฟ้าคะนอง Gust front เกิดได้มากกว่า 1 ครั้ง ซึ่งเป็นผลมาจากกระแสอากาศไหลลงหลายระลอก กระแสอากาศที่ไหลลงจากบริเวณศูนย์กลางของเมฆพายุฟ้าคะนองจะมีความรุนแรงมากที่สุด เมื่ออากาศยานจะทำการบินไปยังบริเวณที่มีลักษณะอากาศดังกล่าว จะต้องพิจารณาหาหนทางเพื่อหลบหลีกสภาพอากาศรุนแรงและเป็นอันตรายต่อการบินด้วยทุกครั้ง



รูปที่ 6

รูปที่ 7

4.2 Microbursts

กระแสอากาศไหลลงอย่างรุนแรงที่เกิดเป็นบริเวณแคบๆ มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 1/4 - 2½ ไมล์ ในช่วงเวลาสั้นๆ ประมาณ 2-5 นาที และก่อให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำ โดยมีความเร็วมากกว่า 3,000 ฟุตต่อนาที ซึ่งเป็นอันตรายอย่างรุนแรงที่สุดต่อการบินอันเนื่องมาจากขนาดเล็กและมีการเปลี่ยนแปลงกระสวนของลมอย่างรวดเร็ว เป็นผลทำให้เกิดลมพัดตัดกันอย่างรุนแรงที่สุด ซึ่งคุณลักษณะดังกล่าวนี้จะทำให้กระแสอากาศไหลลงของ Microburst เคลื่อนลงไปยังพื้นดิน และแผ่เป็นรัศมีในทางระดับก่อให้เกิดกระแสลมด้าน-ลมส่งท้าย มีความเร็วแตกต่างกันมากกว่า

50 นอต โดยอากาศยานส่วนใหญ่จะตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของ Microburst ระหว่างวิ่งขึ้นและร่อนลง ซึ่งขณะนั้นอากาศยานมีขีดจำกัดในการเร่งความเร็วของเครื่องยนต์

เมื่ออากาศยานบินผ่านเข้าไปในบริเวณที่มี Microburst จะประสบกับกระแสลมต้าน และตามด้วยกระแสอากาศไหลลงอย่างรุนแรงในทันทีทันใด หลังจากนั้นจะเป็นลมส่งท้ายเป็นผลให้เกิดการสูญเสียพลังงาน และระยะสูงลดลง อากาศยานอุบัติเหตุหลายๆ ครั้งที่สำคัญๆ มีผลสืบเนื่องมาจากลมพัดตัดกันที่เกิดจาก Microburst โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อลมพัดตัดกันมีความรุนแรงมากและเกิดในระดับต่ำ นักบินขาดการระมัดระวังในการติดต่อกับภาคพื้นดินหรือแก้ไขปัญหามาไม่ถูกต้อง

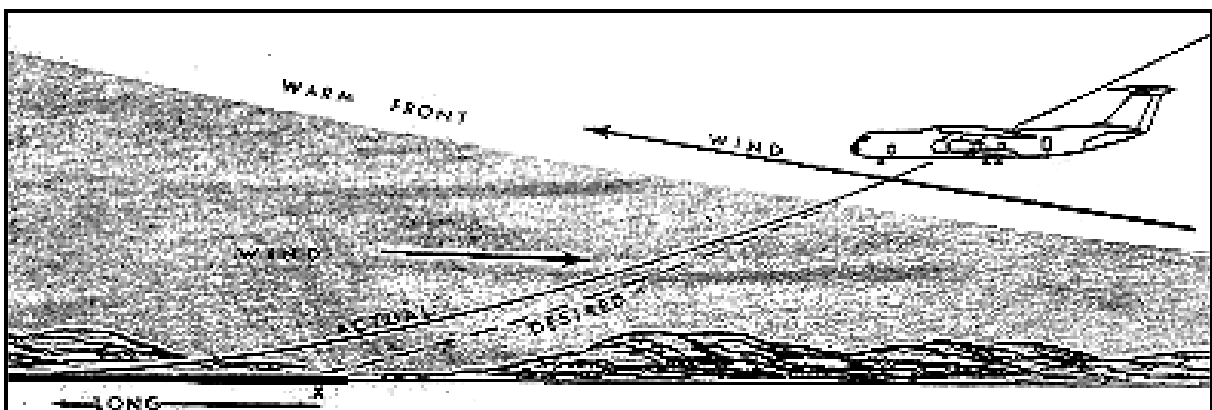
การรายงานข่าวอากาศจากนักบิน (PIREPS) ที่ประสบกับ Microburst ไปยังหอบังคับการบิน หรือหน่วยงานควบคุมการจราจรทางอากาศจึงมีความจำเป็นมาก เนื่องจากสภาวะการเปลี่ยนแปลงอย่างทันทีทันใดของ Microburst ไม่สามารถอธิบายความรุนแรงได้ถูกต้องนักหากไม่ประสบกับ Microburst ด้วยตัวเองจริงๆ เท่านั้น (รายละเอียดตามหัวข้อ Microburst)

4.3 แนวปะทะอากาศ (Fronts)

ลมพัดตัดกันที่รุนแรงเป็นผลมาจากแนวปะทะอากาศเคลื่อนที่เร็ว (30 นอต หรือมากกว่า) และ/หรือมีอุณหภูมิแตกต่างกันอย่างน้อย 5 องศาเซลเซียส (10 องศาฟาเรนไฮต์)

ลมพัดตัดกันในระดับต่ำที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็น เมื่อแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนตัวผ่านบริเวณใดๆ มักมีช่วงเวลาการเกิดน้อยกว่า 2 ชั่วโมง เนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็นจะมีความชันมากกว่า และเคลื่อนตัวเร็วกว่าแนวปะทะอากาศอุ่น

สำหรับลมพัดตัดกันที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศอุ่นนั้นจะมีอันตรายมากต่อการบิน โดยเฉพาะอย่างยิ่งขณะร่อนลง แนวปะทะอากาศอุ่นที่มีลมแรงในชั้นบนสามารถทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทิศทาง และความเร็วลมอย่างทันทีทันใด ดังรูปที่ 2-8 ลมพัดตัดกันที่เกิดขึ้นอาจคงอยู่ 6 ชั่วโมง หรือมากกว่าบริเวณด้านหน้าของแนวปะทะอากาศ ทั้งนี้เป็นเพราะว่าแนวปะทะอากาศอุ่นมีความชันน้อย และเคลื่อนตัวช้า ซึ่งสภาพอากาศที่เกิดขึ้นได้แก่ เพดานเมฆและทัศนวิสัยต่ำ โดยจะเป็นสิ่งที่ก่อให้เกิดปัญหาต่อผู้ปฏิบัติการในอากาศได้เสมอๆ

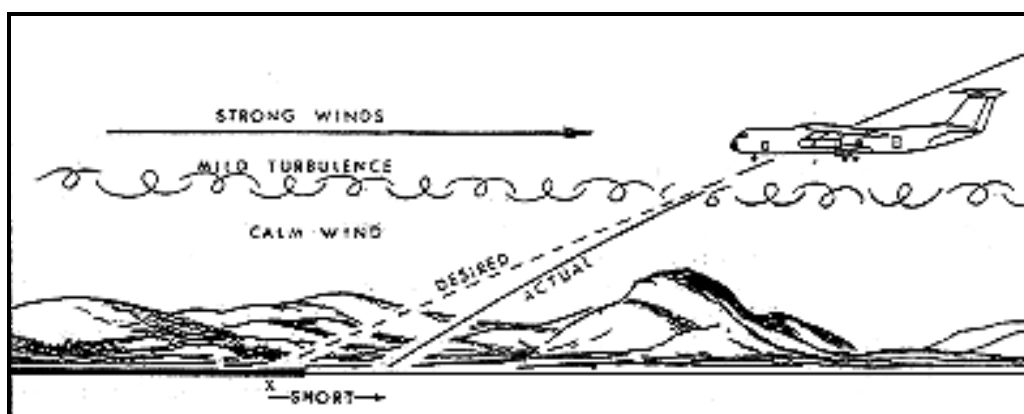


รูปที่ 8

4.4 กระแสลมกรดในระดับต่ำซึ่งเกิดเหนือชั้นอุณหภูมิกลับอันเนื่องมาจากการแผ่รังสี (Low level jet at top of radiation inversion)

กระแสลมกรดในระดับต่ำมักจะเกิดเหนือชั้นอุณหภูมิกลับอันเนื่องมาจากการแผ่รังสี ซึ่งจะเริ่มตั้งแต่ดวงอาทิตย์ตก และมีความรุนแรงสูงสุดก่อนดวงอาทิตย์ขึ้น และจะหายไปประมาณ 10.00 น. เนื่องจากโลกได้รับรังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ ลักษณะอากาศดังกล่าวจะเกิดขึ้นได้ทั่วทุกภูมิภาคของโลกตลอดทั้งปี

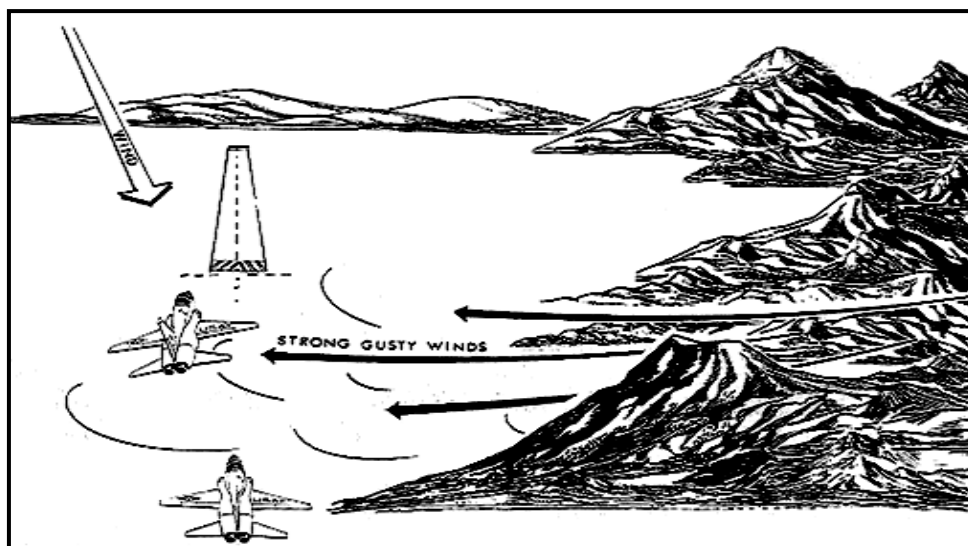
การที่โลกเย็นตัวลงจะทำให้ลมสงบ อากาศเย็น และทรงตัวตื้นขึ้น จะสูงขึ้นไปจากพื้นดินประมาณ 300-1,000 ฟุต ซึ่งเป็นชั้นของการเกิดชั้นอุณหภูมิกลับ กระแสลมกรดในระดับต่ำจะเกิดขึ้นเหนือชั้นอุณหภูมิกลับโดยปกติความเร็วลมประมาณ 30 นอต แต่บางครั้งเคยตรวจพบได้มากกว่า 65 นอต ซึ่งทุกครั้งที่เกิดชั้นอุณหภูมิกลับอันเนื่องมาจากการแผ่รังสีเกิดขึ้น มีโอกาสเกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำได้เช่นเดียวกัน ดังรูปที่ 9



รูปที่ 9

4.5 ลมช่องเขาและคลื่นภูเขา (Funneling wind and mountain wave)

สนามบินบางแห่งจะมีลมที่ทำให้เกิดอันตรายต่อการบินเกิดขึ้น โดยมีสาเหตุมาจากลมช่องเขา ซึ่งเกิดจากภูมิประเทศรอบๆ สนามบินเป็นภูเขาและมีหุบเขาเป็นช่องการไหลของอากาศ ทำให้เกิดลมพัดแรงขึ้น และมีทิศทางไปยังเส้นทางบินของอากาศยาน โดยกระแสนั้นบางครั้งมีความเร็วถึง 80 นอต ดังนั้นเมื่อทำการบิน ในบริเวณใกล้ภูเขาหรือช่องเขา ให้ระมัดระวังอันตรายจากลมแรงดังกล่าวด้วย เช่น สนามบินโคกกระเทียม ดังรูปที่ 10



รูปที่ 10

ส่วนคลื่นภูเขานั้นมักจะก่อให้เกิดลมพัดตัดกันบริเวณสนามบินซึ่งตั้งอยู่ด้านใต้ลมของคลื่นภูเขา ขณะเดียวกันอาจจะมีความชื้น, เมฆรูปเลนส์ (ACSL) เกิดขึ้น ซึ่งแสดงถึงการเกิดคลื่นภูเขาและนั่นก็จะมีลมพัดตัดกัน อีกด้วยเช่นกัน (รายละเอียดตามหัวข้อคลื่นภูเขา)

4.6 สาเหตุอื่นๆ ที่ทำให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำ

สาเหตุที่ทำให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำ 2 ประการ คือ

4.6.1 ลมกระโชกหรือลมแรงที่ผิวพื้น ลมที่มีความเร็วเปลี่ยนแปลงตั้งแต่ 10 นอต หรือมากกว่า จากค่าความเร็วลมเฉลี่ย หรือกรณีที่ลมแรงพัดผ่านอาคาร สิ่งก่อสร้างต่างๆ ที่อยู่ใกล้ทางวิ่งจะเป็นสาเหตุให้เกิดลมพัดตัดกันในบริเวณดังกล่าวซึ่งจะเป็นอันตรายต่ออากาศยานขนาดเล็กได้ การตรวจสอบสภาพพื้นที่ ภูมิประเทศและการรายงานสภาพอากาศของนักบินบริเวณใกล้ๆ ทางวิ่งจะเป็นหนทางที่ดีที่สุดในการคาดการณ์ล่วงหน้า ต่อการเกิดลมพัดตัดกันจากสาเหตุดังกล่าว

4.6.2 ลมบกลมทะเล โดยทั่วไปจะเกิดบริเวณใกล้ๆ ทะเลสาบขนาดใหญ่ อ่าว หรือมหาสมุทร การที่ลมจะพัดจากพื้นดินไปยังพื้นน้ำหรือพื้นน้ำไปสู่พื้นดิน สาเหตุเกิดจากความแตกต่างของการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิระหว่างพื้นดินและพื้นน้ำ ซึ่งลมทะเลนั้นจะเกิดเป็นบริเวณไม่กว้างมากนัก (Small scale) ของความแตกต่างของมวลอากาศสองมวล กระแสลมที่พัดบริเวณดังกล่าวมีความเร็วประมาณ 15-20 นอต และจะพัดลึกเข้าไปในแผ่นดินประมาณ 10-20 ไมล์ ซึ่งจะมีความรุนแรงที่สุดในตอนบ่ายโดยกระแสลมที่พัดมีความสูงถึงประมาณ 2,000 ฟุต

ส่วนลมบกนั้นจะเกิดขึ้นในเวลากลางคืน เนื่องจากพื้นดินมีอุณหภูมิต่ำกว่าพื้นน้ำ แต่จะมีความรุนแรงน้อยกว่าลมทะเล

บทที่ 13

น้ำแข็งเกาะเครื่องบิน (Aircraft Icing)

1. กล่าวโดยทั่วไป

การเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินเป็นอุปสรรคที่สำคัญมากในการบิน และยากมากในการทำลาย โดยทั่วไปแล้วเกิดจากเม็ดละอองน้ำที่เย็นจัดต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง (Supercooled water droplet) หรือการรวมตัวของละอองไอน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศในสภาพของก๊าซที่เปลี่ยนเป็นผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal) โดย ไม่ผ่านการเป็นของเหลว

การเกิดน้ำแข็งจะเกิดได้ทั้งภายในและภายนอกเครื่องยนต์ โดยปกติจะเกิดตามบริเวณส่วนหน้าของปีกและใบพัด เมื่อเครื่องบินบินผ่านเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งภายในกลุ่มเมฆหรือน้ำฟ้าที่แข็งตัวแล้ว (Freezing precipitation) หรือแม้กระทั่งบินในสภาวะอากาศแจ่มใส น้ำแข็งเกาะเครื่องบินยังสามารถเกิดได้ขณะอยู่ที่ลานจอดเมื่อมีสภาวะแวดล้อมที่เหมาะสม

การเกิดน้ำแข็งภายนอกเครื่องบินทำให้เครื่องบินมีน้ำหนักมากขึ้น ลดประสิทธิภาพในการบิน หรืออาจเปลี่ยนคุณสมบัติด้านพลศาสตร์ขณะบินในอากาศ ในกรณีที่รุนแรงมากเครื่องบินจะไม่สามารถบินอยู่ในอากาศได้หากเกิดน้ำแข็งที่เครื่องยนต์ทำให้กำลังของเครื่องยนต์ลดลงและในที่สุดก็หมดกำลัง การเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินนั้นมีอิทธิพลต่อเครื่องบินดังนี้

- 1.1 ลดประสิทธิภาพในการบิน
- 1.2 กำลังของเครื่องยนต์ลดลง
- 1.3 ลดประสิทธิภาพในการควบคุมเครื่องบิน
- 1.4 ทิศทางวิสัยภายนอกลดลง
- 1.5 ทำให้เครื่องวัดต่างๆ แสดงค่าผิดพลาด
- 1.6 ทำให้การสื่อสารขัดข้องหรือถูกรบกวน

จากการทดลองพบว่าน้ำแข็งที่เกาะอยู่ตามส่วนหน้าของเพนอากาศ (Airfoil) มีความหนา 1/2 นิ้ว ทำให้เสียแรงยก (Lift) ไปถึง 50 เปอร์เซ็นต์ และเพิ่มแรงต้านทาน (Drag) ขึ้นถึง 50 เปอร์เซ็นต์ พร้อมกัน เคยมีรายงานว่าน้ำแข็งสามารถเกิดขึ้นได้อย่างรวดเร็วโดยหนา 2-3 นิ้ว ภายในเวลาไม่กี่นาที

น้ำแข็งเกาะเครื่องบินแบ่งออกเป็น 2 ประเภทใหญ่ๆ คือน้ำแข็งเกาะลำตัวเครื่องบิน และน้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์ (Structural Icing & Induction Icing)

2. น้ำแข็งเกาะลำตัวเครื่องบิน (Structural Icing)

ต้องมีเงื่อนไข 2 ประการเกิดขึ้นพร้อมกัน จึงจะทำให้มีน้ำแข็งจับเกาะลำตัวเครื่องบิน

2.1 อุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของลำตัวเครื่องบิน (Free air temperature and aircraft surface temperature) ต้องเท่ากับหรือต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส

จากการทดลองในอุโมงค์ลมปรากฏว่าเมื่ออากาศที่อิ่มตัวไหลผ่านพื้นผิววัตถุใดๆ สามารถเกิดน้ำแข็งเกาะวัตถุนั้นได้จนอุณหภูมิสูงถึง 4 องศาเซลเซียส อุณหภูมิของวัตถุนั้นเย็นลงจากการระเหย และความกดที่เปลี่ยนไปเนื่องจากการไหลของกระแสอากาศ ในทางกลับกันวัตถุจะร้อนขึ้นจากการเสียดสีและตกระทบของละอองน้ำ หากเครื่องบินมีความเร็วน้อยกว่า 400 นอต ความร้อนและความเย็นดังกล่าวนี้จะ ลบล้างกันไปได้ ดังนั้น พอจะสรุปได้ว่า น้ำแข็งจะเกาะ

จับตัวเครื่องบินได้เมื่ออากาศมีอุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่า และมีโอกาสเกิดได้น้อยเมื่ออุณหภูมิต่ำกว่า -40 องศาเซลเซียส

2.2 มีเม็ดละอองน้ำเย็นจัดที่มองเห็นได้และความชื้นสูง (Supercooled visible liquid water and high humidity) เช่น เมฆ และหมอก

โดยทั่วไปละอองน้ำในอากาศจะไม่แข็งตัวที่ 0 องศาเซลเซียส ต่างกับน้ำในภาชนะ แต่จะไปแข็งตัวที่ประมาณ -10 ถึง -40 องศาเซลเซียส ละอองน้ำยังมีขนาดเล็กเท่าไรก็จะมีจุดเยือกแข็งต่ำเท่านั้น น้ำค้างแข็ง (Frost) อาจเกิดขึ้นได้ในอากาศแจ่มใสที่มีความชื้นสูง โดยที่อากาศและลำตัวเครื่องบินมีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง

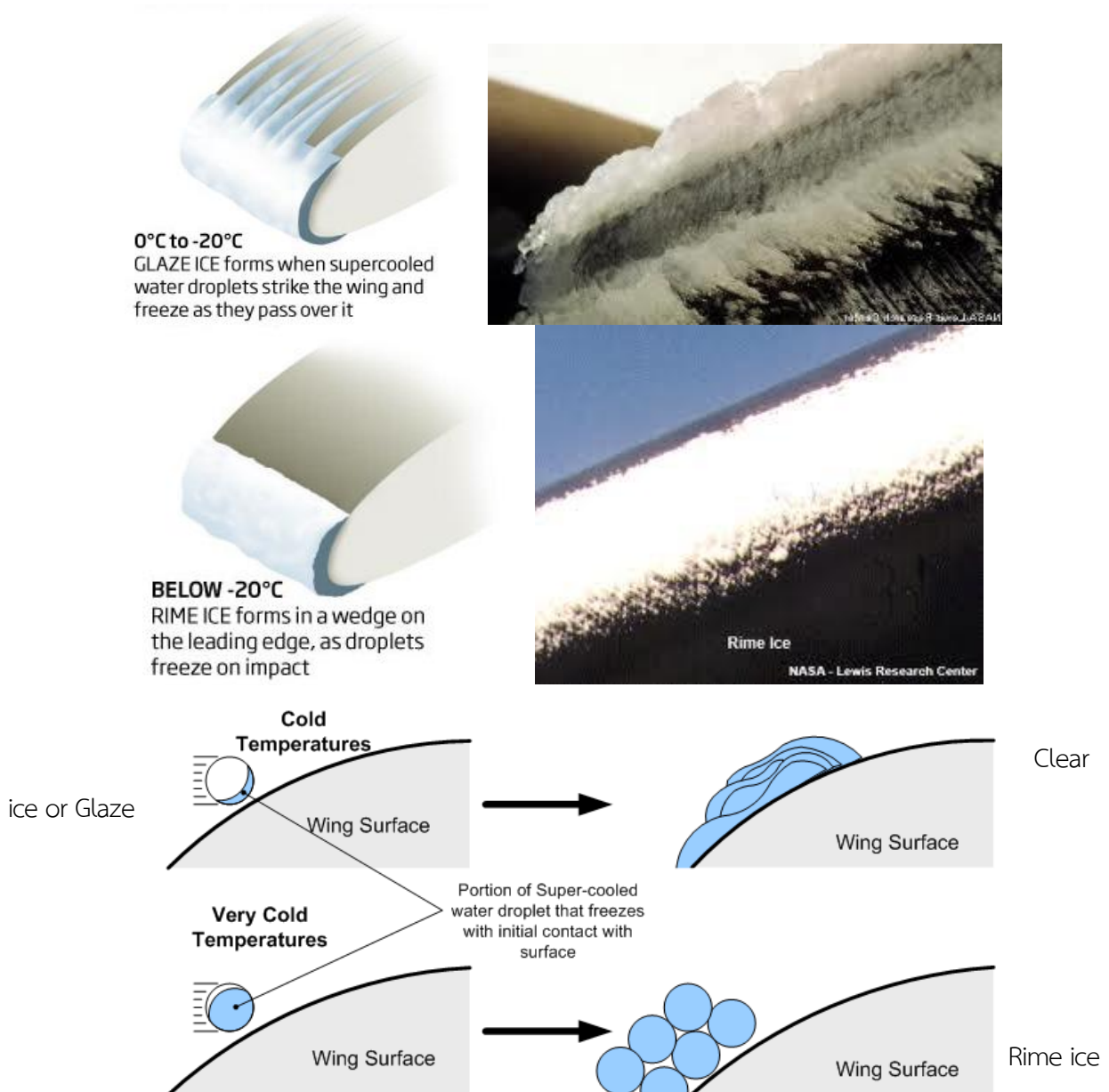
ฝนแข็งและฝนละอองแข็ง (Freezing rain and freezing drizzle) เป็นสภาวะที่อันตรายที่สุดในการเกิดน้ำแข็งเกาะลำตัวเครื่องบิน เนื่องจากเกิดสะสมได้มากในเวลาอันรวดเร็ว และยังกำจัดได้ยากมากอีกด้วย

3. ชนิดของน้ำแข็งเกาะตัวเครื่องบิน (Type of Structural Icing)

โดยทั่วไปมี 3 ชนิดใหญ่ๆ คือ น้ำแข็งใส (Clear ice) , น้ำแข็งขุ่น (Rime ice) และน้ำค้างแข็ง (Frost)

3.1 น้ำแข็งใส (Clear ice หรือ Glaze) เป็นปรากฏการณ์ที่ร้ายแรงที่สุด เพราะน้ำน้ำแข็งเกาะแน่นอยู่กับพื้นผิวเลยทีเดียวน เกิดจากเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งขนาดใหญ่ๆ มากระทบกับพื้นผิวของเครื่องบินแล้วกระจายออกไปเกิดการแข็งตัว ณ ที่อุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส เมื่อเม็ดละอองน้ำกระทบกับผิวเครื่องบิน แล้วแผ่ตัวออกเคลือบผิวเครื่องบินและเย็นตัวลงอย่างช้าๆ ทำให้มีฟองอากาศปะปนอยู่ในน้ำแข็งน้อยมากจึงมองเห็นเป็นน้ำแข็งใส ซึ่งยากแก่การทำลายเป็นอย่างยิ่ง น้ำแข็งใสนี้มักจะเกิดในบริเวณที่มีอุณหภูมิระหว่าง 0 ถึง -10 องศาเซลเซียส แต่สำหรับในเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) นั้น สามารถเกิดได้จนอุณหภูมิเย็นลงถึง -25 องศาเซลเซียส ก็มี ถ้าเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งมีขนาดใหญ่ๆ ก็ทำให้เกิดการสะสมน้ำแข็งใสมากขึ้น สภาวะที่ทำให้เกิดน้ำแข็งใสมักจะเกิดจากเมฆก้อน (Cumuliform cloud) และมักเกิดอย่างรวดเร็วขณะที่บินผ่านฝนแข็ง (Freezing rain) หรือฝนละออง (Drizzle)

3.2 น้ำแข็งขุ่น (Rime ice) เกิดจากการเย็นลงอย่างทันทีทันใดของเม็ดละอองน้ำขนาดเล็กที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง เมื่อมากระทบกับพื้นผิวของเครื่องบิน โดยทั่วไปแล้วจะเกิดได้ตั้งแต่อุณหภูมิ 0 ถึง -40 องศาเซลเซียส แต่มีโอกาสเกิดได้มากที่สุดในช่วงอุณหภูมิ -10 ถึง -20 องศาเซลเซียส เม็ดละอองน้ำเล็กๆ เหล่านี้จะแข็งตัวในลักษณะที่ยังเป็นหยดอยู่ ดังนั้นจึงมีที่ว่างหรือฟองอากาศในระหว่างหยดต่อหยด จึงมองเห็นเป็นสีขาวขุ่นและทึบแสง ซึ่งทำลายได้ง่ายกว่าน้ำแข็งใส น้ำแข็งขุ่นนี้ไม่แผ่กระจายออกไปเหมือนน้ำแข็งใส ส่วนใหญ่แล้วน้ำแข็งขุ่นจะเกิดเมื่อบินผ่านเมฆแผ่น (Stratiform cloud) แต่ก็สามารถเกิดได้เมื่อบินผ่านเมฆก้อน ซึ่งในสภาวะพายุฝนฟ้าคะนองนั้น พบว่าสามารถเกิดได้แม้อุณหภูมิจะลดลงถึง -40 องศาเซลเซียส



รูปที่ 1

3.3 น้ำค้างแข็ง (Frost) มีลักษณะคล้ายที่ปรากฏบนใบไม้ในเวลาเช้าตรู่ของวันที่มีความชื้นมาก และอุณหภูมิของพื้นผิวต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส น้ำค้างแข็งเป็นผลึกสีขาวบางๆ คล้ายหิมะมาก

เมื่อเครื่องบินบินจากบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส ไปยังบริเวณที่มีอุณหภูมิสูงกว่าและมีความชื้นมากกว่าอย่างรวดเร็ว ความชื้นในอากาศอุ่น จะเกิดการระเหิดกลับ (Deposition) ในทันทีที่สัมผัสพื้นผิวเย็นจัดของเครื่องบิน น้ำค้างแข็งเกิดที่ผิวของเครื่องบินมีลักษณะต่างๆ ขจัดได้ง่าย โดยการบินผ่านอากาศอุ่นต่อไปอีกเล็กน้อยก็จะหายไปเอง น้ำค้างแข็งมักเกิดขึ้นใต้ปีกของเครื่องบินไอพ่นในระหว่างร่อนหรือเมื่อลงสนามบินเรียบร้อยแล้ว ในกรณี queบินมาเป็นระยะทางไกลๆ ในขณะที่ร่อนลงผ่านอากาศอุ่นที่มีความชื้นสูงก็จะเกิดน้ำค้างแข็งที่กระจกหน้าต่าง ซึ่งทำให้ทัศนวิสัยของห้องนักบินเสียไป เครื่องบินที่จอดอยู่นอกโรงเก็บตลอดคืนอาจจะเกิดน้ำค้างแข็งตามพื้นผิวส่วนนอกของ

เครื่องบินได้ อันเนื่องมาจากการแผ่รังสีความร้อนออก (Radiation cooling) ของพื้นผิวในเวลากลางคืน จึงต้องจัดไปก่อนทำการบิน

อย่างไรก็ดีมีปัจจัยอีกหลายอย่างที่มีผลต่อการเกิดน้ำแข็งชนิดต่างๆ ได้แก่การแข็งตัวของละอองน้ำเย็นจัด อุณหภูมิ ความร้อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ ปริมาณและขนาดของเม็ดละอองน้ำในอากาศ ความเร็วของเครื่องบิน ฯลฯ



รูปที่ 2

4. ความรุนแรงของน้ำแข็งเกาะตัวเครื่องบิน (Intensity of Structural Icing)

ความรุนแรงของน้ำแข็งที่เครื่องบินจะสะสมไว้ได้มากเท่าใด ขึ้นอยู่กับลักษณะเฉพาะของเครื่องบินนั้น บริเวณแพนอากาศยิ่งบางมาก โอกาสที่ให้น้ำแข็งเกาะก็มีมากตามไปด้วย เมื่ออากาศมีความชื้นมากน้ำแข็งเกาะเครื่องบินก็มากด้วยเช่นกัน

เมื่อเครื่องบินบินไป โอกาสที่เม็ดละอองน้ำเม็ดใหญ่ๆ จะมากระทบกับพื้นผิวของเครื่องบินได้มีมากกว่าเม็ดเล็กๆ เนื่องจากมีแรงเฉื่อย (Inertia) มากกว่า บางครั้งเมื่อเม็ดละอองน้ำนั้นมีขนาดเล็ก อาจพัดไปโดยไม่กระทบกับพื้นผิวของเครื่องบินเลยก็ได้

เครื่องบินที่มีความเร็วสูงจะปะทะเม็ดละอองน้ำได้มาก จึงมีการสะสมปริมาณน้ำแข็งได้มากกว่าเครื่องบินที่มีความเร็วต่ำ

เกณฑ์พิจารณาความรุนแรงของน้ำแข็งเกาะเครื่องบิน แบ่งได้เป็น 4 ระดับ ดังนี้

4.1 ขั้นเล็กน้อย (Trace) มีน้ำแข็งปรากฏให้เห็นบ้างแล้ว อัตราการสะสมของน้ำแข็งมีมากกว่าอัตราการสลายตัวอันเนื่องจากการระเหิดเล็กน้อย แต่ยังไม่ีผลกระทบต่อการบิน ยกเว้นจะอยู่ในสภาวะนี้นานเกิน 1 ชั่วโมง

4.2 ขั้นเบา (Light) อัตราการสะสมของน้ำแข็งที่อาจสร้างปัญหาในการบิน หากอยู่ในย่านน้ำแข็งนานนับชั่วโมง บางครั้งต้องใช้อุปกรณ์กำจัดน้ำแข็ง

4.3 ขั้นปานกลาง (Moderate) อัตราการสะสมของน้ำแข็งที่ทำให้เกิดอันตราย แม้จะเกิดขึ้นเพียงเวลาสั้นๆ จำเป็นต้องใช้อุปกรณ์กำจัดน้ำแข็ง หรือเปลี่ยนเส้นทางบิน

4.4 ขั้นรุนแรง (Severe) อัตราการสะสมของน้ำแข็งที่แม้แต่อุปกรณ์กำจัดน้ำแข็งก็ไม่อาจลด หรือควบคุมอันตรายได้

5. การก่อตัวของน้ำแข็งเกาะเครื่องบินปีกตรึง (Ice formation on fixed wing aircraft)

หากเปรียบเทียบเครื่องบินแบบเก่าที่มีลำตัวหนา กับเครื่องบินไอพ่นแบบใหม่ที่ลำตัวบางและเร็วกว่าเครื่องบินแบบใหม่มีแนวโน้มที่จะเกิดการสะสมของน้ำแข็งได้มากกว่า แต่อย่างไรก็ตามเครื่องบินแบบใหม่ที่บินด้วยความเร็วสูง จะเกิดความร้อนตามหลักอากาศพลศาสตร์จึงทำให้เกิดอันตรายจากน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้น้อยกว่า

5.1 ปีกและหาง (Wing and Tail) หากมีการสะสมของน้ำแข็งที่ปีกและหางจะทำให้พื้นผิวไม่ราบเรียบ การไหลผ่านของอากาศเป็นไปอย่างไม่สะดวกจึงทำให้เครื่องบินลดแรงยกลดแรงฉุด และเพิ่มแรงต้านระดับบินจะลดลง อันตรายที่แท้จริงมีได้เกิดจากน้ำหนักของน้ำแข็งที่สะสม แต่เกิดจากการลดแรงยกและลดแรงขับ จึงทำให้ประสิทธิภาพของเครื่องบินลดลง

5.2 ใบพัด (Propellers) การสะสมของน้ำแข็งที่ใบพัดจะไปลดประสิทธิภาพของใบพัด เนื่องจากความไม่สมดุลของน้ำแข็งบนใบพัด ซึ่งโดยปกติแล้วใบพัดมีความละเอียดอ่อนต่อความสมดุลเป็นอย่างยิ่ง แม้น้ำแข็งเพียงเล็กน้อยก็ทำให้เสียสมดุลแล้ว ผลที่เกิดจากความสั่นสะเทือนจะส่งผลไปยังตัวเครื่องยนต์ด้วย ใบพัดที่มีรอบการหมุนต่ำจะถูกน้ำแข็งเกาะได้มากกว่าพวกที่มีรอบจัด เนื่องจากความร้อนที่แตกต่างกัน

5.3 ท่อวัดความเร็วและความกดอากาศ (Pitot tube and statics pressure ports) น้ำแข็งที่เกาะบริเวณท่อวัดความเร็วกระแสน้ำอากาศ (Pitot) การอ่านความเร็วจะผิดพลาดไป หากเกาะที่ส่วนใช้วัดความกดอากาศก็จะเป็นผลให้เครื่องวัดระยะสูง (Altimeter) แสดงค่าคลาดเคลื่อน ซึ่งเป็นอันตรายต่อการบินมากพึงระลึกไว้ว่าน้ำแข็งจะเกาะบริเวณนี้ได้เร็วพอๆ กับบริเวณอื่น

5.4 สายอากาศวิทยุ (Antenna) น้ำแข็งที่เกาะสายอากาศวิทยุบนเครื่องบิน ทำให้การติดต่อสื่อสารขัดข้องขาดหายไป หากจะติดต่อขอเปลี่ยนเส้นทาง หรือหลบหลีกบริเวณที่เกิดน้ำแข็งก็จะเป็นอุปสรรค ในการติดต่อสื่อสาร

5.5 กำบังลม (Windshield) น้ำแข็งที่เกาะกำบังลมมีอันตรายมากในระหว่างขึ้นหรือลงจอด เพราะเกล็ดน้ำแข็ง (Frost particles) เล็กๆ บนกำบังลมจะทำตัวเหมือนกับเป็นแกนกลางการระเหิด (Sublimation nuclei) ซึ่งจะช่วยให้เกิดการสะสมน้ำแข็งได้ง่ายขึ้น ทัศนวิสัยจะเสียไปอาจต่ำถึงศูนย์

5.6 เครื่องยนต์ (Engine) น้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์มักปรากฏบริเวณ ช่องลม (Air scoops) ช่องอากาศเข้า (Scoops inlet) ใส์กรองอากาศ (Carburetor inlet) ฯลฯ หากเกิดน้ำแข็งเกาะตอนหน้าของเครื่องยนต์ จะทำให้อากาศเข้าที่ท่ออากาศไม่สะดวก เครื่องยนต์จะลดประสิทธิภาพน้ำแข็งสามารถเกิดขึ้นได้ทุกๆ ส่วนของเครื่องยนต์ที่มีพื้นผิวสัมผัสกับเม็ดละอองน้ำ

6. การก่อตัวของน้ำแข็งบนเครื่องบินปีกหมุน (Ice formation on rotary wing aircraft)

การเกิดน้ำแข็งเกาะบนเครื่องบินประเภทนี้ มักจะมุ่งไปที่บริเวณโรเตอร์ ซึ่งจะต่างไปจากการเกิดน้ำแข็งที่ใบพัดของเครื่องบินปีกตรึง เนื่องจากความเร็วในการหมุนรอบของเครื่องยนต์โรเตอร์ที่ช้ากว่า และขนาดของโรเตอร์ก็เล็กกว่าขนาดของปีกของเครื่องบินปีกตรึงนั่นเอง

6.1 ระบบโรเตอร์ (Rotor system) น้ำแข็งเกาะบริเวณระบบโรเตอร์หลัก (Main rotor) หรือระบบโรเตอร์หาง (Anti Torque rotor) จะทำให้เกิดการสั่นอย่างรุนแรง หรือสูญเสียประสิทธิภาพหรือควบคุมการบินไม่ได้ และยังลดรอบการหมุนของใบพัดอีกด้วย ซึ่งทำให้ลดระดับลงจอดกระทำได้อย่างยาก

6.2 ครีบบพัดโรเตอร์หลัก (Main rotor blade) มีหลายองค์ประกอบที่ทำให้การเกิดน้ำแข็งบริเวณนี้ลดลงได้ เช่น แรงหนีศูนย์กลาง, การแอ่นโค้งของใบพัด, การปรับมุมของใบพัดขณะหมุน, การหมุนช้ากว่าที่โคนใบพัดใกล้จุดศูนย์กลางหรือการหมุนเร็วกว่าที่ปลายใบพัด แต่ถึงกระนั้นพบว่าน้ำแข็งก็ยังเกาะได้อย่างรวดเร็วที่บริเวณกลางใบพัด ซึ่งเป็นผลให้เสียสมดุลจะเกิดการสั่นอย่างรุนแรง

6.3 โรเตอร์หาง (Tail rotor) มีผลกระทบและการเกิดคล้ายโรเตอร์หลัก แรงหนีศูนย์กลางและมุมของใบพัดขณะหมุนปะทะกับเมฆจะช่วยลดอัตราการเกิดของน้ำแข็ง

6.4 แผ่นกรองอากาศเข้า (Air intake screen) น้ำแข็งเกาะบริเวณนี้จะเกิดขึ้นได้เร็วกว่าบริเวณโรเตอร์ น้ำแข็งที่ผ่านทะลุแผ่นกรองนี้จะไปเคลือบสายเคเบิลควบคุมและอาจทำให้การเคลื่อนที่ของปีกผีเสื้อในเครื่องยนต์ไม่สะดวก ก่อให้เกิดปัญหาเกี่ยวกับระบบการควบคุมเครื่องยนต์

7. น้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์ (Induction Icing)

นอกจากน้ำแข็งเกาะลำตัวเครื่องบินได้แล้ว ยังสามารถเกาะเครื่องยนต์ได้อีก ไม่ว่าจะเป็นที่ระบบ นำอากาศเข้าหรือที่ตัวเชื้อเพลิงเอง ซึ่งล้วนเป็นส่วนประกอบสำคัญของการทำงานของเครื่องยนต์ นักบินจำเป็นต้องพิจารณาถึงความเป็นไปได้ที่น้ำแข็งจะเกาะเครื่องยนต์ในระหว่างบินในอากาศด้วย น้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์มีส่วนทำให้กำลังของเครื่องยนต์ลดลง เนื่องจากน้ำแข็งเป็นตัวกีดขวางทางเดินของกระแส อากาศที่จะไหลเข้าไปในเครื่องยนต์ มีผลกระทบต่อยุทธศาสตร์ปริมาณเชื้อเพลิงและชิ้นส่วนต่างๆ ที่เคลื่อนไหวได้ อาจถูกน้ำแข็งเกาะจนขยับไม่ได้

7.1 น้ำแข็งเกาะในคาร์บูเรเตอร์ (Carburetor icing) การเกิดน้ำแข็งในคาร์บูเรเตอร์นั้น เป็นกรณีพิเศษในจำพวกการเกิดน้ำแข็งในขณะไม่มีเมฆ (Clear air icing) ซึ่งความจริงแล้วเป็นเรื่องในเชิงวิชาการ ไม่ใช่เป็นเรื่องในทางอุตุนิยมวิทยาโดยตรง การเย็นลงเนื่องจากการกลายเป็นไอของเชื้อเพลิง และความกดอากาศที่ลดลงขณะอากาศผ่านคาร์บูเรเตอร์เป็นผลทำให้เกิดน้ำแข็งชนิดนี้ ถ้าหากความชื้นในอากาศสูง การเกิดน้ำแข็งในคาร์บูเรเตอร์อาจเกิดที่อุณหภูมิ 21 องศาเซลเซียสก็ได้ แต่ที่รุนแรงที่สุดมักจะเกิดระหว่าง 10 ถึง 15 องศาเซลเซียส น้ำแข็งชนิดนี้บางที่เกิดขึ้นขณะบินเข้าไปในเมฆ อันตรายจากการเกิดน้ำแข็งชนิดนี้นับว่ารุนแรงที่สุด เพราะจะทำให้เครื่องยนต์ดับได้ เครื่องควบคุมความร้อนในคาร์บูเรเตอร์นั้นนับว่าเป็นเครื่องช่วยกำจัดและป้องกันการเกิดน้ำแข็งชนิดนี้ได้ดีที่สุด คือทำให้อากาศที่จะใช้อุ่นเสียก่อนที่จะเข้าไปในคาร์บูเรเตอร์

7.2 การเกิดน้ำแข็งในเชื้อเพลิง (Fuel icing) สำหรับเครื่องบินไอพ่นแล้วน้ำสามารถเข้าไปผสมในเชื้อเพลิงได้ง่าย เชื้อเพลิงสามารถดูดซับน้ำที่มาจากความชื้นในอากาศได้บางส่วน น้ำดังกล่าวนี้มากเพียงพอที่จะเกิดเป็นน้ำแข็งในระบบเชื้อเพลิงเมื่ออุณหภูมิของเชื้อเพลิงเท่ากับหรือต่ำกว่าจุดเยือกแข็งของน้ำ ฉะนั้นในการเติมเชื้อเพลิงในเวลาฝนตกหรือมีความชื้นมาก น้ำจะผสมเข้าไปกับเชื้อเพลิง เมื่อเครื่องบินนั้นขึ้นไปสูงๆ อากาศก็ยิ่งเย็นลง เชื้อเพลิงสามารถดูดซับน้ำได้น้อยลง จึงทำให้มีน้ำแยกตัวมาเกาะอยู่ตามพื้นผิวของน้ำมัน และเมื่อมีความเย็นมากพอน้ำนี้ก็จะเป็นน้ำแข็ง การป้องกันก็คือทำให้เชื้อเพลิงอุ่นเสียก่อนที่จะผ่านเข้าไปใน หม้อกรองเชื้อเพลิง โดยการติดตั้งเครื่องทำความร้อนที่เหนือหม้อกรองเชื้อเพลิง ซึ่งความร้อนนี้อาจมาจากกระแสไฟฟ้าหรือเครื่องยนต์ก็ได้

7.3 ระบบดูดอากาศ (Induction system) น้ำแข็งก่อตัวได้ในระบบดูดอากาศ ไม่ว่าจะเป็นเวลาใด เพียงแต่มีเงื่อนไขการเกิดที่เหมาะสม (จุดเยือกแข็งและละอองน้ำ) ยิ่งไปกว่านั้นน้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์ยังเกิดได้ในอากาศแจ่มใสขณะที่มีความชื้นสัมพัทธ์สูงและอุณหภูมิประมาณ 10 เซลเซียส หรือต่ำกว่า

7.4 ช่องดูดอากาศเข้า (Air intake duct) น้ำแข็งเกาะช่องดูดอากาศเข้าได้เสมอ ที่บริเวณรอบๆ ช่องดูดอากาศเข้า และตามทางผ่านที่เป็นส่วนโค้งจากช่องดูดอากาศเข้าจนถึงคาบูเรเตอร์ สำหรับเครื่องบินไอพ่นอาจเกิดน้ำแข็งเกาะได้แม้ในอากาศแจ่มใสที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจุดเยือกแข็ง หรือในขณะที่ขับเคลื่อนอยู่บนทางวิ่ง หรือระหว่างไต่ระดับขึ้นลง เนื่องจากความกดในช่องดูดอากาศเข้าจะลดลง เป็นเหตุให้อุณหภูมิต่ำลง จนกระทั่งเกิดการกลั่นตัวหรือระเหิดกลับ เกิดเป็นน้ำแข็ง ทำให้น้ำแข็งเกาะช่องดูดอากาศเข้าเล็กน้อย อุณหภูมิจุดกลั่นตัวหรือระเหิดกลับนี้แตกต่างกันไปตามชนิดของเครื่องยนต์ จากการศึกษาพบว่าอากาศภายนอกที่มีอุณหภูมิ 10 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่าและมีความชื้นสูงก็จะเกิดน้ำแข็งในช่องดูดอากาศเข้าอย่างแน่นอน โดยเฉพาะอย่างยิ่งถ้าอุณหภูมิใกล้กับจุดเยือกแข็ง

7.5 ครีบบริเวณดูดอากาศเข้า (Inlet guide vanes) น้ำแข็งเกิดขึ้นได้เมื่อละอองน้ำที่เย็นจัดในอากาศกระทบกับตัวปรับมุมอากาศ ขณะที่น้ำแข็งเพิ่มมากขึ้นก็จะไปลดสภาพคล่องของการไหลของอากาศเข้าสู่เครื่องยนต์ เป็นผลให้เครื่องยนต์ลดประสิทธิภาพลงจนกระทั่งดับไปในที่สุด ยิ่งกว่านั้นน้ำแข็งที่มีขนาดใหญ่อาจหลุดเข้าไปในเครื่องยนต์ ทำให้เครื่องยนต์เสียหายได้

8. สภาพอากาศที่เอื้ออำนวยให้เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบิน

บริเวณที่มีโอกาสเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบิน ในบรรยากาศโลกแล้วส่วนใหญ่จะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิ และลักษณะของเมฆ ซึ่งแปรเปลี่ยนได้ตามระยะสูง, สถานที่, สภาพอากาศ, ฤดูกาลและภูมิประเทศ

8.1 อุณหภูมิ โดยทั่วไปน้ำแข็งเกาะเครื่องบินจะถูกจำกัดไว้ในชั้นบรรยากาศระหว่าง 0 ถึง -40 องศาเซลเซียส แต่อย่างไรก็ตามก็มีรายงานว่าเกิดน้ำแข็งในบริเวณที่ต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียสในส่วนบนของเมฆฝนฟ้าคะนอง ที่บริเวณอุณหภูมิ 0 ถึง -10 องศาเซลเซียสมักเกิดน้ำแข็งใส ที่บริเวณอุณหภูมิ -10 ถึง -15 องศาเซลเซียส จะเกิดทั้งน้ำแข็งขุ่นและใสผสมกัน ที่บริเวณอุณหภูมิ -15 ถึง -20 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่า จะเกิดน้ำแข็งชนิดขุ่น

8.2 เมฆ

เมฆอลโตคิวมูลัส (Alto cumulus) ประกอบด้วยเม็ดละอองน้ำอยู่เพียงเล็กน้อย บางครั้งอาจมีผลึกน้ำแข็งรวมอยู่ด้วย น้ำแข็งอาจก่อตัวจับเกาะเครื่องบินในลักษณะที่เป็นแผ่นและชั้นบางๆ ที่ผิวลำตัวหรือ ปีก และจะรุนแรงกว่า หากผิวเครื่องบินมีสัณฐานที่โค้งมน

เมฆอลโตสเตรตัส (Altostratus) น้ำแข็งอาจเกาะเครื่องบินได้ในลักษณะที่ต่างกัน ขึ้นอยู่กับส่วนของเครื่องบินที่ปะทะกับกระแสอากาศ และตำแหน่งของเครื่องบินที่สัมพันธ์กับระดับเยือกแข็ง รวมทั้งเม็ดละอองน้ำ (ไม่จำเป็นต้องเย็นจัด) เม็ดฝน ผลึกน้ำแข็ง ผลึกหิมะ ลักษณะน้ำแข็งที่ก่อตัวเช่นนี้จะค่อนข้างเบาบาง

เมฆสเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus) ประกอบไปด้วยเม็ดละอองน้ำขนาดเล็กซึ่งมีปริมาณน้อย ความหนาของเมฆนี้มักไม่เกิน 1 กิโลเมตร ดังนั้นจึงง่ายต่อการนำเครื่องบินไต่ขึ้นไปในระดับที่สูงกว่า สภาพน้ำแข็งเกาะเครื่องบินในเมฆนี้ไม่ค่อยรุนแรง หากไม่ได้บินอยู่ในเมฆเป็นเวลานาน

เมฆที่เกิดจากการพาความร้อน (Convective cloud) น้ำแข็งอาจเกาะเครื่องบินอย่างรุนแรง หากอยู่ในเมฆคิวมูลัส (Cumulus) ที่มีขนาดใหญ่หรือเมฆคิวโมโลนิมบัส การเพิ่มระยะสูงอาจไม่ลดความรุนแรงของน้ำแข็งที่เกิดอยู่นอกจากในย่านที่มีอุณหภูมิของอากาศระหว่าง -20 ถึง -40 องศาเซลเซียส สภาพน้ำแข็งเกาะเครื่องบินจะลดความรุนแรงลง เนื่องจากในระดับนี้หยดน้ำอยู่ในสภาพของผลึกน้ำแข็ง แต่เคยมีบางครั้งที่น้ำแข็งจะก่อตัวคงความรุนแรงต่อไปจนอุณหภูมิลดลงถึง -40 องศาเซลเซียส

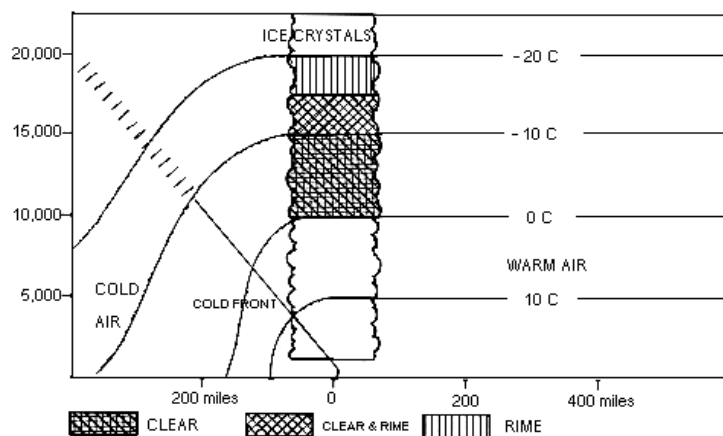
เมฆเซอร์รัส (Cirrus) น้ำแข็งเกาะเครื่องบินจะเกิดขึ้นได้ยากในเมฆเซอร์รัส แม้ว่าเมฆนี้บางครั้งจะยังมีละอองน้ำประกอบอยู่บ้าง ภายในเมฆเซอร์รัสหนาที่บนยอดของเมฆคิวโมโลนิมบัสที่กระแสน้ำอากาศไหลขึ้นพัดพาเอาละอองน้ำขึ้นไปถึง นั้น อาจเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้บ้างเล็กน้อย

8.3 การเกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศ (Frontal icing) การเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินส่วนใหญ่ที่ได้รับรายงานมักเกิดบริเวณใกล้กับแนวปะทะอากาศ นักบินจึงควรระวังเมื่อบินผ่านแนวปะทะอากาศ

8.3.1 การเกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศเย็นและแนวพายุฟ้าคะนอง โดยทั่วๆ ไปแล้ว ย่านที่เกิดน้ำแข็งจะเป็นบริเวณแคบๆ ซึ่งส่วนมากเกิดร่วมกับเมฆก้อน ย่านการเกิดน้ำแข็งจะมีความหนาประมาณ 10,000 ฟุต ชนิดน้ำแข็งส่วนมากเป็นน้ำแข็งใส การเกิดน้ำแข็งรุนแรงมากเมื่ออากาศอุ่นนั้นมีการทรงตัวไม่ดี

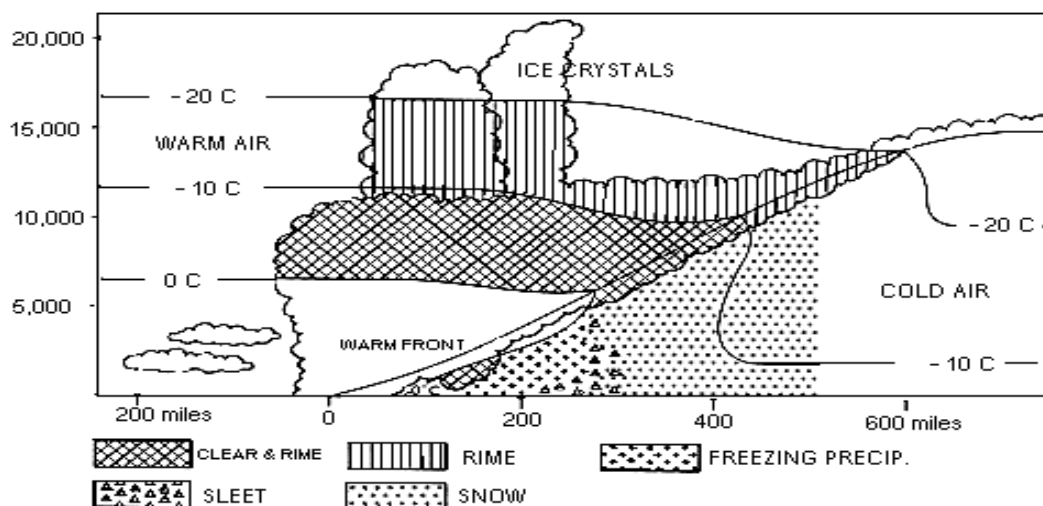
จากรูปที่ 3 จะเห็นว่าย่านที่เป็นน้ำแข็งจะแผ่กว้างออกไปประมาณ 100 ไมล์ และสูงจากผิวพื้นประมาณ 10,000 ฟุต

ชนิดของน้ำแข็งที่เกิดขึ้นมีลักษณะต่างๆ กันดังนี้ น้ำแข็งใสเกิดขึ้นระหว่างอุณหภูมิ 0 ถึง -10 องศาเซลเซียส น้ำแข็งใสผสมน้ำแข็งหุ่จะอยู่ระหว่าง -10 ถึง -15 องศาเซลเซียส น้ำแข็งหุ่จะอยู่ระหว่าง -10 ถึง -20 องศาเซลเซียส อย่างไรก็ตามการเกิดน้ำแข็งทุกชนิดอาจเกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิเย็นกว่าที่กล่าวมาแล้วได้ เช่นเกิดน้ำแข็งใสที่ -25 องศาเซลเซียส และน้ำแข็งหุ่ที่ -40 องศาเซลเซียส (รูปด้านล่าง)



รูปที่ 3 ย่านที่เกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศเย็น (Cold front Icing zone)

8.3.2 การเกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศอุ่นและแนวปะทะอากาศคงที่ โดยทั่วไปแล้วแนวปะทะอากาศทั้งสองชนิด มีเมฆแผ่แผ่ตัวออกไปเป็นบริเวณกว้าง ทำให้บริเวณที่เกิดน้ำแข็งแผ่กว้างออกไปด้วย ย่านการเกิดน้ำแข็งจะมีความหนาประมาณ 10,000 ฟุต ชนิดของน้ำแข็งส่วนมากเป็นน้ำแข็งหุ่ ถ้าอากาศอุ่นมีการทรงตัวไม่ดีจะเป็นพวกเมฆก้อนและการเกิดน้ำแข็งเกาะก็จะรุนแรงมากกว่าที่เกิดจากเมฆแผ่ รูปที่ 4 แสดงบริเวณที่เกิดน้ำแข็งแผ่กว้างออกไปถึง 500 ไมล์ และสูงประมาณ 17,000 ฟุต จากผิวพื้น



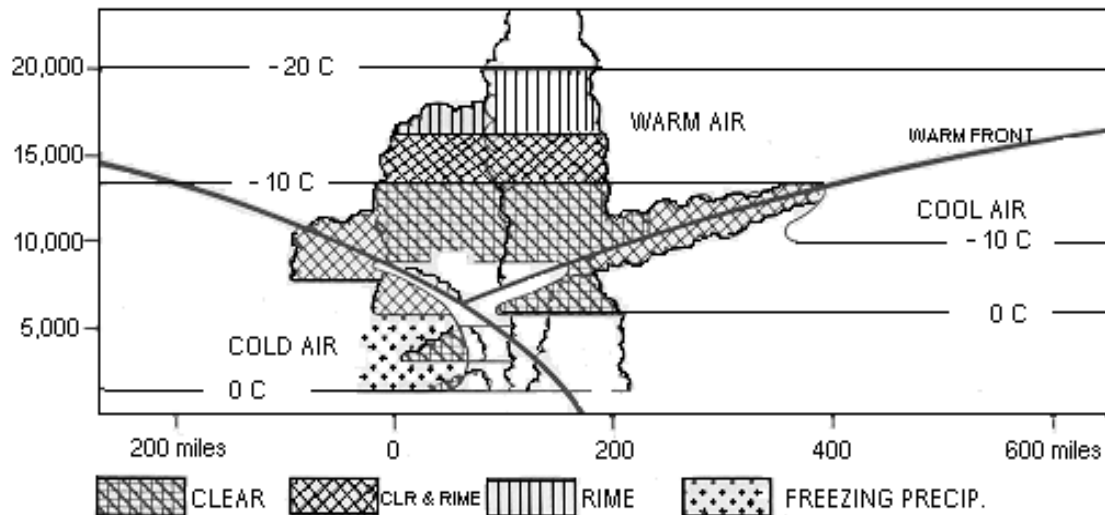
รูปที่ 4 ย่านที่เกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศอุ่น (Warm front icing zone)

เมื่อบินอยู่ในระดับอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง จะมีบริเวณที่เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินในสภาวะน้ำฟ้าแข็ง (Freezing precipitation) ซึ่งเกิดจากหยดน้ำตกผ่านชั้นบรรยากาศที่อุ่นกว่าในระดับบน และมากระทบกับผิวเครื่องบิน ซึ่งเย็นจัด ในกรณีนี้อาจจะเกิดน้ำแข็งใสเกาะเครื่องบินได้ หลีกเลียงได้โดยการบิน ไต่ขึ้น สู่ระดับที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจุดเยือกแข็ง

บริเวณที่เกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศอุ่น พอจะสรุปได้ว่าบริเวณน้ำแข็งใสผสมน้ำแข็งขุ่นจะอยู่ระหว่าง 0 ถึง -10 องศาเซลเซียส น้ำแข็งขุ่นจะอยู่ระหว่าง -10 ถึง -20 องศาเซลเซียส และบางครั้งอาจเกิดที่อุณหภูมิต่ำกว่า -20 องศาเซลเซียสก็ได้

8.3.3 การเกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศปิด แนวปะทะอากาศชนิดนี้มักประกอบด้วยเมฆแผ่นและเมฆก้อนปนกัน ทำให้บริเวณที่จะเกิดน้ำแข็งแผ่เป็นบริเวณกว้าง ย่านที่เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินมีความหนาประมาณ 20,000 ฟุต ชนิดของน้ำแข็งจะเป็นทั้งน้ำแข็งใส, น้ำแข็งขุ่น และทั้งสองชนิดปนกัน ถ้าอากาศมีการทรงตัวไม่ดี (Unstable) การเกิดน้ำแข็งจะรุนแรงมาก ในรูปที่แสดงไว้นั้นอากาศบริเวณที่เกิดน้ำฟ้าแข็ง (Freezing precipitation area) จะครอบคลุมบริเวณกว้างมาก ดังนั้นจึงจะรู้สึกเสมอว่าเมื่อหยดน้ำตกลงมาจากบริเวณ เบื้องบนที่มีอุณหภูมิสูงกว่า จะทำให้เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินที่เป็นอันตรายมากที่สุด ชนิดของน้ำแข็งโดยสัมพันธ์กับอุณหภูมิดังนี้

น้ำแข็งใส	0 ถึง -10 องศาเซลเซียส
น้ำแข็งใสผสมน้ำแข็งขุ่น	-10 ถึง -15 องศาเซลเซียส
น้ำแข็งขุ่น	-15 ถึง -20 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่า



รูปที่ 5 ย่านที่เกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศปิด (Occluded front icing zone)

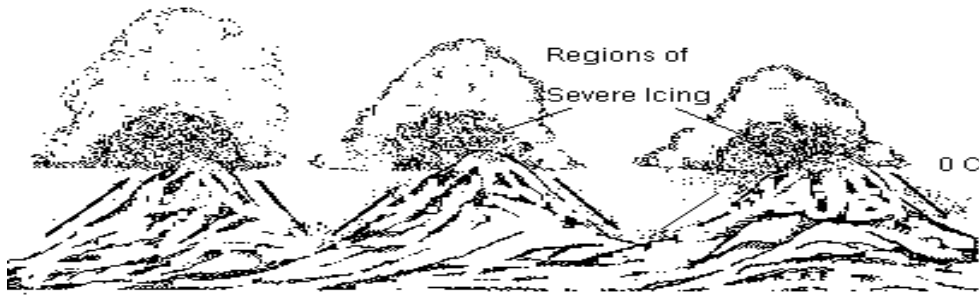
ข้อสังเกต เครื่องบินไอพ่นจะไม่เกิดน้ำแข็งเกาะในขณะที่บินเพราะว่าระดับที่เครื่องบินนั้นจะบินเหนือบริเวณที่เกิดน้ำแข็งหรือระหว่าง 0 ถึง -20 องศาเซลเซียส การเกิดน้ำแข็งจะเกิดระหว่างการไต่ขึ้น และร่อนลงเท่านั้น

8.4 การเกิดน้ำแข็งในมวลอากาศ (Air-mass icing) มวลอากาศที่มีการทรงตัวดี (Stable) มักจะมีเมฆสเตรตัส (Stratus) ซึ่งจะช่วยให้ขยายบริเวณเกิดน้ำแข็งให้กว้างออกไป เมฆชนิดนี้จะเป็นเมฆที่ทำให้เกิดน้ำแข็งได้อย่างรุนแรง ถ้าหากนักบินไม่เตรียมการป้องกันหรือเปลี่ยนระยะสูงหลีกเลี่ยงเสียก่อน เมฆแผ่นโดยทั่วไปนั้นมักหนาไม่เกิน 3,000 ฟุต แต่อาจเกิดซ้อนและติดต่อกันหลายระดับจนทำให้มองดูแล้วหนากว่านั้น ในกรณีนี้ย่านที่เกิดน้ำแข็งมักจะมีความหนามากที่สุดไม่เกิน 6,000 ฟุต ฉะนั้นนักบินควรคาดว่าจะเกิดน้ำแข็งขึ้นในเมฆแผ่นเมื่ออุณหภูมิของอากาศต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส ไว้เสมอ

มวลอากาศที่มีการทรงตัวไม่ดีทำให้เกิดเมฆคิวมูลัสหรือคิวโมโลนิมบัส นักบินพึงระวังไว้ว่าจะเกิดน้ำแข็งอย่างรุนแรงในระดับสูงๆ ขึ้นไปได้ การเกิดเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งในเมฆคิวโมโลนิมบัส จะมีมากกว่าเมฆสเตรตัส ดังนั้นในเมฆคิวโมโลนิมบัสจึงเกิดน้ำแข็งได้มากกว่าและเร็วกว่าในเมฆสเตรตัส น้ำแข็งใสจะพบในเมฆคิวโมโลนิมบัสมากที่สุด

8.5 ฤดูกาล น้ำแข็งเกาะเครื่องบินเกิดขึ้นได้ทุกฤดูกาล แต่ส่วนมากเกิดในฤดูหนาวโดยเฉพาะประเทศในเขตอบอุ่น ซึ่งมีระดับเยือกแข็งในฤดูหนาวอยู่ต่ำกว่าฤดูร้อน ประเทศที่อยู่ในเขตละติจูดสูงเช่น แคนาดาหรือ อลาสก้า จะเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้รุนแรงมากที่สุดในฤดูใบไม้ผลิและฤดูใบไม้ร่วง ในฤดูหนาวบริเวณแถบขั้วโลกอากาศจะเย็นเกินไปจนมีความชื้นไม่มากพอที่จะทำให้เกิดสภาวะน้ำแข็ง เกาะเครื่องบิน และระบบเมฆส่วนใหญ่ก็จะเป็นเมฆแผ่นที่ประกอบด้วยผลึกน้ำแข็งเสียส่วนมาก

8.6 ลักษณะภูมิประเทศ (Terrain) บริเวณที่เป็นภูเขามักเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้มาก และรุนแรงกว่าภูมิประเทศแบบอื่น แนวเทือกเขาทำให้เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นทางด้านรับลมซึ่งจะช่วยพองละอองน้ำไว้จำนวนมากพอที่จะกลั่นตัวและตกลงมาเป็นฝนบริเวณเทือกเขา การเคลื่อนตัวของระบบแนวปะทะผ่านแนวเทือกเขาทำให้เกิดการยกตัวของอากาศตามแนวปะทะควบคู่ไปกับการยกตัวตามแนวเทือกเขา มีผลทำให้เกิดบริเวณที่น้ำแข็งจับเกาะเครื่องบินได้อย่างรุนแรง บริเวณที่เกิดน้ำแข็งได้รุนแรงที่สุดคือบริเวณสันเขาและ ด้านรับลมของเทือกเขา ซึ่งส่วนใหญ่อยู่ประมาณ 5,000 ฟุต เหนือยอดเขา และสูงขึ้นไปได้อีกเมื่อมีเมฆก้อนก่อตัวขึ้น



รูปที่ 6

9. สรุปความปลอดภัยอันเกิดจากการเกิดน้ำแข็งเกาะ

9.1 ข้อควรระวังขณะอยู่บนพื้นดิน

9.1.1 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่มีน้ำค้างแข็งเกาะตามลำตัวเครื่องบิน

9.1.2 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่มีหิมะเกาะตามลำตัวเครื่องบิน เพราะหิมะที่ละลายแล้วอาจแข็งตัวเป็นน้ำแข็งอีกขณะที่บินสูงขึ้น

9.1.3 อย่าขับเครื่องบินที่ผิวพื้นผ่านหลุมบ่อที่มีน้ำ โดยใช้ความเร็วสูงในเมื่ออุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง เพราะจะทำให้หยดน้ำที่กระเด็นขึ้นไบนั่นแข็งตัว และทำให้ระบบของล้อขัดข้องได้

9.1.4 อย่าวิ่งขึ้นโดยไม่ได้ทดลองส่วนบังคับต่างๆ ว่ามีน้ำแข็งเกาะหรือไม่

9.1.5 อย่าอุ่นเครื่องยนต์ในหิมะขณะที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง น้ำแข็งอาจจะเกาะตามใบพัดได้

9.1.6 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่มีน้ำแข็งเกาะตามลำตัวหรือใบพัดของเครื่องบิน

9.1.7 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่ทราบว่ามีการเกิดน้ำแข็งเกาะและเมื่อเครื่องบินนั้นไม่มีเครื่องมือในการทำลายน้ำแข็งอย่างทันสมัย

9.1.8 แม้ว่าเครื่องมือในการทำลายน้ำแข็งหรือป้องกันการเกิดน้ำแข็งจะดีและทันสมัยก็ตาม อย่าวิ่งขึ้นผ่านย่านที่ทราบว่าเกิดน้ำแข็ง

9.1.9 อย่าขับเครื่องบินขณะที่สนามบินปกคลุมไปด้วยน้ำแข็ง

9.1.10 อย่าใช้ห้ามล้อทันทีทันใดในเมื่อทางวิ่งที่มีน้ำแข็งเกาะอยู่ และเมื่อเครื่องบินลงแล้วให้ใช้ทางวิ่งที่ยาวที่สุด และก่อนลงให้วิทยุถามสภาพทางวิ่งด้วย

9.1.11 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่มีหิมะเปียกบนทางวิ่ง

9.2 ข้อควรระวังขณะที่บินอยู่ในอากาศ

การเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินอาจเกิดได้เมื่อ

9.2.1 บินเข้าไปในเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 2 องศาเซลเซียส

9.2.2 บินผ่านฝนหรือหิมะขณะที่อุณหภูมิต่ำกว่า 2 องศาเซลเซียส

9.2.3 บินจากบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 2 องศาเซลเซียส เข้าไปในเมฆ

9.2.4 บินเข้าไปในบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C หลังจากเพิ่งบินผ่านเมฆมาใหม่

9.2.5 บินผ่านเมฆเมื่อมีน้ำแข็งเกาะเครื่องบินเป็นบางส่วนแล้ว

บทที่ 14

พายุฟ้าคะนอง (Thunderstorm)

กล่าวนำ

พายุฟ้าคะนองเป็นระบบของสภาพอากาศเฉพาะถิ่น (Local weather system) ขนาดเป็น Mesoscale (10-100 ตารางกิโลเมตร) เกิดจากการเจริญเติบโตของเมฆคิวมูลัส (Cumulus) จนเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) มีฟ้าแลบฟ้าร้องเกิดขึ้นร่วมด้วยเสมอ มีน้อยครั้งมากที่พายุฟ้าคะนองลูกเดียวจะมีความรุนแรงอยู่ได้ 2 ชั่วโมง

พายุฟ้าคะนองในเขตร้อนเกิดขึ้นทุกวันตลอดปี ในเขตอบอุ่นจะเกิดบ่อยที่สุดตั้งแต่ปลายฤดูหนาวถึงต้นฤดูใบไม้ผลิ เขตขั้วโลกเกิดขึ้นบ่อยที่สุดในฤดูร้อน

1. ปัจจัยที่จำเป็นในการก่อตัวของพายุฟ้าคะนอง

1.1 ชั้นของอากาศไม่ทรงตัว (Unstable air) หรือมีแนวโน้มที่จะไม่ทรงตัว (Potentially unstable) มีความหนาแน่นโดยปกติแล้วมีความหนาแน่น 10,000 ฟุตขึ้นไป ในกรณีที่รุนแรงจะเกิดขึ้นตั้งแต่ผิวพื้นถึงระดับโทรโพพอส

1.2 ต้องมีปริมาณไอน้ำเป็นจำนวนมาก (Plentiful supply of water vapor) โดยเฉพาะบริเวณใกล้ผิวพื้นที่ซึ่งเป็นจุดเริ่มแรกของกระแสอากาศที่ก่อให้เกิดเมฆ

1.3 ต้องมีแรงภายนอก เช่น การพาความร้อน (Heating from below) แนวลมพัดสอบ (Convergence) การเคลื่อนตัวของอากาศไปตามลาดภูเขา (Up lift over hill and mountain range) และการเคลื่อนตัวของอากาศตามลาดแนวปะทะอากาศ (Frontal ascent) ภาวะทำให้อากาศยกตัวขึ้นถึงระดับที่อากาศจะลอยตัวได้เองอย่างอิสระ

ปัจจัยที่เอื้ออำนวยให้พายุฟ้าคะนองมีความรุนแรงเพิ่มขึ้น ได้แก่

- มีกระแสไหลออกอย่างรุนแรงในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ระดับสูง (Outflow at high level)
- อุณหภูมิของยอดเมฆต้องอยู่ในช่วง -20 ถึง -40 องศาเซลเซียส ซึ่งจะเอื้ออำนวยให้เกิด Ice pellets จำนวนมหาศาล
- ลมพัดตัดกันในทางตั้งภายในก้อนเมฆต้องมีกำลังอ่อน (Weak vertical wind shear) ทั้งนี้เพื่อให้เกิดการก่อตัวในทางตั้งของแกนเมฆพายุฟ้าคะนองได้สูง (Deep) มากยิ่งขึ้น

2. ชนิดของพายุฟ้าคะนอง (Type of Thunderstorm)

2.1 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศ (Frontal thunderstorm)

พายุฟ้าคะนองสามารถเกิดได้ในแนวปะทะอากาศทุกชนิด โดยการยกตัวของอากาศอุ่นขึ้นที่ทรงตัวไม่ดับบนพื้นลาดของแนวปะทะอากาศ ซึ่งจำแนกได้ดังนี้

2.1.1 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศอุ่น เมฆที่พบส่วนใหญ่จะเป็นเมฆแผ่น (Stratiform) พายุฟ้าคะนองชนิดนี้มีความรุนแรงน้อยกว่าที่เกิดในแนวปะทะอากาศแบบอื่นๆ เนื่องจากแนวปะทะอากาศชนิดนี้มีความชันน้อยนั่นเอง

2.1.2 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็น มีความรุนแรงมากที่สุด ยกเว้นเมื่อเทียบกับที่เกิดในแนวพายุฟ้าคะนอง มักเกิดติดต่อกันเป็นแนว ซึ่งง่ายต่อการตรวจพบมักจะเกิดได้บ่อย และรุนแรงที่สุดในช่วงเวลาบ่าย

2.1.3 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศคงที่ เกิดได้บางโอกาส ซึ่งโดยปกติมีลักษณะการเกิดที่แผ่กระจายกระจายเป็นบริเวณกว้าง (Widely scatter)

2.1.4 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศปิด มักมีรูปแบบการเกิดไม่ชัดเจน รวมทั้งถูกปิดบังโดยเมฆแผ่นและยากต่อการตรวจพบ จึงเป็นอันตรายต่อการบิน

2.2 พายุฟ้าคะนองที่เกิดในมวลอากาศ (Air mass thunderstorm)

2.2.1 พายุฟ้าคะนองเนื่องจากการพาความร้อน (Convective thunderstorm)

เกิดได้บ่อยเมื่อเทียบกับพายุฟ้าคะนองที่เกิดในมวลอากาศชนิดอื่น โดยเกิดได้ทั้งบนบกเหนือพื้นน้ำ ในพื้นที่เกือบทั้งหมดทั่วโลก และพบได้เป็นประจำในเขตละติจูดกลางในช่วงฤดูร้อน การยกตัวของมวลอากาศในพายุฟ้าคะนองประเภทนี้ มีสาเหตุจากการได้รับความร้อนจากชั้นอากาศระดับล่าง ซึ่งสัมผัสอยู่กับพื้นดินหรือพื้นน้ำที่อุ่น

โดยปกติเมฆก่อตัวทางตั้งจะก่อตัวเหนือพื้นดินในเวลาบ่าย เมื่อความร้อนจากดวงอาทิตย์ ที่ผิวโลกมีค่ามากที่สุด ซึ่งเมฆคิวมูลัสจะก่อตัวขึ้นได้ในขณะที่อากาศมีการทรงตัวไม่ดี และมีปริมาณของไอน้ำมากพอ

พายุฟ้าคะนองชนิดนี้ยังสามารถเกิดได้ในบริเวณชายฝั่งในเวลาบ่าย เมื่ออากาศเย็นชื้นที่พัดเข้าสู่ฝั่งได้รับความร้อนจากพื้นดินที่อุ่นกว่า โดยเกิดพายุฟ้าคะนองเป็นแห่งๆ หรือกระจายเป็นบริเวณกว้างได้ ซึ่งจะสังเกตพบได้ง่ายจากลักษณะเมฆก่อตัวทางตั้ง (Towering) ฟ้าแลบ และมีฝนตก

2.2.2 พายุฟ้าคะนองเนื่องจากลักษณะภูมิประเทศ (Orographic thunderstorm)

เกิดจากการยกตัวของอากาศอุ่นชื้นทรงตัวไม่ดีขึ้นไปตามลาดเขา สามารถก่อตัวได้อย่างรวดเร็วและกินบริเวณกว้าง ปกติจะทรงตัวอยู่นานหลายชั่วโมงด้านหน้าแนวรับลม การก่อตัวจะมีลักษณะเป็นเซลล์เดี่ยวเหนือยอดเขาหรือเป็นแนวของพายุตามความยาวแนวสันเขา ซึ่งถ้าภูเขามีความชันมาก โอกาสเกิดลูกเห็บจะมีสูง

เป็นการยากที่จะสังเกตเห็นพายุฟ้าคะนองชนิดนี้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งจากทิศทางด้านรับลมของภูเขา เนื่องจากถูกเมฆแผ่นปกคลุมและปิดบังอยู่ อย่างไรก็ตามการตรวจพบจะกระทำได้ง่ายกว่าในทิศทางจากด้านหลังลม

ไม่แนะนำให้บินผ่านเข้าไปในส่วนล่างของพายุฟ้าคะนองชนิดนี้ เนื่องจากเป็นบริเวณของยอดเขาและสันเขาถูกซ่อนอยู่โดยการปกคลุมของเมฆ

2.2.3 พายุฟ้าคะนองที่เกิดระดับสูง (High level thunderstorm)

ในเดือนที่เป็นช่วงหน้าร้อน พายุฟ้าคะนองมักเกิดได้บ่อยในเวลากลางคืน โดยไม่มีผลเกี่ยวเนื่องมาจากแนวปะทะอากาศที่ผิวพื้น ปกติจะเกิดในระดับสูงเนื่องมาจากการทรงตัวไม่ดีของอากาศ ซึ่งเป็นผลของการเย็นตัวลงจากการแผ่รังสีความร้อนที่ส่วนบนของชั้นอากาศขึ้น และทรงตัวไม่ดีอย่างมีเงื่อนไข (Conditionally unstable) เพราะว่าพายุฟ้าคะนองชนิดนี้มีความรุนแรงน้อย และเกิดในระดับสูง ทำให้การบินที่ได้รับระดับฐานเมฆสามารถทำได้อย่างปลอดภัย ส่วนการบินที่ระดับเหนือขึ้นไป อาจกระทำได้ในบริเวณระหว่างยอดของเมฆ ซึ่งสามารถมองเห็นได้จากแสงสว่างของการเกิดฟ้าแลบ

พายุฟ้าคะนองในระดับสูงที่เกิดได้บ่อยในฤดูร้อนอีกชนิดหนึ่ง เกิดจากการเคลื่อนตัวเข้ามาซ้อนทับของอากาศเย็นด้านบนเหนืออากาศอุ่นขึ้นด้านล่าง พบได้บ่อยในเวลากลางคืนมากกว่าเวลากลางวัน โดยมีปัจจัยช่วยเสริมจากการแผ่รังสีออกของความร้อน พายุฟ้าคะนองชนิดนี้ไม่จำเป็นต้องถูกจัดอยู่ในพายุฟ้าคะนองที่เกิดระดับสูง เนื่องจากสามารถเกิดได้จากการเคลื่อนตัวเข้ามาซ้อนทับของอากาศเย็นในระดับบน ในขบวนการของพายุฟ้าคะนอง เนื่องจากการพาความร้อน

2.3 แนวพายุฟ้าคะนอง (Squall line)

ลักษณะการเกิดเป็นแนวแคบๆ ในบริเวณที่ไม่มีแนวปะทะอากาศ แนวพายุฟ้าคะนองก่อตัวด้านหน้าของแนวเคลื่อนที่แนวปะทะอากาศเย็น 50-300 ไมล์ และอาจเกิดขึ้นได้แม้จะไม่มีแนวปะทะอากาศร่วมด้วย แนวของการเกิดอาจยาวจนยากที่จะบินอ้อม และกว้างหรือรุนแรงเกินกว่าที่จะสามารถบินผ่านได้อย่างปลอดภัย โดยทั่วไปแล้วจะเกิดได้เร็วและรุนแรงกว่าพายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็น สภาวะที่อันตรายที่สุดในพายุฟ้าคะนองชนิดนี้ได้แก่ การเกิดลูกเห็บและลมพัดอย่างรุนแรง โดยเฉพาะอย่างยิ่งการเกิดทอร์นาโด (tornado)

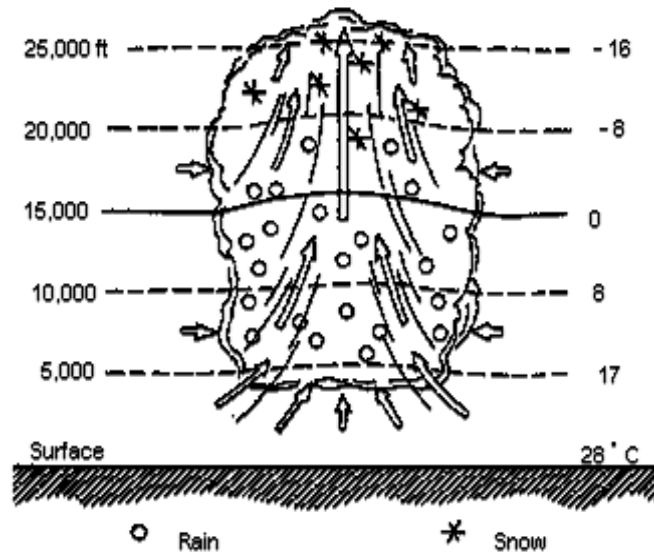
3. วงรอบของพายุฟ้าคะนอง (Life - Cycle)

จำแนกได้ 3 ขั้นตอน คือ ขั้นก่อตัว ขั้นเจริญเติบโตเต็มที่ และขั้นสลายตัว โดยที่ช่วงของการเปลี่ยนแปลงไปสู่แต่ละขั้นตอน ยากที่จะสังเกตเห็นได้อย่างชัดเจน พายุฟ้าคะนองอาจเกิดเป็นเซลล์เดี่ยวซึ่งมักเกิดในระยะเวลาค่อนข้างสั้น หรือประกอบด้วยกลุ่มของเซลล์ซึ่งอยู่ในขั้นการเกิดที่แตกต่างกัน โดยมีวงจรของการเกิดจนกระทั่งถึงการสลายตัว กินเวลาตั้งแต่ 20 นาทีจนถึง 3 ชั่วโมง ขึ้นอยู่กับจำนวนและขั้นการเกิดของเซลล์ในพายุ

3.1 ขั้นก่อตัว (Cumulus stage or building stage)

ถึงแม้ว่าเมฆคิวมูลัสส่วนใหญ่จะไม่พัฒนาไปเป็นพายุฟ้าคะนอง แต่พายุฟ้าคะนองจะมีจุดกำเนิด มาจากเมฆคิวมูลัสเสมอ รูปแบบที่สำคัญที่เกิดขึ้นในขั้นนี้ก็คือ กระแสอากาศไหลขึ้น (Updraft) รูปที่ 1 ซึ่งสามารถพบได้ตั้งแต่ใกล้ผิวพื้นไปจนถึงหลายพันฟุตเหนือยอดเมฆ กระแสอากาศไหลขึ้นที่รุนแรงที่สุดจะเกิดที่ระดับสูงขึ้นไปในช่วงปลายของขั้นตอนนี้ ซึ่งอาจสูงถึง 3,000 ฟุตต่อวินาทีหรือมากกว่านั้น

เมื่อมีปัจจัยที่ทำให้เมฆเริ่มก่อตัวขึ้นแล้ว โดยพลังงานจากการคายความร้อนแฝงของการกลั่นตัว และการระเหิดกลับของไอน้ำ จะทำให้เมฆเติบโตมากยิ่งขึ้น



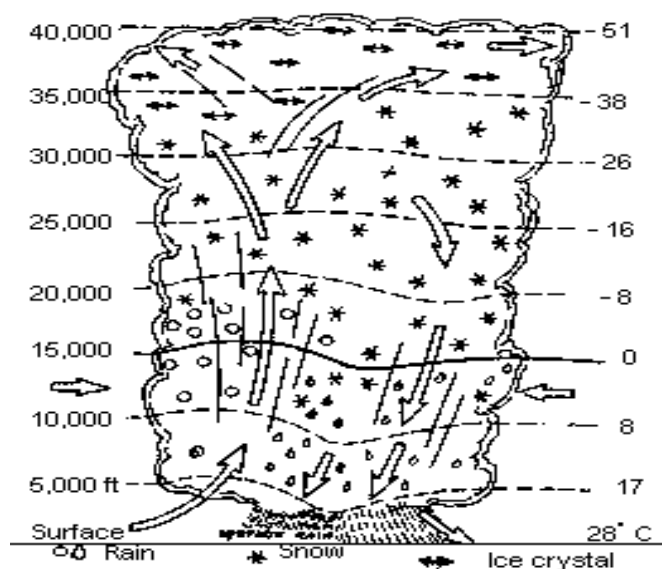
รูปที่ 1

ในระยะเริ่มแรก หยดละอองน้ำมีขนาดเล็กมาก แต่จะโตเป็นเม็ดฝนเมื่อเมฆเพิ่มความหนาแน่นขึ้นในทางตั้งในส่วนบนของเมฆประกอบด้วยผลึกหิมะและละอองน้ำแข็ง แม้กระนั้นหยดละอองน้ำยังมีสภาพเป็นของเหลวในกระแสอากาศไหลขึ้นแม้ที่ความสูงเหนือระดับเยือกแข็ง (Freezing level) ในพายุบางลูกสูงถึง 40,000 ฟุต ไม่ปรากฏการตกของเม็ดฝนในชั้นตอนนี้ เนื่องจากถูกพัดพาขึ้นสู่ระดับบน หรือถูกพุงเอาไว้โดยกระแสอากาศไหลขึ้น

3.2 ขั้นเจริญเติบโตเต็มที่ (Mature stage)

เมื่อเริ่มมีการตกของฝนและลูกเห็บจากฐานเมฆ แสดงถึงจุดเริ่มต้นของการเกิดกระแสอากาศไหลลง (Downdraft) และพายุฟ้าคะนองได้เข้าสู่ขั้นตอนการเจริญเติบโตเต็มที่ ขนาดของเม็ดฝนและผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่ และหนักเกินกว่าจะถูกพุงไว้โดยกระแสอากาศไหลขึ้น โดยเฉลี่ยแล้วในขั้นนี้พายุจะมีความสูงประมาณ 25,000 ฟุต รูปที่ 2 และอาจสูงเพียง 12,000 ฟุตในเขตละติจูดสูง

เมื่อเริ่มมีการตกของเม็ดฝน อากาศรอบๆ จะเริ่มมีการจมตัวลง และเนื่องจากมวลอากาศนี้มีการทรงตัวไม่ดี อากาศเย็นที่จมตัวลงจะมีความเร็วเพิ่มมากขึ้น จนเป็นกระแสอากาศไหลลงซึ่งอาจมีความเร็วสูงถึง 2,500 ฟุตต่อวินาที และจะแผ่ขยายออกไปในแนวราบเมื่อไหลลงใกล้พื้นดิน แนวขอบหน้าของกระแสอากาศที่เย็นและลมกระโชกที่รุนแรง ซึ่งเกิดบริเวณผิวพื้นนี้เรียกว่า Gust front

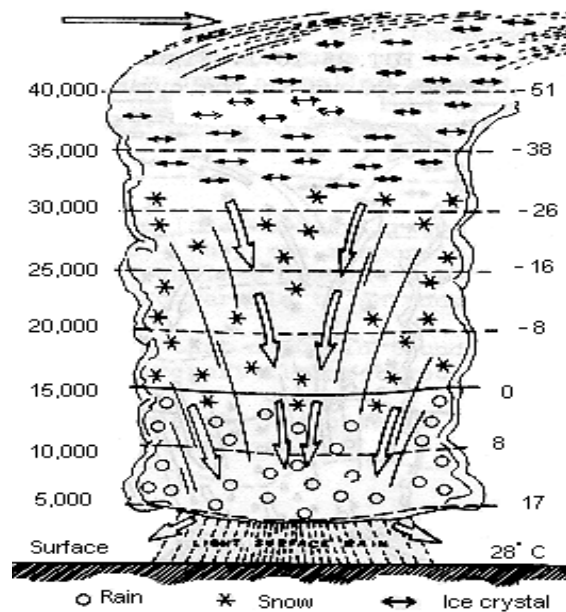


รูปที่ 2

ในระยะแรกของขั้นนี้กระแสอากาศไหลขึ้นที่ยังคงอยู่ จะมีความเร็วเพิ่มมากขึ้น บางครั้งมากกว่า 6,000 ฟุตต่อนาที กระแสอากาศไหลขึ้นและกระแสอากาศไหลลงที่มีบริเวณการเกิดใกล้เคียงกันเป็นสาเหตุของ Vertical shear และ กระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence) อย่าง รุนแรง พายุฟ้าคะนองทุกลูกจะมีสภาพอากาศรุนแรงมากที่สุดในช่วงเวลานี้

3.3 ขั้นสลายตัว (Dissipating stage or Anvil stage)

ตลอดช่วงของขั้นเจริญเติบโตเต็มที่ กระแสอากาศไหลลงจะมีความแรงเพิ่มมากขึ้น ในขณะที่กระแสอากาศไหลขึ้นลดความแรงลงเรื่อยๆ จนกระทั่งเมฆทั้งก้อนกลายเป็นบริเวณของการเกิดกระแสอากาศไหลลงทั้งหมด เนื่องจากกระแสอากาศไหลขึ้นเป็นสิ่งจำเป็นสำหรับการกลั่นตัวและคายพลังงานในรูปความร้อนแฝงออกมา พายุฟ้าคะนองจึงเข้าสู่ขั้นตอนการสลายตัว ในขั้นตอนนี้ลมแรงในระดับสูงอาจจะพัดส่วนบนของเมฆออกไปโดยมีลักษณะเป็นรูปทั่ง (anvil) รูปที่ 3 อย่างไรก็ตามการปรากฏลักษณะเมฆเป็นรูปทั่ง ไม่ได้เป็นสิ่งบ่งชี้ว่าพายุฟ้าคะนองเข้าสู่ขั้นตอนการสลายตัว สภาพอากาศที่รุนแรงสามารถเกิดได้ในพายุหลายๆ ลูกที่มีลักษณะของเมฆรูปทั่งปรากฏชัดเจน พายุฟ้าคะนองที่รุนแรงมากบางครั้งไม่ได้มีรูปแบบของการสลายตัวตามที่กล่าวมานี้ ถ้าหากความเร็วลมในทางระดับ (Horizontal wind) มีค่าเพิ่มขึ้นตามความสูง ขั้นตอนของการเจริญเติบโตเต็มที่將會เวลานานมากขึ้น และแนวของการเกิดกระแสอากาศไหลขึ้นจะถูกทำให้เอียงไปจากแนวเดิมอย่างมาก ในสภาวะเช่นนี้หยาดน้ำฟ้าจะตกเฉพาะในบริเวณบางส่วนของกระแสอากาศไหลขึ้น หรือบางทีนอกบริเวณเมฆพายุฟ้าคะนอง ซึ่งทำให้กระแสอากาศไหลขึ้นสามารถเกิดได้ต่อเนื่องจนกระทั่งพลังงานที่มีอยู่ถูกใช้จนหมด พายุฟ้าคะนองอาจจะสลายตัวได้ถึงแม้จะไม่ถูกแทนที่โดยกระแสอากาศไหลลง นอกจากนี้ การตกของน้ำฟ้าในเมฆที่มีลักษณะเอียงเช่นนี้ ยังเป็นสาเหตุให้กระแสอากาศไหลลงเกิดได้นอกบริเวณของเมฆ



รูปที่ 3

4. อันตรายจากพายุฟ้าคะนอง

4.1 กระแสอากาศปั่นป่วน สามารถพบได้เสมอในพายุฟ้าคะนอง ซึ่งมีผลทำให้เกิดความเสียหายกับเครื่องบิน และเป็นอันตรายต่อผู้โดยสารและลูกเรือ จุดที่เกิดรุนแรงมากที่สุดจะอยู่ระหว่างรอยต่อของ กระแสอากาศไหลขึ้นและ กระแสอากาศไหลลง กระแสอากาศปั่นป่วนยังสามารถเกิดได้ภายนอกเมฆออกไปไกลถึง 20 ไมล์ และหลายพันฟุตเหนือระดับเมฆ กระแสอากาศปั่นป่วนที่รุนแรงสามารถพบได้ในบริเวณคล้ายทั้ง 15-30 ได้ไกล 10 หรือ 15 ไมล์ เรียกว่า Gust front ถ้ากระแสอากาศไหลลงมีลักษณะการเกิดเป็นกลุ่มภายในพายุจะทำให้เกิด Second หรือ Third gust front ได้ ระหว่าง First gust และพายุฟ้าคะนองในบริเวณที่ Gust front ผ่าน ทิศทางลมเฉลี่ยในทางระดับสามารถเปลี่ยนได้ถึง 40% และความเร็วลมสามารถเพิ่มได้ถึง 50% ระหว่างผิวพื้นขึ้นไปถึงระดับ 1,500 ฟุต ดังนั้นลมที่ตรวจวัดได้ที่ผิวพื้นนั้น ไม่อาจใช้เป็นค่าประมาณของลมระดับต่ำๆ เหนือพื้นดินได้

เมฆม้วน (Roll cloud) ที่พบบริเวณขอบหน้าของพายุ เป็นสิ่งบ่งชี้การเกิดกระแสอากาศปั่นป่วน ซึ่งจะเห็นได้อย่างชัดเจนในพายุฟ้าคะนอง ที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็น และแนวพายุฟ้าคะนอง รวมทั้งมีความรุนแรงอย่างมากด้วย



รูปที่ 4

4.2 ลูกเห็บ (Hail) ลูกเห็บเป็นสภาพอากาศที่อันตรายมากอีกอย่างหนึ่งสำหรับการบิน มักเกิดในช่วงชั้นการเจริญเติบโตเต็มที่มีมีการไหลขึ้นอย่างรุนแรง (Strong updraft) ยิ่งพายุลูกใหญ่โอกาสเกิดลูกเห็บยิ่งมากตามไปด้วยโดยสามารถพบได้ที่ความสูงถึง 45,000 ฟุตภายนอกเมฆ โดยเฉพาะใต้บริเวณเมฆรูปทั้งของพายุฟ้าคะนองขนาดใหญ่ บางครั้งถูกลมพัดไปได้ไกลถึง 10 ไมล์จากพายุ ลูกเห็บสามารถเกิดได้ในพายุฟ้าคะนองลูกใดๆ ขนาดของลูกเห็บเพียงแค่ 1/2 ถึง 3/4 นิ้ว สามารถทำความเสียหายอย่างมากแก่อากาศยานภายในไม่กี่วินาที

4.3 การเกิดน้ำแข็ง (Icing) สามารถเกิดได้เมื่ออุณหภูมิภายนอก (Free air temperature) อยู่ที่ 0 องศาเซลเซียสหรือต่ำกว่า โดยทั่วไปเกิดได้ในอุณหภูมิระหว่าง 0 ถึง -20 องศาเซลเซียส ซึ่งการเกิดที่รุนแรงที่สุดจะอยู่ช่วงอุณหภูมิ 0 ถึง -10 องศาเซลเซียส มักเกิดหนักที่สุดเหนือระดับเยือกแข็งเล็กน้อย เนื่องจากที่ระดับนี้เป็นบริเวณที่มีฝนตกหนักและกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างรุนแรง จึงถือว่าเป็นระดับที่มีอันตรายมากที่สุดด้วย

5. ฟ้าแลบ (Lightning)

เกิดได้ทุกระดับในพายุฟ้าคะนอง แกนของการเกิดฟ้าแลบจะไม่ผ่านลงไปยังพื้นดิน แต่เป็นการเกิดระหว่างก้อนเมฆหรือภายในเมฆก้อนเดียวกัน อย่างไรก็ตามอันตรายจากฟ้าผ่าสามารถเกิดได้กับอากาศยานที่บินห่างจากเมฆหลายไมล์ ปรากฏการณ์ทางประจุไฟฟ้าที่เกิดจากพายุฟ้าคะนองยังสามารถเกิดได้ต่อเนื่อง ถึงแม้พายุฟ้าคะนองได้สลายตัวไปแล้ว ประจุไฟฟ้าอาจสะสมได้บนอากาศยานหลังจากบินผ่านเข้าไปในก้อนเมฆและบริเวณที่มีความหนาแน่นของน้ำฟ้า รวมไปถึง บินผ่านหิมะ, ผ่านฝน หรืออนุภาคขนาดเล็กเช่น ฝุ่นละออง, หมอกแดด และน้ำแข็ง ยิ่งอากาศยานมีขนาดใหญ่และบินเร็วมากเท่าใด จะมีโอกาสทำให้เกิดการกระทบที่ผิวลำตัวของอากาศยาน และเกิดการสะสมของประจุได้มากเท่านั้น อาจมีการทำปฏิกิริยากันระหว่างสนามไฟฟ้าของอากาศยานกับก้อนเมฆ เป็นผลให้เกิดการคายประจุไฟฟ้าสถิตออกมา ซึ่งโดยปกติสร้างความเสียหายไม่มากนักและมีผลทำให้เกิดการรบกวนระบบวงจรไฟฟ้าได้อีกด้วย

ฟ้าผ่าและผลของไฟฟ้าสถิตเป็นต้นเหตุของอากาศยานอุบัติเหตุ และอุบัติการณ์ของกองทัพอากาศสหรัฐอเมริกาที่มีการรายงานว่าเกิดจากสภาพอากาศ โดยทั่วไปอากาศยานทุกชนิดประเภทมักจะล่อแหลมต่อการถูกฟ้าผ่าและได้รับผลของไฟฟ้าสถิต ซึ่งสามารถเกิดได้ที่ความสูงตั้งแต่ผิวพื้นจนถึงอย่างน้อย 43,000 ฟุต ฟ้าผ่าอากาศยานจะเกิดได้เมื่อทำการบินในสภาวะอย่างใดอย่างหนึ่ง หรือหลายอย่างรวมกัน ต่อไปนี้

- ภายในช่วงอุณหภูมิ 8 องศาเซลเซียส ของระดับเยือกแข็ง
- ภายใน ช่วงความหนาประมาณ 5,000 ฟุต ของระดับเยือกแข็ง
- บินเข้าไปในฝนหรือหิมะ

- บินเข้าไปในเมฆ
- ในบริเวณที่เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน

พึงระลึกว่าฟ้าผ่าอากาศยานสามารถเกิดได้โดยไม่จำเป็นต้องมีสภาวะที่กล่าวมาทั้งหมดในเวลาเดียวกัน นอกจากก่อให้เกิดความเสียหายเล็กน้อยต่อลำตัวอากาศยานแล้ว ยังสามารถสร้างความเสียหายได้ต่อระบบไฟฟ้า, อุปกรณ์และเครื่องมือประกอบการบิน รวมทั้งเรดาร์บนอากาศยานได้อีกด้วย ไฟกระชากที่เกิดในระบบอิเล็กทรอนิกส์ ซึ่งเป็นผลของการถูกฟ้าผ่า เป็นสาเหตุให้การทำงานของระบบควบคุมและเครื่องวัดต่างๆ บนอากาศยาน

สำหรับสิ่งที่เป็นอันตรายอย่างยิ่งก็คือ การเกิดประกายไฟภายในถังเชื้อเพลิง โดยเฉพาะเมื่อมีส่วนผสมของไอน้ำมัน และอากาศในอัตราที่พอเหมาะขึ้นอยู่กับชนิดของเชื้อเพลิง โดยเฉพาะ JP-4 ค่อนข้างง่ายต่อการเกิดระเบิดเมื่อเทียบกับเชื้อเพลิงชนิดอื่น

ส่วนผลกระทบต่อผู้ทำการในอากาศยานมีตั้งแต่สูญเสียการมองเห็นชั่วคราว บางครั้งถึง 30 วินาที การสูญเสียการได้ยิน เนื่องจาก Shock wave และเคยมีรายงานว่ามีการถูกประจุไฟฟ้าช็อต และเกิดการไหม้เกรียมตามร่างกายมาแล้ว

6. ลมวงช้าง (Tornado)

เป็นการหมุนอย่างรุนแรงของอากาศ มีลักษณะคล้ายวงช้างซึ่งทอดยาวออกมาจากเมฆคิวมูโลนิมบัส ถ้าไม่ถึงพื้นจะเรียกว่า Funnel cloud และถ้าเกิดบนพื้นน้ำเรียกว่า Water spout ปกติมีขนาดความกว้างเป็นร้อยๆ หลา ภายในเมฆวงช้างความเร็วของการหมุนอาจสูงถึง 300 ไมล์ต่อชั่วโมง ในขณะที่ความเร็วในการเคลื่อนตัวเฉลี่ยเพียงแค่ 40 นอต พายุวงช้างสามารถเกิดได้ในพายุฟ้าคะนองทั่วไป แต่จะพบบ่อยในพายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็ว หรือในแนวพายุฟ้าคะนอง (Squall line)

ลักษณะที่มีการเกิดเป็นกลุ่มของลมวงช้าง สามารถพบได้ในส่วนของเมฆที่แผ่ขยายออกมาจากบริเวณของการเกิดฝนและฟ้าแลบไกลออกไปถึง 20 ไมล์ โดยอาจคงอยู่ตั้งแต่เพียงไม่กี่นาทีจนถึง 6 ชั่วโมง และก่อตัวในบริเวณส่วนด้านหลังซีกขวาของทิศทางการเคลื่อนที่ของพายุ กระแสอากาศหมุนวนของลมวงช้าง อาจถูกซ่อนอยู่ในเมฆคิวมูโลนิมบัสซึ่งมองดูไม่น่ากลัวอะไร และหลบรอดพ้นจากการตรวจพบถ้าไม่ได้รับความเอาใจใส่ระมัดระวังจากผู้ทำการในอากาศ ลักษณะของการหมุนวนที่ฐานเมฆและมีการฟุ้งกระจายของฝุ่นที่พื้นอาจเป็นสัญญาณของการหมุนวนกระแสอากาศของลมวงช้างที่ไม่สามารถมองเห็นได้ด้วยตา แต่สามารถทำให้เกิดความเสียหายอย่างรุนแรงต่ออากาศยานได้

ควรหลีกเลี่ยงการบินใต้แนวของเมฆที่แผ่ขยายออกจากพายุฟ้าคะนองที่รุนแรง หากเผลอบินเข้าไปในบริเวณดังกล่าวพึงสังเกตดูบริเวณของการฟุ้งกระจายของฝุ่น ควรออกไปให้พ้นจากบริเวณนั้นโดยเร็ว และขอการสนับสนุนจากเรดาร์ภาคพื้นถ้าเป็นไปได้

เรดาร์บนอากาศยานมีขีดจำกัดในการตรวจหาตำแหน่งของลมวงช้าง โดยจะบอกเฉพาะตำแหน่งบริเวณที่มีน้ำฟ้าหนาแน่น แต่ไม่สามารถแสดงตำแหน่งของการหมุนวนกระแสอากาศ เมื่ออากาศยานบินเข้าใกล้บริเวณพายุ ฟ้าคะนองพึงระลึกว่าเพียงการตรวจด้วยตาเปล่า และเรดาร์ในบริเวณแนวของเมฆคิวมูโลนิมบัสจะไม่สามารถบอกได้ว่ามีลมวงช้างในพายุฟ้าคะนองนั้นหรือไม่ ที่ควรระวังอย่างมากก็คือ ขณะลงจอด, ขณะบินขึ้น และขณะไต่ระดับขึ้นหรือลงในแนวของพายุฟ้าคะนอง (Squall line)

อันตรายจะยิ่งเพิ่มตามความสูงในเมฆ เนื่องจากการเกิดแนวลมพัดสอปในระดับบนภายในแนวของเมฆ (Cloud line) ซึ่งสามารถสร้างความเสียหายต่อลำตัวอากาศยานได้ตั้งแต่เกิดรอยขีดข่วนเพียงเล็กน้อย หรือถึงขั้นเสียหายหนักจนไม่สามารถบินต่อไปได้

7. ผลกระทบต่อเครื่องวัด

ความกดอากาศมักจะมีค่าลดลงอย่างรวดเร็ว เมื่อพายุฟ้าคะนองเคลื่อนเข้ามาใกล้ และจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วเมื่อมีการผ่านของ Gust front เข้ามา จากนั้นจะกลับคืนสู่ปกติเมื่ออยู่ในพายุฟ้าคะนอง การเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วของความกดอากาศดังกล่าว อาจทำให้เกิดความผิดพลาดต่อเครื่องวัดระยะสูง (Altimeter) ซึ่งจะมีผลอย่างมาก โดยเฉพาะเมื่อไม่ได้รับการปรับตั้งอย่างถูกต้องขณะกำลังร่อนลงจอด

8. ปรากฏการณ์ไฟฟ้าสถิตที่เกิดจากน้ำฟ้า

ไฟฟ้าสถิตที่เกิดจากน้ำฟ้าซึ่งรบกวนคลื่นวิทยุสื่อสาร จะเกิดการแลกเปลี่ยนประจุไฟฟ้าตรงส่วน ที่มีลักษณะเป็นขอบโลหะ และตามเหลี่ยมมุมของลำตัวอากาศยานในขณะที่บิน มักพบได้บ่อยเมื่อบินเข้าไปในพื้นที่ที่เกิดพายุฟ้าคะนอง และเมื่ออากาศยานผ่านเข้าไปในบริเวณที่มีความหนาแน่นของอนุภาคขนาดเล็กเช่น น้ำแข็ง และผงฝุ่น, ทราย โดยจะเกิดการสะสมของประจุไฟฟ้าสถิตบนลำตัวอากาศยานหรือในอากาศ ซึ่งเป็นสาเหตุสัญญาณรบกวนคลื่นวิทยุในช่วงคลื่นความถี่ต่ำ แต่อย่างไรก็ตามจะไม่เกิดการรบกวนของสัญญาณในช่วงคลื่นความถี่สูงๆ (UHF)

ภายใต้สภาวะที่เหมาะสมบริเวณที่เกิดการคายและสะสมของประจุ จะสามารถมองเห็นได้เป็นแสงเรืองๆ ในเวลากลางคืนแต่จะไม่มีอันตราย เรียกว่า St'Elmo's fire ตามชื่อกลาสีเรือในทะเลเมดิเตอร์เรเนียน ผู้ค้นพบการเรืองแสงจากการคายประจุในลักษณะนี้นับยอดเสากระโดงเรือ

9. การปฏิบัติเพื่อลดอันตรายเมื่อบินในพายุฟ้าคะนอง

9.1 เมื่อใช้เส้นทางบินผ่านเข้าไปในพายุฟ้าคะนอง มีข้อควรคำนึงดังต่อไปนี้ ความสำคัญของการกิจ, ประเภทของอากาศยานและสมรรถนะ, เรดาร์ที่ติดตั้งบนอากาศยานและสถานภาพเครื่อง, ประสบการณ์ของผู้ทำการในอากาศ และขอบเขตความกว้างของพายุฟ้าคะนองในแนวตั้งและแนวนอน หนทางที่ดีที่สุดคือหลีกเลี่ยงการปฏิบัติภารกิจบริเวณที่มีพายุฟ้าคะนอง

แต่เมื่อมีความจำเป็นและไม่สามารถเลี่ยงได้ ให้ปฏิบัติตามข้อแนะนำ ดังนี้

9.1.1 ทำการตรวจด้วยเรดาร์ตรวจอากาศบนอากาศยานก่อนบินเข้าไปในพายุ และขอการสนับสนุนจากเรดาร์ภาคพื้น

9.1.2 เตรียมเครื่องให้พร้อมสำหรับการบินเข้าไปในพายุฟ้าคะนอง โดยการตรวจสอบอุปกรณ์ต่างๆ เปิดไฟส่องสว่างในห้องนักบิน เปิดเครื่องให้ความร้อนท่อ Pitot ตรวจสอบสายรัดที่นั่งให้แน่นหนา และ ล็อกให้เรียบร้อย ปรับตั้งกำลังเครื่องยนต์เพื่อให้ได้ความเร็วตามกำหนด ซึ่งจะช่วยลดอันตรายจากแรงเค้นบนลำตัวอากาศยานมีค่าเกินขีดจำกัด และช่วยเพิ่มความสามารถในการบังคับอากาศยาน นอกจากนี้ควรเลือกเส้นทางบินผ่านเข้าไปในพายุฟ้าคะนองสั้นที่สุด

9.1.3 รักษากระชั้นสูงให้คงที่ โดยเฉพาะเมื่อมีการเพิ่มของแรงดันเนื่องมาจากกระแสอากาศ ไหลขึ้น และกระแสอากาศไหลลง

9.1.4 อย่าบินใต้เมฆเซอร์รัส (Cirrus) ที่มีลักษณะเป็นรูปทัง เนื่องจากเป็นบริเวณที่เกิดลูกเห็บอย่างรุนแรง

9.1.5 อย่าบินเข้าไปในพายุไต้ฝุ่นระดับเยือกแข็ง โดยเฉพาะระหว่าง -8 ถึง 8 องศาเซลเซียส เนื่องจากมีสภาพอากาศเลวที่สุด

9.1.6 หลังบินผ่านพายุแล้ว หลีกเลี่ยงการแสดงท่าทางและบังคับเลี้ยวต่างๆ โดยเฉพาะอย่าบินย้อนเข้าไปในพายุ เพราะเป็นการเพิ่มแรงดันบนลำตัวอากาศยาน และนำไปสู่อาการล่องหล่น

9.1.7 เมื่อทัศนวิสัยเข้าสู่สภาวะปกติควรส่ง PIREP ให้กับ PMSV (Pilot metro service) หรือศูนย์ควบคุมที่สังกัด และเมื่อได้รับ PIREP จากผู้อื่น ต้องตระหนักว่าลักษณะของพายุสามารถมีการเปลี่ยนแปลงได้ในเวลาไม่ถึง 10 นาที

9.2 การลดความเสี่ยงจากประจุไฟฟ้า มีข้อที่ควรคำนึง ดังนี้

9.2.1 หลีกเลี่ยงการบินเข้าไปในเมฆเซอร์รัสที่หนา ซึ่งเคยเป็นบริเวณที่มีการเกิดพายุฟ้าคะนอง ปรากฏทางประจุไฟฟ้าอาจยังคงมีอยู่ ถึงแม้พายุฟ้าคะนองได้สลายตัวแล้ว

9.2.2 หลีกเลี่ยงเส้นทางบิน ที่ใช้เวลานานในพายุฟ้าคะนอง หรือในเมฆ

9.2.3 ใช้เส้นทางบินที่ผ่านระดับเยือกแข็งได้เร็วที่สุด โดยเฉพาะอย่างยิ่งในขณะที่ไต่ระดับขึ้น หรือลง เนื่องจากฟ้าผ่าจะเกิดมากที่สุดในบริเวณภายใน 8 องศาเซลเซียสของระดับเยือกแข็ง ให้ไต่ระดับโดยทำมุมกับแนวระดับมากที่สุดเท่าที่จะทำได้

9.2.4 ฟ้าผ่าสามารถผ่าอากาศยานที่บินเกาะหมู่ได้หลายๆ ลำในเวลาเดียวกัน ดังนั้นขณะบินเกาะหมู่ให้แยกตัวออกห่างกัน หรือใช้การตรวจเรดาร์บนอากาศยาน เมื่อเข้าสู่บริเวณที่มีโอกาสฟ้าผ่าได้สูง

9.3 การลดความเสี่ยงจากพายุ ในกรณีที่ไม่สามารถบินอ้อมพายุได้หนทางปฏิบัติ 2 ประการที่ทำได้ ได้แก่ บินย้อนกลับไปลงสนามบินที่ปลอดภัยจากพายุ และรอจนกระทั่งพายุสงบ หรืออีกหนทางคือ บินฝ่าเข้าไปในพายุเมื่อมีความจำเป็นจริงๆ เพื่อผลของภารกิจ ซึ่งเป็นทางเลือกสุดท้าย โดยถามตัวเองว่าการเสี่ยงต่อการสูญเสียอากาศยานและชีวิตลูกเรือ จะมีความคุ้มค่ามากแค่ไหนในการที่จะบินฝ่าเข้าไปในพายุฟ้าคะนอง

9.3.1 การบินให้ปลอดภัยในพายุหนทางปฏิบัติเพื่อให้เกิดความปลอดภัยขึ้นอยู่กับข้อพิจารณาหลายประการซึ่งจะกล่าวถึงต่อไป ดังนั้นในขณะที่กำลังบินเข้าไปใกล้พายุ ทำจิตใจให้เป็นปกติ วิเคราะห์สถานการณ์อย่างรอบคอบในการเลือกหนทางปฏิบัติที่เหมาะสม เพื่อที่จะได้ไม่ต้องมาพะวงในภายหลัง

9.3.2 ประเมินสถานการณ์ ในการประเมินสถานการณ์จำเป็นต้องวิเคราะห์ลักษณะภูมิประเทศ ความสูงของฐานและยอดของพายุ จำนวนและตำแหน่งของพายุแต่ละลูกในพื้นที่ ขนาดและความรุนแรงของพายุ ทิศทางและความเร็วที่พายุเคลื่อนที่ ตำแหน่งของสนามบินปลายทางและสนามบินสำรอง และประเภทของอากาศยานที่ทำการบิน รวมทั้งเพดานบิน และพิสัยของอากาศยานนั้นๆ

9.3.3 ข้อควรปฏิบัติเมื่อต้องการบินให้อยู่เหนือพายุ ให้เพิ่มกระชั้นสูงของอากาศยานก่อนที่จะเข้าไปในบริเวณของพายุ เพื่อให้อากาศยานอยู่ด้านบนของพายุ ซึ่งจะช่วยให้สามารถมองเห็นและเลือกเส้นทางบินที่ปลอดภัยได้ โดยควรเพิ่มกระชั้นสูงจากยอดเมฆ 1,000 ฟุต ต่อความเร็วลมที่เพิ่มขึ้นทุกๆ 10 นอต ที่ระดับยอดเมฆอย่างไรก็ดี ไม่มีการ

รับประกันว่าการบินที่ระยะสูงดังกล่าวจะปลอดภัยจากพายุ 100 เปอร์เซ็นต์ โดยเฉพาะเมื่อพายุอยู่ในชั้นกำลังเจริญเติบโต (Developing stage) และมีการก่อตัวในทางตั้งอย่างรวดเร็ว

9.3.4 ระยะสูงของอากาศยาน ระยะสูงที่ปลอดภัยในการบินเหนือพายุ จะมีค่าขึ้นอยู่กับฤดูกาลและเส้นละติจูดที่บิน ในเขตละติจูดสูง (เหนือเส้น 60 องศาเหนือ) ความสูงแค่ 25,000 ฟุต ก็ถือว่าเพียงพอแล้ว แต่พึงระลึกว่าพายุที่มีความสูง 25,000 ฟุต ในเขตละติจูดสูงมีความรุนแรงเทียบได้กับพายุที่มียอดสูง 50,000 ฟุต ในบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร ซึ่งความสูงของพายุในเขตร้อนนี้บางครั้งอาจสูงกว่าเพดานบินของอากาศยานที่บินอยู่ได้

9.3.5 การเลือกเส้นทางบิน ในกรณีบินเข้าไปในพายุโดยไม่ตั้งใจ อย่าบินย้อนกลับเป็นอันตราย เพราะเป็นการกลับเข้าไปสู่สภาวะอันตรายซ้ำอีกครั้งหนึ่ง พยายามรักษาเส้นทางบินเดิม ถ้าเป็นไปได้ใช้เรดาร์บนเครื่องตรวจหาบริเวณที่พายุมีความรุนแรงน้อยที่สุด สิ่งที่เราควรระวังก็คือ บริเวณที่มีน้ำฟ้าหนาแน่น คลื่นเรดาร์จะถูกดูดกลืนมากกว่าบริเวณอื่น อาจทำให้เข้าใจผิดว่าเป็นบริเวณที่ปลอดภัย ความจริงแล้วเป็นบริเวณที่มีอันตรายมากที่สุด

9.3.6 ข้อเสนอแนะขณะบินในพายุฟ้าคะนอง

1. ปรับตั้งความเร็วที่เหมาะสมสำหรับอากาศยานในการบินเข้ากระแสนอากาศปั่นป่วนก่อนที่จะบินฝ่าเข้าไปในพายุ
2. เมื่อเกิดฟ้าแลบทำให้มองไม่เห็นช่วงขณะ ให้เปิดไฟห้องนักบินให้สว่างเต็มที่ สายตาควรอยู่กับเครื่องวัดประกอบการบินตลอดเวลา และปรับระดับของเก้าอี้ให้ต่ำลงหากจำเป็น
3. เมื่อเห็นการเรืองแสงจากประกายไฟบนกระจกด้านหน้า บนปีก หรือบนส่วนผิวด้านนอกของเครื่องยนต์ ให้ลดลดความเร็วของอากาศยานลง ประกายไฟก็จะหายไปเอง ซึ่งประกายไฟนี้แม้ไม่เป็นอันตรายต่อการบินโดยตรง แต่จะไปรบกวนระบบสื่อสารของอากาศยานได้ นอกจากนี้ยังเป็นสัญญาณบอกถึงการสะสมของประจุไฟฟ้าและแนวโน้มที่จะเกิดฟ้าผ่าบนลำตัวอากาศยานได้

9.3.7 การหลีกเลี่ยงพายุ พายุฟ้าคะนองประเภทมวลอากาศและที่เกิดจากภูมิประเทศ ที่มีลักษณะการเกิดเป็นบางแห่งมักจะเกิดเฉพาะบริเวณ และควรที่จะบินอ้อม แม้จะต้องบินไกลและนานขึ้น แต่ก็ยังเป็นหนทางที่ปลอดภัย เราสามารถบินหลบพายุโดยการหลบลงด้านล่าง ขึ้นบน หรือบินผ่านระหว่างระดับของพายุ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับสถานการณ์ขณะนั้น นอกจากนี้เรายังจำเป็นต้องทราบทิศทางการเคลื่อนตัวของพายุ และ บินอยู่ระหว่างศูนย์กลางของพายุในกรณีที่บินแนวพายุฟ้าคะนอง และบินทำมุมกับแนวพายุให้มากที่สุด สำหรับกรณีที่เป็นเซลล์เดี่ยวควรบินตามทิศทางการหมุนของพายุ เนื่องจากพายุส่วนใหญ่หมุนในทิศทางทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ เช่น ถ้ากำลังบินไปทางทิศตะวันออกให้บินอ้อมพายุไปทางทิศใต้ และถ้าบินไปทางทิศตะวันตกให้บินอ้อมพายุไปทางทิศเหนือ นั่นคือให้บินอ้อมไปทางขวาของพายุ ในการบินอ้อมพายุควรเผื่อระยะห่างสำหรับการเคลื่อนตัวของพายุเอาไว้ด้วย

9.3.7.1 ในขณะที่บินอยู่ระดับกลางของพายุ พยายามบินไปยังบริเวณที่มองเห็นท้องฟ้า หรือมองเห็นจุดสว่างบนก้อนเมฆ แม้ว่าจะทำให้ต้องเปลี่ยนเส้นทางบินไปบ้าง แต่เป็นการหลีกเลี่ยงบริเวณศูนย์กลางของพายุ การบินในบริเวณดังกล่าวทำให้สามารถมองเห็นบริเวณที่เมฆก่อตัวในพายุทั้งคู่ได้

9.3.7.2 เมื่อบินผ่านเข้าไปในพายุแล้ว และเมฆที่ปกคลุมได้ปิดบังทิศทางการเคลื่อนที่ของอากาศยาน จำเป็นต้องบินโดยใช้เครื่องวัดประกอบการบิน อย่าเปลี่ยนเส้นทางบิน ให้บินต่อไปโดยใช้เส้นทางบินเดิม และอย่าเปลี่ยนเส้นทางบินเมื่อพบกับกระแสนอากาศปั่นป่วน ฝน หรือลูกเห็บ เพราะอาจทำให้ บินกลับเข้าไปสู่สภาพอากาศรุนแรงอีกครั้งได้

9.3.8 การบินใต้ฐานของพายุ เมื่อบินในภูมิภาคที่ราบและอยู่ในที่โล่ง การบินใต้ฐานของพายุดูเหมือนว่าจะเป็นการหลีกเลี่ยงพายุที่ง่ายที่สุด แต่เป็นวิธีที่อันตรายมากที่สุด เนื่องจากอาจได้รับอันตรายจากกระแสอากาศไหลลง, Microburst, ลมพัดตัดกัน, น้ำแข็ง และลูกเห็บ การที่นักบินมีความเข้าใจและคุ้นเคยกับการไหลของกระแสอากาศในพายุมีความจำเป็น โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อต้องเผชิญกับกระแสอากาศไหลขึ้นและกระแสอากาศไหลลง

ในกรณีที่เชื้อเพลิงเหลือน้อยหรืออากาศยานมีเพดานบินต่ำ การบินใต้ฐานของพายุจะเป็นหนทางเดียวที่สามารถกระทำได้อีกหากสนามบินที่หมายอยู่อีกด้านหนึ่งของพายุ แต่เป็นหนทางที่ไม่ปลอดภัยเมื่อบินในภูมิภาคที่เป็นหุบเขา

9.3.9 การบินเหนือยอดของพายุถ้าเป็นไปได้ให้บินเหนือยอดของเมฆพายุฟ้าคะนอง หรือบินระหว่างแนวยอดเมฆ ในการเลือกปฏิบัติวิธีดังกล่าว นักบินควรมีความมั่นใจในอากาศยานที่บิน, มั่นใจในความรู้เกี่ยวกับพายุ และต้องมั่นใจในตัวเอง จำไว้ว่าต้องรักษาระยะห่างโดยเพิ่มความสูงอย่างน้อย 1,000 ฟุต ต่อการเพิ่มความเร็วลมทุกๆ 10 นอต ที่ระดับยอดเมฆ แม้ว่าการบินเหนือยอดของพายุมีความปลอดภัยมากกว่าการบินใต้ฐานของมัน แต่ระยะสูงดังกล่าวอาจมีค่าสูงกว่าเพดานบินของอากาศยานได้

9.3.9.1 การบินให้ปลอดภัยในพายุ จำเป็นต้องทราบชั้นความรุนแรงของพายุทิศทางการเคลื่อนที่ นอกจากนี้ยังต้องแน่ใจว่ามีเชื้อเพลิงเพียงพอ และอากาศยานมีเพดานบินที่สูงพอในการบินหลบพายุ ซึ่งพายุบางลูกมียอดสูงถึง 60,000 ฟุต ในเขตละติจูดกลาง และในเขตใกล้เส้นศูนย์สูตร

3.3.9.2 ในการบินบริเวณใกล้ยอดเมฆพายุฟ้าคะนอง ยิงบินสูงมากเท่าไรโอกาสที่จะพบกับกระแสอากาศปั่นป่วนยิ่งน้อยลงมากเท่านั้น ยอดเมฆรูปทรงแปดเหลี่ยมที่เกิดจากการที่กระแสลมกรดพัดยอดเมฆออกไปตามทิศทางลม ซึ่งลมที่ระดับนี้จะรุนแรงมากสามารถพัดพาลูกเห็บไปได้ไกลถึง 20 ไมล์ ในอากาศโปร่งใส หลีกเลี่ยงการบินข้างใน, ด้านล่างหรือด้านใต้ลมของยอดเมฆรูปทรงแปดเหลี่ยม เนื่องจากเป็นบริเวณที่มีโอกาสพบพายุลูกเห็บได้มากที่สุด

9.3.10 การบินเข้าไปในพายุ ถ้าไม่มีทางเลือกนอกจากต้องบินเข้าไปในพายุ พยายามหลีกเลี่ยงศูนย์กลางของพายุ หรือบริเวณที่มีกระแสอากาศปั่นป่วนรุนแรง เลือกเส้นทางที่กระแสอากาศปั่นป่วนรุนแรง น้อยที่สุด และบริเวณที่มีโอกาสเกิดลูกเห็บน้อยที่สุด ใช้ความเร็วที่เหมาะสมในการบินเข้ากระแสอากาศปั่นป่วน และอย่าเปลี่ยนเส้นทางบิน

9.3.10.1 ข้อเสนอแนะเมื่อบินเข้าพายุ เมื่ออากาศยานบินเข้าไปในพายุจะพบกับกระแสอากาศไหลขึ้น-ลง เตรียมตัวให้พร้อมโดยเผื่อระยะสูงไว้ในกรณีที่ต้องเผชิญกับกระแสอากาศไหลลงเพื่อหลีกเลี่ยงการกระแทกพื้นด้านล่าง ระดับความสูงต่ำสุดในการบินเข้าไปในพายุควรมีค่า 4,000-6,000 ฟุต จากจุดสูงสุดของพื้นที่ในบริเวณนั้น คู่มือการบินของอากาศยานแต่ละประเภทจะกำหนดค่าความเร็วที่เหมาะสมในการบินเข้ากระแสอากาศปั่นป่วน ถ้าไม่กำหนดเอาไว้ จากกฎที่ใช้กันประจำ ค่าที่เหมาะสมคือบินที่ความเร็ว 50 เปอร์เซ็นต์ ของความเร็วล่วงหน้า

9.3.10.2 เมื่อบินอยู่ในพายุ ปลดปล่อยให้อากาศยานเคลื่อนที่ขึ้นลงตามกระแสอากาศไหลขึ้น-ลง และพึ่งความสนใจไปอยู่ที่การรักษาระยะสูงให้คงที่ ถ้ากำลังอยู่ในระบบ Auto pilot ให้ยกเลิกส่วนที่ควบคุมระดับความสูงและความเร็วของอากาศยาน เพราะนอกจากจะเป็นการเพิ่มการเคลื่อนที่ของอากาศยานแล้ว ยังเป็นการเพิ่มแรงอัดที่กระทำบนลำตัวอากาศยานอีกด้วย

บทที่ 15

ขีดจำกัดของทัศนวิสัย (Restrictions to Visibility)

การที่มนุษย์เรามองเห็นวัตถุได้ใกล้ไกลไม่เท่ากัน มองเห็นสีของวัตถุแตกต่างกัน เนื่องจากวัตถุแต่ละชนิดมีคุณสมบัติในการกระจาย (Scattering) การหักเห (Refraction) การสะท้อน (Reflection) และการดูดกลืน (Absorption) ของแสงไม่เท่ากันนั่นเอง ในการมองเห็นวัตถุและสามารถระบุได้ว่าวัตถุนั้นคืออะไร ขึ้นอยู่กับมุมของการมองเห็น (Visual angle) จะต้องไม่น้อยกว่า 0.5 องศา โดยทำการทดลองเจาะรูแผ่นกระดาษให้มีเส้นผ่าศูนย์กลาง 7.5 มิลลิเมตร แล้วส่องดูวัตถุให้สุดแขน ถ้าสามารถมองเห็นวัตถุได้เต็มรูแสดงว่าวัตถุนั้นมีมุมของการมองเห็น 0.5 องศาพอดี

ในทางอุตุนิยมวิทยากำหนดว่า ทัศนวิสัย หมายถึง ระยะไกลสุดที่สามารถมองเห็นและระบุเป้าหมายได้ในเวลากลางวัน หรือระยะไกลที่สุดที่สายตาสสามารถมองเห็นแสงไฟที่มีแสงไฟปกติได้ในเวลากลางคืน การตรวจค่าทัศนวิสัยจะกระทำเป็นลำดับสุดท้ายของการตรวจสารประกอบอุตุนิยมวิทยาภายนอกสถานี

ทัศนวิสัยที่มีผลกระทบต่อการบิน แบ่งเป็น 3 อย่าง คือ

1. ทัศนวิสัยที่ผิวพื้นในทางระดับหรือทัศนวิสัยที่พื้นดิน (Horizontal surface visibility or Ground visibility) หมายถึง ความสามารถในการมองเห็นวัตถุด้วยตาเปล่าที่ระดับผิวพื้น
2. ทัศนวิสัยขณะบินหรือทัศนวิสัยอากาศสู่อากาศ (Flight visibility or Air to air visibility) หมายถึง ความสามารถในการมองเห็นวัตถุด้วยตาเปล่าขณะอยู่ในอากาศ
3. ทัศนวิสัยในทางเฉียงหรือทัศนวิสัยตามแนวร่อน (Slant range or Pilot visibility along glide path) หมายถึง ความสามารถในการมองเห็นวัตถุด้วยตาเปล่าในทางเฉียง

สำหรับทัศนวิสัยในทางระดับง่ายแก่การตรวจวัดและนิยมใช้กันอยู่ทุกวันนี้ มักจะรวมอยู่กับการรายงานข่าวอากาศ ส่วนทัศนวิสัยในแนวเฉียงและทัศนวิสัยอากาศสู่อากาศยังไม่มี การตรวจวัดที่แน่นอน ผู้พยากรณ์อากาศจำเป็นต้องอาศัยนักบินหรือผู้ปฏิบัติงานในอากาศเป็นผู้รายงานให้ทราบ แต่สำหรับทัศนวิสัยที่สามารถมองเห็นได้ดีที่สุดคือทัศนวิสัยในทางตั้ง (Vertical visibility) ซึ่งสามารถมองเห็นได้มากกว่าทัศนวิสัยในทางระดับและทัศนวิสัยในทางเฉียง

ปัจจัยที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงค่าทัศนวิสัย

คือสิ่งที่ปิดบังการมองเห็นนั่นเอง ชนิดและความรุนแรงของสิ่งปิดบังจะมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับการทรงตัว (Stability) ของมวลอากาศเป็นส่วนใหญ่ สำหรับอากาศที่มีการทรงตัวดี (Stable) เหมาะที่จะทำให้เกิดหมอก และเมฆต่ำๆ หรือฝนปรอยๆ ซึ่งทำให้ทัศนวิสัยเสียไป นอกจากนี้หมอกแดดก็มักจะเกิดขึ้นในอากาศที่มีการทรงตัวดีเช่นกัน ในทางตรงกันข้ามถ้าอากาศมีการทรงตัวไม่ดี (Unstable) จะมีอากาศไหลขึ้นในทางตั้งซึ่งเป็นตัวการที่ทำให้หมอกสลายไป หรือยกตัวสูงขึ้นเป็นเมฆ ทำให้หมอกแดดและคว้นหายไปด้วย แต่พายุฝุ่นพายุหิมะ (Blowing dust, Blowing snow) และฝนหนักก็จะเกิดขึ้นมาแทนซึ่งเป็นสิ่งที่ทำให้ทัศนวิสัยเสียได้เช่นเดียวกัน มีอากาศยานเป็นจำนวนมากได้เกิดอุบัติเหตุอันเนื่องมาจากทัศนวิสัยต่ำ

ตัวการที่ทำให้ทัศนวิสัยเลว แบ่งได้ดังนี้

- หมอก และหมอกบาง (Fog and Mist)
- เมฆ และน้ำฟ้า (Cloud and Precipitation)
- ละอองน้ำจากทะเล (Wind-blown spray from the sea)
- อนุภาคของน้ำมันในบรรยากาศ (Oil particles in the atmosphere)
- คว้นและฟ้าหลัว (Smoke and Haze)
- ฝุ่นละอองและทราย (Dust and Sand)
- อนุภาคเกลือ (Salt particles)

1. หมอก และหมอกบาง (Fog and Mist)

หมอก (Fog) หมายถึง ละอองน้ำเล็กๆ ที่แขวนลอยอยู่ในอากาศ เกิดตั้งแต่ระดับผิวพื้นขึ้นไป ซึ่งโดยทั่วไปเป็นสาเหตุทำให้ทัศนวิสัยในทางระดับผิวพื้นลดลงต่ำกว่า 1,000 เมตร ถ้าทัศนวิสัยเท่ากับหรือมากกว่า 1,000 เมตร เรียกว่าหมอกบาง (Mist)

1.1 การเกิดหมอก หมอกเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำเป็นหยดน้ำ แล้วแขวนตัวลอยอยู่ในอากาศโดยอยู่ใกล้กับพื้นดินหรือสูงไม่เกิน 50 ฟุต ซึ่งมีการเกิดดังนี้

1.1.1 การเย็นลงของอากาศ คือการทำให้อุณหภูมิของอากาศลดลงเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ($T = T_d$) เช่น การเย็นลงโดยการแผ่รังสีออก (Radiation cooling) และการสัมผัสพื้นผิวที่เย็นกว่าโดยการนำ (Conduction) และการพา (Convection) โดยเฉพาะของไหล

1.1.2 การเพิ่มความชื้นให้กับอากาศ (Supply of humidity) เพื่อทำให้อุณหภูมิของจุดน้ำค้างสูงขึ้นเท่ากับอุณหภูมิของอากาศ เช่นการที่อากาศพัดผ่านน่านน้ำมาสู่พื้นที่ที่แห้งกว่าเพื่อเป็นการเพิ่มความชื้นให้กับอากาศ ระบายของน้ำเข้าไปในอากาศ

1.2 การแบ่งหมอก หมอกแบ่งออกได้ดังนี้

1.2.1 หมอกที่เกิดจากการเย็นตัวของอากาศ (Cooling fog) โดยปกติมักจะเกิดภายในมวลอากาศบางที่เรียกว่าหมอกในมวลอากาศ (Air-mass fog) และยังสามารถย่อยออกไปอีกได้ดังนี้

1.2.1.1 หมอกที่เกิดจากการแผ่รังสี (Radiation fog) หมอกชนิดนี้เกิดขึ้นเนื่องจากผลของการเย็นลงในเวลากลางคืน (Nocturnal cooling) คือพื้นดินแผ่รังสีออกได้ดีกว่าอากาศ ทำให้พื้นดินเย็นลง อากาศที่สัมผัสกับพื้นดินจะเย็นลงด้วย จนไอน้ำเกิดการกลั่นตัวเป็นหมอก ในกรณีที่ลมสงบหรือลมอ่อน ความเร็วลมต่ำกว่า 5 นอต หมอกจะปกคลุมพื้นดินในระดับต่ำๆ เท่านั้น ถ้าความเร็วลมตั้งแต่ 5 นอต จะคลุกเคล้าให้ชั้นของอากาศเย็นหนากว่ากรณีแรก จะทำให้หมอกขยายปกคลุมสูงขึ้นไปอีก หมอกจะเกิดได้ดีจะต้องมีความชื้นสูง (High humidity) การแผ่รังสีของพื้นดินดี และท้องฟ้าต้องโปร่ง (Clear sky)

หมอกที่เกิดจากการแผ่รังสีความร้อน (Radiation fog) หรือเรียกว่าหมอกพื้นดิน (Ground fog) เวลาที่มีหมอกชนิดนี้เกิดขึ้นมักจะเกิดร่วมกับการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูง (Temperature inversion) เสมอ สำหรับประเทศไทยมักจะเกิดในฤดูหนาว ถ้ามีการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูงมาก เช่นในภาคเหนือ หมอกชนิดนี้จะเกิดได้ง่ายกว่าในภาคอื่นๆ

ถ้าในเวลากลางวันมีอากาศอุ่นขึ้นเคลื่อนตัวเข้ามา (Warm moist air advection) ปกคลุมบนพื้นดิน และเมื่อมีการแผ่รังสีความร้อนออก (Radiation cooling) ในเวลากลางคืน จนกระทั่งอุณหภูมิลดลงถึงจุดกลั่นตัว หมอกก็จะเกิดขึ้น หมอกชนิดนี้เรียกว่า หมอกที่เกิดจากการแผ่รังสีความร้อนโดยการที่อากาศอุ่นไหลเข้ามา (Advection radiation fog)

1.2.1.2 หมอกที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นผิวที่เย็นกว่า (Advection fog) บนพื้นดินโดยเฉพาะอย่างยิ่งในฤดูหนาว เป็นการยากมากที่จะเห็นความแตกต่างของหมอกที่เกิดจากการแผ่รังสีความร้อนและหมอกที่เกิดจากอากาศไหลซ้อนทับพื้นผิวที่เย็นกว่า ครั้งแรกจะพบว่าหมอกที่เกิดบนพื้นดิน (Land fog) ทั้งหมดเกิดขึ้นเนื่องจากการไหลเข้ามาของอากาศอุ่น (Advection) เสียก่อนและติดตามมาด้วยการแผ่รังสีความร้อนออก ประการที่สองเพราะว่าการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิประจำวันบนพื้นดินมีมาก ดังนั้นหมอกจึงเกิดในตอนกลางคืนและสลายตัวหลังจากดวงอาทิตย์ขึ้น บนพื้นทะเลการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิประจำวันมีน้อย การเย็นลงในเวลากลางคืนก็มีน้อยแทบจะไม่ต้องกล่าวถึง ดังนั้นหมอกจึงเกิดจากการที่อากาศอุ่นไหลทับเข้ามาเท่านั้น

หมอกที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นผิวที่เย็นกว่านี้ เกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศในทางระดับในกรณีที่อากาศอุ่นเคลื่อนที่เข้าไปทับพื้นน้ำที่เย็นกว่า หมอกที่เกิดขึ้นจะหนามาก แม้ความเร็วลมจะสูงถึง 15 นอตก็ตามเมื่อความเร็วลมมากกว่า 15 นอต ผลอันเนื่องจากการกระแสนอากาศปั่นป่วนมักจะยกให้หมอกกลายเป็นเมฆสเตรตัส (Stratus)

หมอกที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นผิวที่เย็นกว่านี้ ในฤดูหนาวเกิดขึ้นเนื่องจากเมื่ออากาศอุ่นและมีความชื้นมากจากพื้นน้ำไหลไปยังพื้นดินที่เย็นกว่า (Warm air advection) อากาศอุ่นและมีความชื้นทับอยู่ข้างบนจะถูกทำให้เย็นลงอยู่เบื้องล่าง ผลก็คือทำให้เกิดหมอก หมอกที่เกิดบนพื้นดิน เช่นนี้เราเรียกว่า หมอกบก (Land fog)

ในฤดูร้อนพื้นน้ำที่เย็นกว่าพื้นดินจะทำให้เกิดหมอกขึ้น โดยที่อากาศอุ่นและชุ่มชื้นจากพื้นดินไหลมาทับพื้นน้ำที่เย็นกว่าเกิดหมอกขึ้นในทะเล เราเรียกว่า หมอกทะเล (Sea fog) ถ้าอุณหภูมิของอากาศอุ่นแตกต่างจากอุณหภูมิของน้ำมากๆ หมอกจะหนาตามไปด้วย ความเร็วลมที่จะทำให้เกิดหมอกทะเลนี้ ไม่จำเป็นจะต้องเป็นลมเบาๆ เหมือนกับหมอกพื้นดิน เพราะว่าพื้นน้ำมีแรงเสียดทานน้อยมาก บางครั้งหมอกชนิดนี้เกิดขึ้นเมื่อความเร็วลมสูงถึง 26 นอต ก็มี แต่จะพบมากที่สุดคือความเร็วลมระหว่าง 4-13 นอต เมื่อหมอกทะเลเคลื่อนตัวเข้าหาฝั่งในเวลากลางวัน ซึ่งขณะนั้นพื้นดินกำลังร้อนอยู่จะทำให้หมอกสลายตัวเมื่อถึงพื้นดิน และกลายเป็นเมฆสเตรตัสซึ่งจะพบมากในประเทศอังกฤษ

ในฤดูหนาวในเขตละติจูดกลาง มวลอากาศร้อนขึ้นจากเขตร้อนในละติจูดต่ำๆ หรือใกล้เขตร้อนเคลื่อนตัวขึ้นไปในละติจูดสูงๆ ผ่านพื้นดินที่เย็นกว่าหรือที่มีหิมะปกคลุม ก็จะทำให้เกิดหมอกชนิดนี้ได้ตัวอย่างเช่นในสหรัฐอเมริกา เมื่อมวลอากาศร้อนจากอ่าวเม็กซิโกเคลื่อนที่ไปทางเหนือ ผ่านหุบเขาตอนบนของแม่น้ำมิสซิสซิปปี ซึ่งมีอากาศหนาวเย็นและบางที่มีหิมะปกคลุมอยู่ อุณหภูมิของมวลอากาศ ร้อนขึ้นจะลดต่ำลงจนถึงอุณหภูมิจุดน้ำค้างและกลั่นตัวเป็นหมอกเกิดขึ้นได้ เรียกว่าหมอกในมวลอากาศเขตร้อน (Tropical air fog) นอกจากนี้หมอกยังเกิดขึ้นในทะเลที่มีกระแสน้ำอุ่นและกระแสน้ำเย็นไหลมาพบกัน เช่นหมอกที่เกิดขึ้นบริเวณ แกรนด์แบงค์ (Grand bank) นอกฝั่งเกาะนิวฟันด์แลนด์ (New foundland island)

1.2.1.3 หมอกที่เกิดจากอากาศไหลขึ้นตามลาดเขา (Upslope fog or Orographic fog) หมอกชนิดนี้จะเกิดขึ้นเมื่ออากาศมีการทรงตัวดีเคลื่อนที่ขึ้นไปตามลาดภูเขา อากาศจะเย็นตัวลงตามอะเดียเบติก (Adiabatic

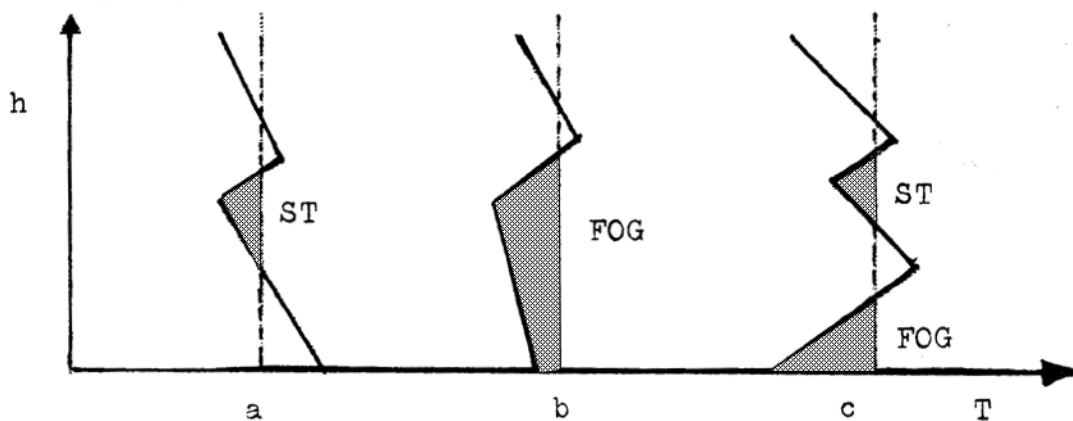
cooling) แล้วหมอกก็จะเกิดขึ้นเมื่ออากาศเย็นลงถึงอุณหภูมิจุดน้ำค้าง แต่อากาศจะต้องมีความชื้นมาก หมอกชนิดนี้จะยังคงมีอยู่แม้ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นเล็กน้อย ถ้าหากลมแรงมากจะทำให้หมอกยกตัวเป็นเมฆสเตรตัสหรือสเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus) ได้ ถ้าอากาศนั้นมีการทรงตัวไม่ดีแทนที่จะเกิดเป็นหมอกกลับจะมีเมฆก่อนเกิดขึ้นได้

1.2.1.4 หมอกที่เกิดจากการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูงในบริเวณความกดอากาศสูง (High inversion fog) เป็นหมอกที่เกิดในฤดูหนาว ผลเนื่องมาจากการแผ่รังสีออกอย่างรุนแรง (Strong radiation) ถ้าอากาศเย็นที่จมตัวลงบริเวณความกดอากาศสูง (Anticyclone) นี้มีความลึกมาก ทำให้เกิดหมอกติดต่อกันตลอดทั้งวัน และอาจจะคงอยู่ได้ 2-3 วัน

1.2.2 หมอกที่เกิดจากการระเหย (Evaporation fog) เรียกว่า หมอกระเหย ซึ่งแบ่งได้ดังนี้

1.2.2.1 หมอกในแนวปะทะอากาศ (Frontal fog) หรือเรียกว่า หมอกฝน (Rain fog) เป็นหมอกที่เกิดจากการกลายเป็นไอ (Evaporation fog) เมื่อฝนตกผ่านชั้นของอากาศซึ่งมีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิของเม็ดฝน อากาศที่อยู่ติดกับเม็ดฝนจึงอุ่น การกลายเป็นไอของเม็ดฝนเป็นการเพิ่มไอน้ำให้กับอากาศ แล้วอากาศนี้จะปะปนกับอากาศเย็นรอบๆ เป็นผลทำให้อากาศมีไอน้ำสะสมจนกระทั่งอิ่มตัว (Saturate) จากนั้นจึงเกิดการกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ (Condensation) จึงทำให้เกิดหมอก หรือเมฆสเตรตัส ตามรูปที่ 1

จากรูปแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในทางดิ่งของอากาศขณะที่ฝนตกลงมาจากจุด A เมฆสเตรตัสหรือหมอก จะเกิดขึ้นในระดับที่อุณหภูมิของอากาศเย็นกว่าอุณหภูมิของเม็ดฝน

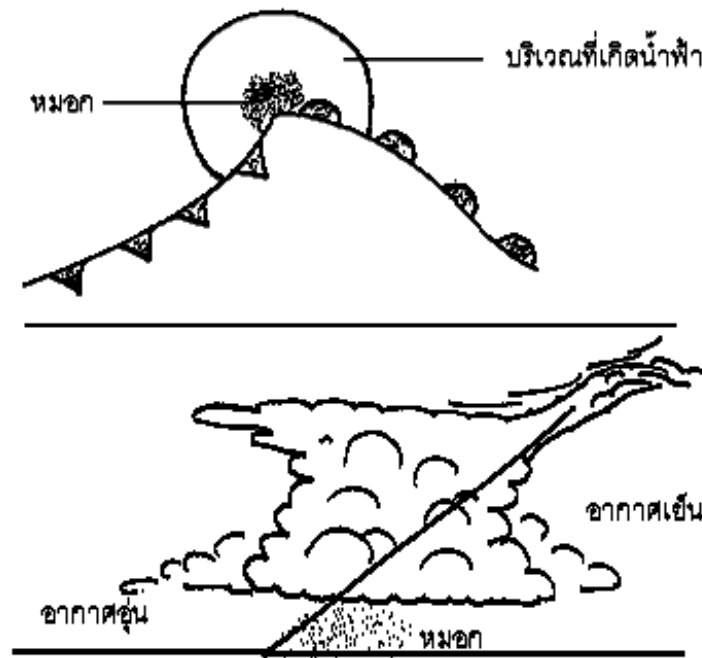


รูปที่ 1 หมอกในแนวปะทะอากาศหรือหมอกฝน (Frontal fog or Rain fog)

ปรากฏการณ์การเกิดหมอกชนิดนี้มักจะเกิดขึ้นเมื่อมีแนวปะทะอากาศ ในขณะที่มวลอากาศอุ่นชื้นทับถมมวลอากาศเย็นตามพื้นผิวแนวปะทะอากาศ (Frontal surface) ถ้าหากอากาศเย็นที่อยู่ใต้พื้นผิวแนวปะทะอากาศนั้นหนามาก ขณะที่ฝนตกผ่านอากาศเย็น ฝนจะเย็นลงก่อนจะตกถึงพื้น ในกรณีนี้เมฆสเตรตัสจะเกิดขึ้นใต้พื้นผิวแนวปะทะอากาศนั้น แต่จะไม่มีหมอก ดังนั้นหมอกในแนวปะทะอากาศจึงเกิดเฉพาะในอากาศเย็นตรงใกล้ๆ กับแนวปะทะอากาศที่ติดกับผิวพื้น จากรูปที่ 2 ถ้าลมแรงหมอกก็จะสลายตัวและยกตัวขึ้นเป็นเมฆสเตรตัส ดังนั้นเมฆสเตรตัสจะปรากฏอยู่ใต้พื้นผิวแนวปะทะอากาศบ่อยที่สุด สิ่งที่จะช่วยทำให้เกิดหมอกชนิดนี้คือความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศเย็นกับอากาศอุ่นนั้นมีมาก และมีลมเบาๆ

หมอกในแนวปะทะอากาศเกิดขึ้นได้ทั้งในแนวปะทะอากาศเย็น และแนวปะทะอากาศอุ่น จึงเรียกว่าหมอกหลังแนวปะทะอากาศ (Post frontal fog) และหมอกหน้าแนวปะทะ (Prefrontal fog) ตามลำดับ แต่ที่รุนแรงที่สุดมักจะเกิดในแนวปะทะอากาศอุ่น แต่ในกรณีที่เกิดในแนวปะทะอากาศเย็นนั้น จะแผ่กระจายออกไปได้น้อยกว่า

มีหลายกรณีที่หมอกจะเกิดขึ้นชั่วขณะหนึ่ง เมื่อแนวปะทะอากาศผ่านการปะปนระหว่างมวลอากาศอุ่น และมวลอากาศเย็นในเสี้ยวอันของแนวปะทะสามารถทำให้เกิดหมอกได้ ถ้ามีลมเบาๆ และมวลอากาศทั้งสองเกือบมีไอน้ำอิ่มตัวอยู่แล้ว เมื่ออากาศได้รับความเย็นทันทีทันใดบนพื้นดินที่เปียกหรือชื้น พร้อมกับการผ่านของแนวปะทะอากาศเย็นอาจทำให้เกิดหมอกได้ชั่วขณะหนึ่ง หมอกชนิดนี้บางทีเรียกว่า หมอกขณะแนวปะทะอากาศผ่าน (Front-passage fog)



รูปที่ 2 หมอกในแนวปะทะอากาศอุ่นหรือหมอกหน้าแนวปะทะอากาศ (Warm front fog or Prefrontal fog)

1.2.2.2 หมอกไอน้ำ (Steam fog) โดยทั่วไปจะเกิดในเขตอบอุ่นระหว่างฤดูใบไม้ร่วงถึงต้นฤดูหนาว ในขณะที่น้ำยังคงอุ่นอยู่และอากาศเย็นจากพื้นดินเคลื่อนตัวมาซ้อนทับ หมอกชนิดนี้ เป็นหมอกที่เกิดจากการไม่ทรงตัวของอากาศ (Unstable type fog) เมื่อมีการระเหยกลายเป็นไออย่างหนาแน่นจากผิวน้ำเข้าสู่อากาศที่เย็นกว่าจึงเกิดการกลั่นตัวขึ้นอย่างรวดเร็วภายใต้ชั้นการเพิ่มอุณหภูมิ ตามระยะสูงเหนือผิวน้ำ โดยที่ขบวนการนี้อากาศจะต้องมีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิของน้ำมากๆ จึงมักจะเกิดการพาในทางตั้ง หมอกจะไม่สามารถเกิดได้นอกจากมีเงื่อนไขประกอบ ดังนี้

1. มีชั้นการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูงในมวลของอากาศเย็นก่อนที่จะเคลื่อนเข้ามาปกคลุมเหนือผิวน้ำ มิฉะนั้น Lapse rate จะเป็นลักษณะของการไม่ทรงตัว
2. ชั้นของอากาศจะต้องมีอุณหภูมิจึงจุดเยือกแข็งหรือต่ำกว่า เพื่อให้อากาศที่มีความชื้นอยู่เล็กน้อยนั้นเข้าสู่สภาพเกินจุดอิ่มตัว (Supersaturation) ได้ มิฉะนั้นความร้อนที่เกิดขึ้นจากด้านล่างจะไปขัดขวางการเข้าสู่จุดอิ่มตัว

หมอกชนิดนี้มักจะเกิดบริเวณทะเลสาบและแม่น้ำในอาณาบริเวณรอบๆ หนาประมาณ 50-200 ฟุต ซึ่งเป็นอันตรายต่อการบิน เพราะท่าอากาศยานหลายแห่งตั้งอยู่ใกล้แหล่งน้ำ

ในฤดูหนาวเขตที่ได้รับอิทธิพลของมวลอากาศจากขั้วโลกเหนือ (Arctic air) มักจะเกิดหมอกชนิดนี้ขึ้นมาก หมอกจะยกตัวขึ้นจากพื้นน้ำบางที่เรียกว่า ควันทะเล (Sea smoke) ในบริเวณดังกล่าวหมอกจะแผ่ขยายสูงขึ้นถึง 5,000 ฟุต ทำให้เกิดเมฆคิวมูลัส (Cumulus) ที่มีฐานอยู่ติดกับพื้นน้ำ (เป็นลักษณะเฉพาะที่เกิดขึ้นในบริเวณนี้)

เมื่ออุณหภูมิของอากาศต่ำกว่า -30 องศาเซลเซียส ไอน้ำในอากาศบางส่วนจะระเหิดกลับ (Deposition) เป็นผลึกน้ำแข็งโดยตรง ผลึกน้ำแข็งที่แขวนอยู่ในอากาศที่ติดกับผิวพื้นเรียกว่า หมอกที่กลายเป็นน้ำแข็ง (Ice fog) มักจะเกิดในแถบมหาสมุทรอาร์ติก เช่น รัฐอลาสก้าของสหรัฐอเมริกา และประเทศแคนาดา

เมื่ออุณหภูมิของอากาศเท่ากับ -35 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่า หมอกที่กลายเป็นน้ำแข็งจะเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วตามบริเวณท่อไอเสียของอากาศยานหรือเครื่องยนต์อื่นๆ หมอกชนิดนี้อาจจะเกิดขึ้นได้ตามสนามบินเมื่อลมสงบหรือลมอ่อน โดยเกิดจากควันที่ออกมาจากท่อไอเสียของอากาศยานขณะขึ้น-ลง อาจเกิดได้นานนับเป็นนาทิจนถึงหลายวัน ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับสภาวะของอากาศ

2. เมฆ และน้ำฟ้า (Cloud and Precipitation)

เมฆ คือไอน้ำที่กลั่นตัวแล้วรวมตัวกันเป็นกลุ่มก้อนลอยอยู่ในอากาศ อาจมีสภาพเป็นหยดน้ำเล็กๆ หรือเป็นน้ำแข็งเล็กๆ (Ice particle) การเกิดเมฆแต่ละชนิดจะสัมพันธ์กับสภาวะของความชื้นในอากาศอยู่มาก การกลั่นตัวของความชื้นในอากาศที่ทำให้เกิดเป็นเมฆชนิดต่างๆ นั้นขึ้นอยู่กับจำนวนไอน้ำเป็นสำคัญ ทักษะในเมฆจะลดลงเนื่องจากหยดน้ำในก้อนเมฆ และยิ่งขึ้นอยู่กับชนิดของเมฆด้วย ในเมฆชั้นสูงโดยทั่วไป ทักษะน้อยกว่า 1,000 เมตร ในเมฆชั้นกลางจะอยู่ระหว่าง 1,000-20 เมตร สำหรับเมฆชั้นต่ำปกติจะน้อยกว่า 30 เมตร ยกเว้นเมฆก่อตัวทางตั้งขนาดใหญ่ (Towering cumulus) และเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) บางครั้งอาจต่ำกว่า 10 เมตร และถึงศูนย์ได้ในเมฆที่หนามากๆ เมฆที่มีฐานต่ำ เช่น เมฆสเตรตัสจะเป็นอุปสรรคมากในการลงสนามของอากาศยาน

น้ำฟ้า (Precipitation) คือ ผลจากการกลั่นตัวของไอน้ำและตกลงมาผ่านชั้นบรรยากาศ จะมี ลักษณะรูปร่างแตกต่างกันไปทั้งนี้ขึ้นอยู่กับองค์ประกอบที่ทำให้เกิดน้ำฟ้า โดยทั่วไปน้ำฟ้าเกิดจากการเคลื่อนตัวขึ้นลงในก้อนเมฆอย่างรวดเร็ว จนทำให้ความชื้นในก้อนเมฆเกิดการกลั่นตัวเป็นหยดน้ำตกลงสู่พื้นโลก ลักษณะของน้ำฟ้าที่สำคัญนั้นมีอยู่หลายชนิด เช่น

2.1 ฝน (Rain) เป็นน้ำฟ้าซึ่งมีภาวะเป็นของเหลว เกิดเมื่อละอองไอน้ำในก้อนเมฆจำนวนมากรวมตัวกันเป็นหยดน้ำมีขนาดใหญ่ ไม่อาจลอยตัวอยู่ในอากาศต่อไปได้อีก ก็จะตกลงมาเป็นฝน ซึ่งมีฝนละออง (Drizzle) ฝนธรรมดา (Rain) และฝนฟ้าคะนอง (Thundershower) ทักษะในฝนนั้นจะลดลง หรือน้อยขึ้นอยู่กับชนิด ความรุนแรง และขนาดของเม็ดฝน โดยทั่วไปทักษะในฝนจะมากกว่า 1 ไมล์ ยกเว้นกรณีฝนตกหนัก

2.2 หิมะ (Snow) เป็นน้ำฟ้าที่เป็นเกล็ดน้ำแข็ง ส่วนมากจะเป็นเกล็ดๆ หิมะประกอบด้วยมวลเกล็ดน้ำแข็งอันเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำในอากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง หากใช้วัตถุสีดำหรือเรียบรองรับแล้วเอาแว่นขยายมาส่องดู จะสังเกตเห็นเกล็ดของน้ำแข็งแต่ละเกล็ดมีรูปร่างตั้งแต่ 6 เหลี่ยมรูปแบบราบ รูปปริซึม และรูปร่างอื่นๆ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความชื้นในขณะเกิดหิมะ ทักษะในหิมะนั้นจะลดลงต่ำกว่าในฝนมาก เพราะหิมะที่บดแสงสายตาจึงไม่สามารถมองเห็นเกล็ดหิมะได้ บางครั้งทักษะลดลงถึงศูนย์ในหิมะหนัก

2.3 ลูกเห็บ (Hail) ประกอบด้วยก้อนน้ำแข็งเล็กๆ กลมๆ โครงสร้างภายในก้อนน้ำแข็งที่ประกอบเป็นลูกเห็บจะมีลักษณะกลมเป็นชั้นๆ ซ้อนกันคล้ายหัวหอม ปกติน้ำแข็งที่ตกลงมาเป็นลูกเห็บ ส่วนใหญ่จะมองเห็นเป็นสีขาวขุ่น

บางครั้งลูกเห็บตกลงมามีขนาดใหญ่ มีเส้นผ่าศูนย์กลางขนาด 0.2 - 2 นิ้ว ก็มี (0.5 - 5 เซนติเมตร) เรียกลูกเห็บชนิดนี้ว่า Hailstones ลูกเห็บชนิดนี้เวลาตกลงมา อาจทำให้พืชพันธุ์และสิ่งก่อสร้างเสียหายได้

ลูกเห็บที่ตกลงสู่พื้นดินเกิดจากเมฆคิวมูโลนิมบัสเท่านั้น ทั้งนี้เนื่องจากภายในก้อนเมฆคิวมูโลนิมบัสมีกระแสไหลขึ้นอย่างแรง ทำให้หยดน้ำภายในก้อนเมฆถูกพัดพาขึ้นสู่เบื้องบนในระดับสูง จนหยดน้ำเย็นจัดกลายเป็นก้อนน้ำแข็ง และตกลงมาสู่เบื้องล่างภายในก้อนเมฆ ต่อมาก้อนน้ำแข็งนี้จะถูกพัดสู่เบื้องบนอีก เป็นเช่นนี้อยู่หลายรอบจนกระทั่งมีขนาดใหญ่ขึ้นจนหนัก จึงตกลงมาเป็นลูกเห็บ

3. ฝอยน้ำจากทะเล (Wind-blown spray from the sea)

ขณะที่ความเร็วลมเพิ่มขึ้นเหนือทะเล ยอดของคลื่นจะสูงขึ้นและผลสุดท้าย ฝอยน้ำ (Spray) จะเริ่มก่อตัวจากคลื่นหัวแตกด้วยลมที่แรงขึ้น การพุ่งขึ้นของฟองจะถูกพัดพาเข้าไปในอากาศ เมื่อใดที่ความเร็วลมแรงขึ้นถึงขนาด พายุกล้า (Strong gale) คือมีความเร็ว 41-47 นอต (75-88 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) ฝอยน้ำจะเริ่มกระทบกระเทือนต่อทัศนวิสัยที่ผิวพื้น ผลของมันจะเพิ่มขึ้นตามความเร็วลม และเมื่อลมมีความเร็วถึงขนาด ได้ฝุ่น 64 นอต ขึ้นไป (118 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) ทัศนวิสัยจะลดลงอย่างมาก การลดของทัศนวิสัยที่เกิดขึ้นโดยฝอยน้ำจากทะเลจะมีผลกระทบต่อชายฝั่งด้วย เมื่อมีลมพัดเข้าหาฝั่ง (On shore wind)

4. อนุภาคของน้ำมันในบรรยากาศ (Oil particles in the atmosphere)

ทัศนวิสัยในนครใหญ่ๆ บางแห่งอาจจะลดลงโดยการปรากฏของอนุภาคน้ำมันในอากาศได้บ้าง อนุภาคน้ำมันจากยานยนต์เป็นต้นเหตุสำคัญของอนุภาคเหล่านี้ ในนครใหญ่ๆ ได้ให้ความสนใจเป็นอย่างมาก ต่อการคิดค้นหาวิธีที่จะลดมลภาวะในอากาศ (Air pollution) ซึ่งเกิดขึ้นโดยอนุภาคของน้ำมันที่เข้าสู่อากาศจากแหล่งอุตสาหกรรมและจากยานยนต์

5. คว้นและฟ้าห้ว (Smoke and Haze)

คว้นทำให้ทัศนวิสัยลดลงไปในบริเวณที่มีอากาศสงบนิ่ง (Stable) มากๆ จัดว่าเป็นมลภาวะ (Pollution) อย่างหนึ่ง คว้นเกิดจากการเผาไหม้ โดยเฉพาะในโรงงานอุตสาหกรรม อนุภาคของคว้นมักมีขนาดใหญ่จึงหนัก และเกิดมากในระดับต่ำๆ ในฤดูหนาวที่อากาศมีการทรงตัวดี คว้นจะถูกจำกัดไม่ให้ลอยสูงขึ้นไปถึงแขวนลอยอยู่ในอากาศ คว้นจะจางหายไปเมื่ออากาศไม่ทรงตัวหรือมีกระแสอากาศปั่นป่วนรุนแรง (Strong turbulence) การปิดบังทัศนวิสัยจะมากหรือน้อยนั้นขึ้นอยู่กับ

5.1 อัตราการเกิดของคว้น

5.2 อัตราการฟุ้งกระจายเนื่องมาจากลม และกระแสอากาศปั่นป่วนทั้งในทางตั้งและทางระดับ

5.3 ระยะห่างจากแหล่งกำเนิดของคว้น ถ้าระยะห่างน้อยคว้นจะปิดบังทัศนวิสัยมาก

คว้นจะปิดบังได้มากในเวลากลางคืนเพราะไม่มีการพาในทางตั้ง (Convection) ในกรณีที่ลมไม่แรงนัก คว้นจะทำให้ทัศนวิสัยลดลงได้ต่ำกว่า 2 กิโลเมตร ในกรณีที่เป็นพวกคว้นที่เกิดจากสารดูดความชื้น (Hygroscopic) จะทำให้ทัศนวิสัยลดลงได้มากกว่าคว้นที่เกิดจากสารที่ไม่ดูดความชื้น (Non Hygroscopic) เพราะจะเกิดการกลั่นตัวเป็นหยดน้ำได้ง่ายขึ้น ในกรณีนี้การมีหมอกเกิดขึ้นร่วมกับคว้นเรียกว่า หมอกปนคว้น (Smog) ถ้าก่อตัวหนาหลายๆ จะปิดบังแสงอาทิตย์ได้ สามารถสัมผัสได้โดยการดมกลิ่น

ฟ้าห้วหรือหมอกแดดเป็นอนุภาคเล็กๆ ของสิ่งเจือปนที่แขวนลอยอยู่ในอากาศ (Impurities) เช่น คว้น, ฝุ่นละออง, อนุภาคของผงเกลือ จะเกิดขึ้นในสภาวะอากาศทรงตัวดี ปกติจะมีความหนา 2,000 - 3,000 ฟุต แต่บางครั้งแผ่

สูงขึ้นไปถึง 15,000 ฟุต จากผิวพื้น ทักษะวิสัยทางระดับเหนือชั้นของหมอกแดดจะดี เมื่อเกิดฟ้าหลัวหรือหมอกแดด ท้องฟ้าจะเป็นฟ้าขาวๆ ฟ้าหลัวที่เกิดจากอนุภาคเกลือจะมีสีขาว ในประเทศไทยฟ้าหลัวจะเกิดขึ้นหนามากในเดือน ก.พ. - มี.ค.

6. ฝุ่นและทราย (Dust and Sand)

ฝุ่นและทรายถูกยกขึ้นไปเหนือพื้นดินโดยกระแสลมได้สูงเพียงใด ขึ้นอยู่กับขนาด และสถานะทางอุณหพลศาสตร์ จะทำให้ปิดบังทัศนวิสัยได้ เช่น ความเร็วลม กระแสอากาศปั่นป่วน และการทรงตัวของอากาศ ฯลฯ ในกรณีที่ทัศนวิสัย ลดลงต่ำกว่า 1 กิโลเมตร ปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นนี้จะเป็นพายุฝุ่นหรือพายุทราย (Dust storm or Sandstorm) โดยทั่วไป ฝุ่นจะปิดบังทัศนวิสัยได้มากกว่าทราย อนุภาคของทรายจะถูกยกสูงไม่เกิน 20-30 เมตร แต่ฝุ่นจะไม่จำกัดความสูง สภาพที่เอื้ออำนวยให้เกิดพายุฝุ่นและพายุทราย คือ ผิวดินจะต้องแห้ง ความเร็วลมมากพอสมควร อากาศไม่ทรงตัว และ มีการเคลื่อนตัวในทางตั้ง (Vertical motion) อย่างแรง

ในกรณีที่ไม่มีเมฆหรือมีเมฆน้อย อิทธิพลของแสงอาทิตย์จะทำให้พื้นดินร้อนไม่เท่ากัน จึงทำให้อากาศไหล หมุนเวียนเกิดเป็นลมวน เช่น ลมบ้าหมู (Dust devil) สภาพพายุฝุ่นหรือพายุทรายมักจะเกิดร่วมกับ Dry thunderstorm แต่จะเกิดไม่นาน ในกรณีที่พายุฝุ่นจะปิดบังทัศนวิสัยได้นานกว่าพายุทราย

7. อนุภาคเกลือ (Salt particles)

อนุภาคเกลือส่วนมากจะเกิดขึ้นตามชายฝั่งทะเล บางครั้งอาจจะถูกพัดพาเข้าไปบนพื้นดินได้ไกลๆ โดยเฉพาะ ในฤดูแล้ง หลังจากถูกพัดพาไปแล้ว ioni ระเหยไปทำให้เหลือแต่อนุภาคเกลือ อนุภาคนี้อาจเป็นแกนกลางในการกลั่นตัว (Condensation nuclei) ถ้าในเวลาต่อมาอากาศมีความชื้นสัมพัทธ์เพียง 70 เปอร์เซ็นต์ หรือมากกว่า อนุภาคเกลือ ดังกล่าวก็จะสามารถช่วยให้ไอน้ำในอากาศกลั่นตัวเป็นหยดน้ำได้ แล้วแขวนลอยอยู่ในอากาศเป็นฟ้าหลัวชื้น (Moist or Damp haze) มักจะเกิดขึ้นในเมืองใหญ่ๆ ที่มีอากาศสกปรก ในกรณีที่มีความชื้นสัมพัทธ์ต่ำ อนุภาคเกลือที่แขวนตัวอยู่ในอากาศจะแห้งทำให้เกิดฟ้าหลัวแห้ง (Dry haze)

บทที่ 16

สภาพอากาศในเขตร้อน (Tropical Weather)

1. กล่าวนำ

เขตร้อนหมายถึงอาณาบริเวณอันกว้างใหญ่ไพศาลของโลก ซึ่งอยู่ระหว่างละติจูดที่ $23\frac{1}{2}$ องศาเหนือ (เส้น Tropic of Cancer) และละติจูดที่ $23\frac{1}{2}$ องศาใต้ (เส้น Tropic of Capricorn) อย่างไรก็ตามโดยทั่วไปแล้วสภาพอากาศแบบเขตร้อนอาจเกิดได้ไกลกว่าละติจูดที่ 45 องศาเหนือและใต้ ซึ่งปรากฏขึ้นบริเวณชายฝั่งด้านตะวันออกของผืนทวีปในซีกโลกที่เป็นเขตร้อนเขตร้อนยังเป็นดินแดนที่ชุ่มชื้นที่สุด และแห้งแล้งที่สุดของโลกอีกด้วย

1.1 ระบบความกดอากาศต่ำที่ปรากฏอยู่ในเขตร้อน โดยปกติแล้วมีค่าความชันความกดอากาศ (Pressure gradient) น้อย โดยสังเกตได้จากเส้นความกดอากาศเท่าบนแผนที่อากาศจะห่างกันมาก จึงทำให้วัฏจักรของระบบความกดอากาศได้ไม่ชัดเจน ยกเว้นบริเวณพายุหมุนในเขตร้อน (Tropical cyclone) การเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศเฉพาะท้องถิ่น จะเกิดขึ้นบ่อยเพียงใดขึ้นอยู่กับความร้อนขึ้น หรือเย็นลงในรอบวันเท่านั้น ความแตกต่างที่สำคัญระหว่างสภาพอากาศเขตร้อนกับสภาพอากาศในเขตอื่น คือ แนวปะทะอากาศจะอ่อนลงจนขาดหายไปตามลำดับ นานๆ ครั้งจึงจะมีแนวปะทะอากาศมีกำลังแรงมากพอจะเคลื่อนตัวเข้ามาในเขตร้อน แล้วก่อให้เกิดฝนตก ลมพัดเปลี่ยนทิศ รวมทั้งอุณหภูมิลดลงเล็กน้อย

1.2 สภาพอากาศเขตร้อนที่รุนแรงที่สุดเป็นผลมาจากปฏิกิริยาระหว่างกระแสลมระดับล่างกับระดับบน เมื่อกระแสลมพัดสอบ (Convergence) ระดับล่างพัดเสริมรวมเข้ากับกระแสลมพัดแยก (Divergence) ในระดับบน ก่อให้เกิดการเคลื่อนตัวขึ้นในทางตั้ง ระบบการหมุนเวียนเช่นนี้ในเขตร้อนเกือบทั้งหมด ก่อให้เกิดกลุ่มเมฆที่ก่อตัวในทางตั้ง (Towering cumulus) และมีฝนตกหนักเสมอ

1.3 รูปแบบโดยทั่วไปของสภาพอากาศที่เกิดขึ้นเหนือภาคพื้นสมุทร แตกต่างจากบริเวณเหนือภาคพื้นทวีป ดังนั้นอาณาบริเวณตามแนวชายฝั่งและเหนือเกาะ จึงมีลักษณะผสมผสานกันระหว่างสภาพอากาศทั้งสองประเภทนี้ (ภาคพื้นทวีปและภาคพื้นสมุทร)

2. สภาพอากาศเหนือภาคพื้นสมุทรเขตร้อน

2.1 เมฆ สภาวะท้องฟ้าเหนือมหาสมุทรด้านนอกของร่องมรสุม (Equatorial trough) แถบศูนย์สูตร มีลักษณะแจ่มใสถึงมีเมฆกระจัดกระจาย (Clear to scatter) ฐานเมฆตามปกติแล้วอยู่ที่ประมาณ 2,000 ฟุต ยอดของเมฆมีความสูงเปลี่ยนแปลงอย่างมาก โดยมียอดสูงสุดประมาณ 8,000 ฟุต บ่อยครั้งที่เมฆ Cumulus จะกระจายตัวขนานไปตามกระแสลมก่อให้เกิด “แนวเมฆ” (Clouds streets) และมีฝนโปรยกระจัดกระจายจากเมฆเหล่านี้ บางครั้งพาดเมฆลดต่ำลงมาถึง 1,500-1,000 ฟุต ขณะมีน้ำฟ้า

2.2 ทัศนวิสัย โดยทั่วไปแล้วอยู่ในเกณฑ์ดี อุปสรรคส่วนใหญ่นอกจากฝนแล้วคือฟ้าหลัว ซึ่งเกิดจากละอองอนุภาคผงเกลือทะเลที่แขวนลอยอยู่ในอากาศ รวมตัวหนาแน่นอยู่ที่ระดับต่ำ ละอองอนุภาคผงเกลือไม่สามารถลอยทะลุชั้นอุณหภูมิกลับ (Inversion) ได้ ดังนั้นเหนือระดับนี้ทัศนวิสัยจึงดี ชั้นอุณหภูมิกลับปรากฏเด่นชัดมากขึ้นบริเวณเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันออก เนื่องจากการเย็นตัวของอากาศชั้นล่าง ซึ่งสัมผัสกับกระแสน้ำเย็นที่เย็นกว่าเบื้องล่าง บางครั้งเมฆแผ่นก่อตัวเป็นชั้นภายใต้ชั้นอุณหภูมิกลับเป็นเวลาหลายวัน พร้อมกับมีการเปลี่ยนแปลงความหนาและความสูงของพาดเมฆในทางตั้งบ้างเล็กน้อย

2.3 อุณหภูมิ ในมหาสมุทรเขตร้อน โดยทั่วไปอุณหภูมิใกล้เคียงกับอุณหภูมิที่ผิวน้ำทะเล โดยเฉลี่ยประมาณ 27°C (80°F) และมีค่าความแปรปรวนประจำวันประมาณ 3 – 4°C (5-8°F) อุณหภูมิจุดน้ำค้างเกือบคงที่มีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลบ้างขึ้นอยู่กับ การเปลี่ยนแปลงของฤดูมรสุม แต่การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเดือนต่อเดือนมีค่าไม่มาก ระดับเยือกแข็ง (Freezing level) โดยทั่วไปแล้วอยู่ระหว่าง 15,000-18,000 ฟุต ตลอดปี

3. สภาพอากาศเหนือภาคพื้นทวีปเขตร้อน

สภาพอากาศเหนือภาคพื้นทวีปที่ลึกเข้าไปนั้นขึ้นอยู่กับ ความแปรปรวนของภูมิอากาศที่แปรปรวนมาก ปัจจัยสำคัญที่มีอิทธิพลต่อภูมิอากาศ คือ ความแตกต่างของภูมิประเทศ ส่วนปัจจัยอื่นๆ ได้แก่ การเปลี่ยนแปลงของระบบความกดอากาศหลัก กระแสลม การวางตัวและความสูงของแนวเทือกเขาบริเวณชายฝั่ง ระดับความสูงก็มีอิทธิพลต่อสภาพอากาศเหนืออาณาบริเวณผืนแผ่นดินในเขตร้อนเช่นกัน ความผสมผสานอันหลากหลายของปัจจัยทั้งหลายเหล่านี้ ส่งผลให้เกิดความแตกต่างของสภาพอากาศในเขตร้อน นับตั้งแต่จากสภาพภูมิอากาศร้อนชื้นของอะเมซอน และลุ่มแม่น้ำคองโก ไปจนถึงทะเลทรายสะฮาราอัน แห้งแล้ง ตลอดจนยอดเขาที่มีหิมะปกคลุมของเอเชีย อเมริกาใต้ และแอฟริกา

3.1 สภาพอากาศแห้งแล้งในเขตร้อน โดยทั่วไปแล้วภูมิอากาศของบริเวณด้านหลังของแนวเทือกเขา (Lee ward side) หรือที่ราบสูง มีลักษณะร้อนและแห้ง ตัวอย่างเช่น พื้นที่เงาฝน (Rain shadow) ของเทือกเขาแอนดีส ในอเมริกาใต้ และทะเลทรายสะฮาราในแอฟริกา บริเวณที่ราบในทะเลทรายอุณหภูมิช่วงบ่ายอาจสูงเกิน 38°C (100°F) ในขณะที่อุณหภูมิตอนกลางคืนลดลงมาถึง 10°C และ 16°C (50°C และ 60°F) ได้ ในช่วงเวลากลางวันมีกระแสอากาศไหลขึ้นทางตั้งอย่างรุนแรง แต่ความชื้นที่ผิวพื้นมีน้อย ทำให้เกิดเมฆก้อนมีฐานอยู่เหนือระดับ 10,000 ฟุต ในบางครั้งพายุฟ้าคะนองซึ่งมีฐานอยู่ในระดับสูง จะก่อให้เกิดน้ำฟ้า ซึ่งบ่อยครั้งจะระเหยกลายเป็นไอไปเสียก่อนที่จะตกลงมาถึงพื้นดิน พายุฟ้าคะนอง “แห้ง” นี้ ส่งผลให้เกิดลมกระโชก และอาจจะเป็นสาเหตุพายุฝุ่นหรือพายุทรายอย่างรุนแรง

กระแสอากาศปั่นป่วนอย่างรุนแรง (Severe turbulence) ในระดับสูง ขัดจำกัดทัศนวิสัยในทางดิ่งและแนวเฉียง ซึ่งสัมพันธ์กันโดยตรงกับลมกระโชก (Gust) และลมแรง (Squall) ใกล้พื้นดิน ซึ่งเป็นอันตรายต่อการบิน

พายุฝุ่นและพายุทราย (Dust storm and Sand storm) บางครั้งความชื้นของความกดอากาศมีค่ามาก จะทำให้เกิดพายุฝุ่นและพายุทรายปกคลุมเป็นบริเวณกว้างแล้วคงอยู่จนหลายวัน และมีบางช่วงที่พายุฝุ่นและพายุทรายบ่อ่งกำลังลง นักบินอาจใช้โอกาสนี้มาทำการบินเพื่อลดอันตรายที่อาจเกิดขึ้นแก่เครื่องบิน เพราะเครื่องยนต์ได้รับความเสียหายบ่อยจากการดูดเอาทรายและฝุ่นเข้าไป

3.2 สภาพอากาศชื้นในเขตร้อน ในบริเวณที่เป็นที่ราบไม่มีภูเขาขวางกั้นกระแสลมที่พัดจากทะเลเข้าสู่ฝั่งอากาศร้อนชื้นถูกพัดพาเข้าไปในพื้นทวีปได้ลึก บริเวณที่มีเมฆหนาแน่นและน้ำฟ้ามากที่สุดคือบริเวณเหนือป่าดงดิบและป่าฝนเขตร้อน ในภูมิอากาศเขตร้อนความแปรปรวนของทิศทางและความเร็วลม เป็นตัวกำหนดความเปลี่ยนแปลงประจำวันของ จำนวนเมฆ อุณหภูมิ และปริมาณน้ำฝน เมฆส่วนใหญ่เป็นเมฆก้อนและมีเมฆพายุฟ้าคะนอง (Cumulonimbus) ในตอนบ่าย ซึ่งมีช่วงเมฆปกคลุมมากที่สุดในตอนกลางวัน จำนวนเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าในเวลากลางวันโดยเฉลี่ยประมาณ 60 % ตลอดทั้งปี

3.3 อุณหภูมิ สำหรับสถานีตรวจอากาศในป่าดงดิบ อาจมีค่าพิสัยของอุณหภูมิในรอบปีน้อยกว่า 1°C (2°F) แต่ช่วงแตกต่างอุณหภูมิในรอบวันมีค่า 17°C (30°F) หรือมากกว่านั้นได้บ่อยๆ เมื่อมีฝนตกในตอนบ่าย อากาศเย็นที่จมตัวลงมาอาจทำให้คืนนั้นมีอุณหภูมิอยู่ภายใน 16°C (60°F) ฝนที่ตกหนักมากนี้ทำให้ฐานเมฆต่ำ ซึ่งอาจทำทัศนวิสัยทางตั้งและทางระดับมีค่าเกือบเป็นศูนย์ (Zero)

4. สภาพอากาศบริเวณเกาะและชายฝั่งทะเลเขตร้อน

สภาพอากาศบริเวณเกาะและชายฝั่งทะเลเขตร้อนมีลักษณะคล้ายคลึงกัน ในช่วงกลางวันภูมิประเทศที่เป็นพื้นดินทำให้เกิดอากาศร้อนขึ้นยกตัวขึ้น ก่อตัวเป็นเมฆก้อน และอาจพัฒนาตัวมีขนาด ใหญ่ขึ้น เมฆเหล่านี้ปรากฏเป็นปกติบริเวณพื้นที่ชายฝั่ง อากาศขึ้นยกตัวขึ้นทางด้านรับลมของเกาะที่เป็นภูเขาก่อให้เกิดเมฆก่อตัวในทางตั้ง เมฆเหล่านี้มองเห็นได้ในระยะทางไกลซึ่งคาดได้ว่ามีเกาะอยู่บริเวณนั้น

น้ำฟ้าบริเวณเกาะ พื้นที่บริเวณเกาะโดยเฉพาะยังเกาะที่เป็นภูเขาสามารถส่งผลกระทบต่อสภาพฝนตกได้หลายลักษณะ กระแสลมค้าส่วนใหญ่คงที่ ส่งผลให้มีลมพัดเข้าฝั่งด้านหนึ่งของเกาะอย่างสม่ำเสมอ ในขณะที่ด้านตรงข้ามเป็นกระแสลมพัดออกจากฝั่ง ปริมาณน้ำฟ้าและจำนวนเมฆของพื้นที่ด้านรับลมมากกว่าพื้นที่ด้านหลังลมอย่างมาก เช่นบนเกาะ Kauai รัฐฮาวาย ภูเขา Waialeale มีปริมาณฝนรวมเฉลี่ยรายปีสูงที่สุดในโลก (460 นิ้ว) แต่ห่างจากบริเวณนั้นไปเพียง 10 ไมล์ กลับมีฝนน้อย จนกระทั่งไร่อ้อยจำเป็นต้องได้รับน้ำจากระบบชลประทาน

บทที่ 17

ร่องมรสุมหรือแนวสอบของลมในเขตร้อน (Intertropical Convergence Zone : ITCZ)

กล่าวนำ

ผู้ซึ่งอยู่ในเขตร้อนมีความจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องศึกษาลักษณะอากาศในเขตร้อน เพื่อให้สามารถเข้าใจปรากฏการณ์ต่างๆ ตามธรรมชาติได้ หลักเบื้องต้นของปรากฏการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นนั้น พอจะอนุมานได้ว่าทั้งในเขตร้อนและเขตละติจูดกลางนั้นส่วนใหญ่มีหลักคล้ายกัน เช่นการเกิดหมอก ฝน หรือพายุฝนฟ้าคะนอง ฯลฯ แต่ยังมีสิ่งที่แตกต่างกันออกไปอยู่อีกมาก ร่องมรสุมเป็นปรากฏการณ์อย่างหนึ่งในเขตร้อนที่แสดงให้เห็นได้ในแผนที่อากาศผิวพื้น ซึ่งจะมีการเคลื่อนขึ้นลงตามฤดูกาล และขึ้นอยู่กับความรุนแรงของ ตัวแปรอื่นที่เกิดขึ้นในเขตละติจูดกลาง ซึ่งมีอิทธิพลต่อการเคลื่อนตัวขึ้นลงของร่องมรสุมด้วย

1. ความหมายของร่องมรสุม

ร่องมรสุมเกิดจากการพัดสอบเข้าหากันของลมตามแนวละติจูดในเขตร้อน ระหว่างลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือ (Northeast trade wind) จากซีกโลกเหนือ และลมค้าตะวันออกเฉียงใต้ (Southeast trade wind) จากซีกโลกใต้ การพัดสอบของลมค่านี้อาจปรากฏเป็นแนวชัดเจนบริเวณเส้นศูนย์สูตร จะเคลื่อนที่ขึ้นลงได้ตามฤดูกาลหรือตามการเคลื่อนที่ของโลกซึ่งเอียงทำมุมกับดวงอาทิตย์ (Declination) เมื่อเคลื่อนตัวออกจากเส้นศูนย์สูตรไปยังละติจูดสูงขึ้น ไป แรงคอริโอลิสจะทำให้ทิศทางของลมเปลี่ยนไป เช่น เมื่อเคลื่อนตัวขึ้นไปทางซีกโลกเหนือ จะทำให้ทิศทางของลมเหนือแนวร่องพัดเฉไปกลายเป็นลมฝ่ายตะวันออกเฉียงใต้ ส่วนใต้แนวร่องซึ่งเป็นลมจากซีกโลกใต้พัดตามขึ้นไป จะพัดเฉไปทางตะวันออกเฉียงใต้กลายเป็นลมฝ่ายตะวันตก (Equatorial westerlies) หรือบางครั้งก็มีการพัดวนของลมแบบไซโคลนิก (Cyclonic circulation) ตามแนวแกนของร่องมรสุม ร่องมรสุมนี้จะเกิดเป็นแนวขนาดใหญ่ (Grand scale) ครอบคลุมโลก มีความกว้างประมาณ 6-8 องศาละติจูด ปรากฏให้เห็นได้ชัดเจนในบริเวณเขตร้อนมหาสมุทร ส่วนบนพื้นทวีปจะไม่ชัดเจนนัก (Less defined) เป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ ซึ่งบางครั้งเรียกว่าร่องความกดอากาศต่ำ (Low pressure trough) มีอุณหภูมิสูงและความชื้นมาก

2. สภาพอากาศบริเวณร่องมรสุม

ปริมาณความร้อนที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์บริเวณเส้นศูนย์สูตรนั้น จะเป็นผลทำให้อากาศในบริเวณเส้นศูนย์สูตรเบาแล้วลอยตัวสูงขึ้น ทำให้เกิดเป็นร่องความกดอากาศต่ำ (Trough) และบริเวณความกดอากาศต่ำซึ่งอยู่ระหว่างบริเวณความกดอากาศสูงจากซีกโลกทั้งสอง เขตนี้เป็นเขตที่มีความร้อนสูงและ มีความชื้นมาก ทำให้เกิดลมพัดจากบริเวณความกดอากาศสูงทั้งสองเข้าสู่บริเวณความกดอากาศต่ำ ลมนี้จะพัดมาปะทะกันเกิดเป็นแนวของร่องมรสุมหรือแนวปะทะ แนวนี้มีความกว้างเปลี่ยนแปลงไปตามความแรงของลมทั้งสองด้านของแนว ถ้าลมทั้งสองด้านมีกำลังแรงขึ้นพร้อมๆ กัน ก็จะบีบให้แนวนั้นแคบจะมีความรุนแรงในการปะทะกันของลมทำให้เกิดเมฆและฝนได้มาก โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อมีกระแสลมพัดวนแบบไซโคลนิกจะทำให้มีฝนตกหนักได้ ถ้าลมทั้งสองด้านของแนวนั้นมีกำลังอ่อนลงด้วยกัน การปะทะกันของลมก็จะไม่รุนแรง แนวปะทะนี้จะมีบริเวณกว้าง สภาพอากาศก็จะไม่รุนแรง

จากการศึกษาเกี่ยวกับร่องมรสุมบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ของ Harris (1970), Lim et.al. (1982) และบริเวณอื่นๆ ของ Sadler (1964) พบว่า โครงสร้างของร่องมรสุมที่เกิดขึ้นเหนือหน้าน้ำ บริเวณใต้ร่องมรสุมในระบบของ

ลมฝ่ายตะวันตก (Converging westerlies) จะมีเมฆเป็นชั้นๆ (Layer clouds), ฝนตกเป็นบริเวณกว้าง (Widespread rain), ลมพัดตัดกันในทางตั้งรุนแรง (Strong tropospheric vertical shear) และมีการไม่ทรงตัวของอากาศเพียงเล็กน้อย (Weak convective instability) ตามบริเวณแกนของร่องมรสุมจำนวนเมฆลดลง และความกดอากาศที่ผิวพื้นลดลงจนถึงต่ำที่สุด การไม่ทรงตัวของอากาศจะรุนแรงกว่าทางตอนใต้ของร่อง ส่วนตอนเหนือของร่องมรสุมในระบบของลมฝ่ายตะวันออก (Converging easterlies) จำนวนเมฆจะเพิ่มขึ้นจากบริเวณแกนของร่อง แต่ก็ยังน้อยกว่าทางตอนใต้ของร่อง การไม่ทรงตัวของอากาศจะรุนแรงกว่าทางตอนใต้ของร่อง เกิดเมฆก้อน (Cumuliform type) รวมอยู่ด้วยสำหรับบนพื้นทวีป โครงสร้างของร่องมรสุมจะขึ้นอยู่กับอิทธิพลของพื้นที่ (Orographic) และความแปรปรวนในรอบวัน (Diurnal variation) เข้ามาเกี่ยวข้องด้วย

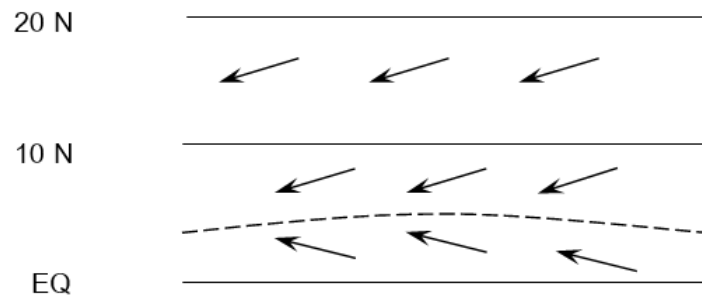
3. การเคลื่อนที่ของร่องมรสุม

ร่องมรสุมจะมีการเคลื่อนที่ขึ้น-ลงตามแนวละติจูด โดยจะเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลหรือตามการเคลื่อนที่ของแกนโลกซึ่งเอียงทำมุมกับดวงอาทิตย์ แต่จะช้ากว่าประมาณ 1-2 เดือน และจะเคลื่อนขึ้นไปทางซีกโลกเหนือมากกว่าที่จะลงไปทางซีกโลกใต้ ทั้งนี้เพราะทางซีกโลกเหนือมีพื้นทวีปมากกว่าซึ่งเป็นแหล่งที่ทำให้เกิดหย่อมความกดอากาศต่ำเนื่องจากความร้อน (Heat low) ตำแหน่งที่ไกลที่สุดของการเคลื่อนที่ ขึ้น-ลงจะอยู่ในเดือน ม.ค. และเดือน ก.ค. โดยในเดือน ม.ค. ซึ่งซีกโลกเหนือเป็นฤดูหนาว (Winter monsoon) ร่องมรสุมจะไปพาดอยู่ที่ตอนเหนือของออสเตรเลียและแอฟริกาใต้ หรือประมาณละติจูด 10 องศาใต้ จากนั้นจะเคลื่อนตัวขึ้นไปทางเหนือเรื่อยๆ ผ่านเส้นศูนย์สูตรขึ้นไปทางซีกโลกเหนือในฤดูร้อน (Summer monsoon) ไปพาดอยู่ในแนวสูงสุดบริเวณตอนใต้ของสาธารณรัฐประชาชนจีนและแอฟริกาเหนือ หรือประมาณละติจูด 25 องศาเหนือ ในเดือน ก.ค.

4. แบบของร่องมรสุม

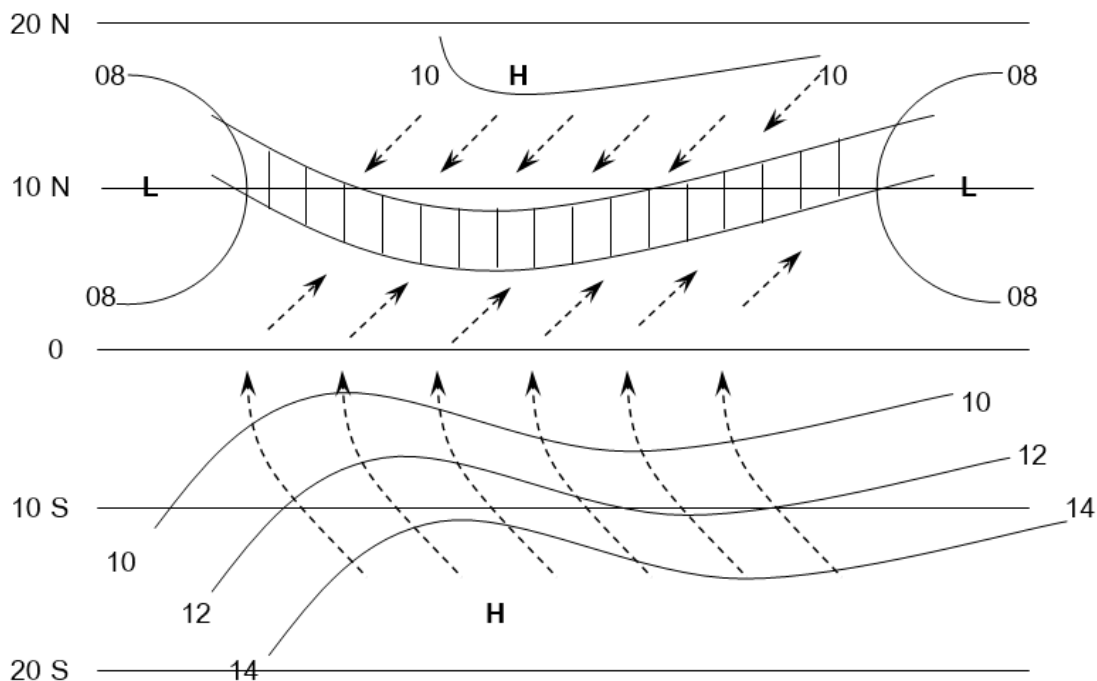
ร่องมรสุมมีอีกหลายชื่อในภาษาอังกฤษ โดยเรียกชื่อตามลักษณะการเกิดหรือตามบริเวณที่พาดผ่าน เช่น แนวปะทะแห่งเขตร้อน (Intertropical front : ITF) หรือร่องความกดอากาศต่ำแห่งศูนย์สูตร (Equatorial trough) หรือแนวลมพัดตัดกันแห่งศูนย์สูตร (Equatorial shear line) หรือแนวลมสบแห่งศูนย์สูตร (Equatorial convergence zone) หรือ Heat trough ฯลฯ อย่างไรก็ตามชื่อที่ใช้เรียกแตกต่างกันนี้ มักเรียกรวมๆ กันว่า ร่องมรสุมหรือแนวสบบของลมในเขตร้อน (Intertropical convergence zone : ITCZ) แบ่งออกได้ดังนี้

4.1 Trade Wind Trough : TWT หรือ Near-Equatorial Trade Wind Convergence : NETWC เกิดจากการพัดสบบของลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือจากซีกโลกเหนือ และลมค้าตะวันออกเฉียงใต้จาก ซีกโลกใต้มาพบกันบริเวณเส้นศูนย์สูตรในระดับผิวพื้นหรือใกล้ผิวพื้น มักเกิดบริเวณเหนือพื้นมหาสมุทรโดยเฉพาะบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง, ด้านตะวันออกของมหาสมุทรแอตแลนติก เนื่องจากบริเวณดังกล่าวไม่มีสิ่งกีดขวางทิศทางของลมค้าในระดับต่ำ รูปที่ 1



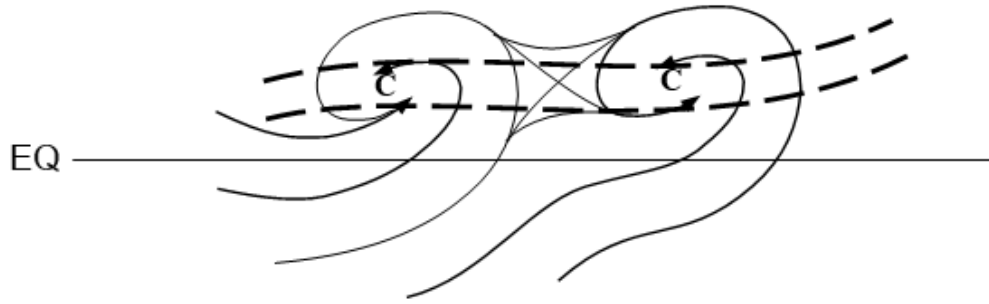
รูปที่ 1 Trade Wind Trough

4.2 Equatorial Trough : ET คือแนวระหว่างความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อน (Subtropical high pressure belt) จากซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ เป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำที่สุด ซึ่งเป็นแนวพาดอยู่ใกล้เส้นศูนย์สูตร และเป็นเขตลมสงบ (Doldrums or Belts of calms) ในบางบริเวณแนวนี้อาจเคลื่อนขึ้น-ลงได้ตามฤดูกาลหรือตามการเคลื่อนที่ของโลกที่เอียงทำมุมกับดวงอาทิตย์ แต่ในบางบริเวณเกือบจะคงที่ตลอดทั้งปี ค่าเฉลี่ยอยู่ระหว่างละติจูด 5 องศาใต้ ถึง 25 องศาเหนือ และค่าเฉลี่ยทั้งปีของ Equatorial trough มีได้อยู่ที่เส้นศูนย์สูตรตามหลักภูมิศาสตร์ แต่จะอยู่ที่ประมาณละติจูด 5 องศาเหนือ จึงเรียกบริเวณเส้นละติจูดนี้ว่า เส้นศูนย์สูตรทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorological equator) รูปที่ 2



รูปที่ 2 Equatorial Trough

ในระบบลมชั้นบนแสดงให้เห็นในรูปของ Cyclonic circulation โดยเปลี่ยนจาก Trade wind trough เนื่องมาจากค่าของ Coriolis force เพิ่มขึ้น จึงเปลี่ยนจาก Convergence เป็น Cyclonic circulation มีคุณสมบัติเป็น Cold core low ความรุนแรงเพิ่มขึ้นตามความสูง รูปที่ 3



รูปที่ 3 Equatorial Trough

4.3 Near - Equatorial Trough : NET คือร่องความกดอากาศต่ำที่อยู่บริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรเป็นร่องความกดอากาศต่ำในบรรยากาศระดับต่ำในแนวตะวันออก-ตะวันตก ซึ่งพาดอยู่บริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรแถบเอเชียและแอฟริกา โดยจะปรากฏเป็นแนวพัดสอบของลมอยู่สองแนวคือ ทางตอนเหนือของร่องจะมีแนวพัดสอบของลมฝ่ายตะวันออก ส่วนทางตอนใต้ของร่องจะมีแนวพัดสอบของลมฝ่ายตะวันตก ความรุนแรงของลมที่พัดสอบเข้าหากันนี้ทางตอนเหนือจะแรงกว่าทางตอนใต้ และมีการจมตัวของกระแสอากาศใกล้แกนกลางของร่อง (Predominance of subsidence near it's axis) ปกติ NET จะมีสองแนว (Double NET) ทั้งในซีกโลกเหนือและในซีกโลกใต้โดยไม่เคลื่อนตัวข้ามเส้นศูนย์สูตร นั่นคือเมื่อซีกโลกเหนือเป็นฤดูร้อน NET ของซีกโลกใต้จะหายไปหรืออ่อนกำลังลงมาก และเมื่อซีกโลกเหนือเป็นฤดูหนาว (หรือเป็นฤดูร้อนของซีกโลกใต้) NET ในซีกโลกเหนือจะหายไปหรืออ่อนลงมากเช่นเดียวกัน

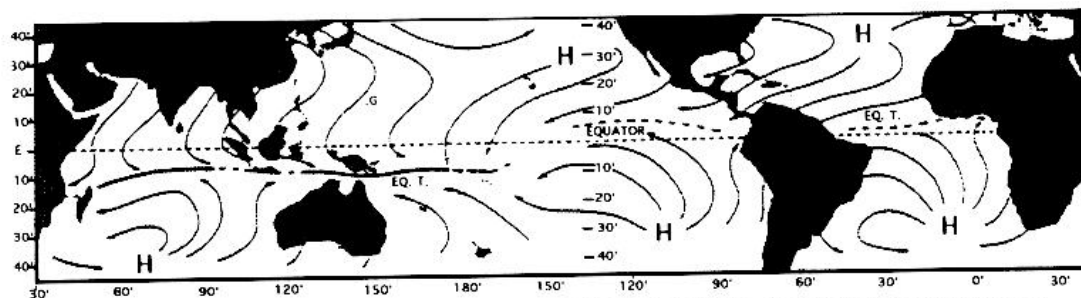


FIGURE 3.12A-IDEALIZED MONTHLY MEAN FLOW CONDITIONS FOR JANUARY. THE HEAVY SOLID LINE REPRESENTS DOLDRUM EQUATORIAL TROUGH; THE HEAVY DASHED LINE REPRESENTS TRADE WIND EQUATORIAL TROUGH.

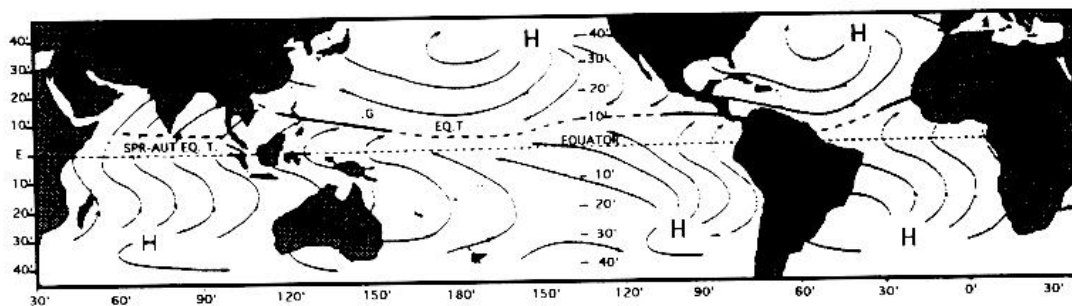
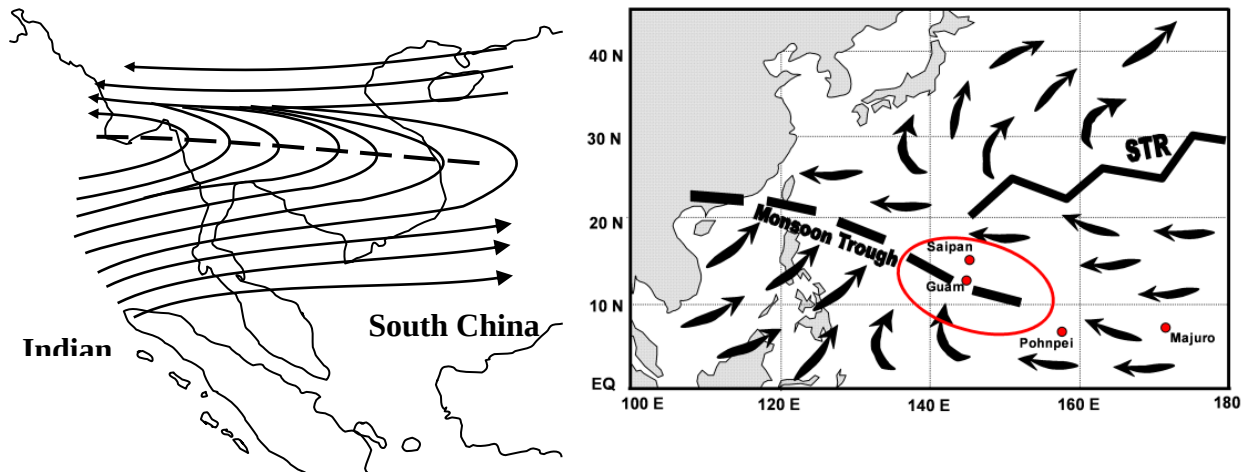


Figure 3.12(a). Idealized monthly mean flow conditions for January. The heavy solid line represents doldrum equatorial trough; the heavy dashed line represents trade wind equatorial trough. (b) Idealized surface mean flow conditions for August. The heavy solid lines represent doldrum equatorial trough; the heavy dashed line represents trade wind equatorial troughs. The very heavy dashed line over the North Indian Ocean represents the average position of the equatorial trough in spring and autumn (Gray, 1968).

รูปที่ 4

4.4 Monsoon Trough : MT หรือ Heat Trough จะเกิดขึ้นเมื่อ Equatorial Trough เคลื่อนตัวออกจากเส้นศูนย์สูตรซึ่งแรงคอริโอลิสจะมีค่ามากขึ้นจึงทำให้ทิศทางของลมเปลี่ยนไป ในซีกโลกเหนือ ทิศทางของลมที่พัดเหนือแนวร่องจะเฉไปทางทิศตะวันตกกลายเป็นลมฝ่ายตะวันออก (Easterlies on the poleward side) ส่วนใต้แนวร่องซึ่งเป็นลมจากซีกโลกใต้พัดตามขึ้นไป จะพัดเฉไปทางทิศตะวันออกกลายเป็นลมฝ่ายตะวันตก (Westerlies on the equatorward side) โดยทั่วไปจะปรากฏบริเวณเหนือพื้นทวีปหรือบริเวณใกล้พื้นทวีป อาจปกคลุมตลอดทั้งปีเหนืออเมริกาใต้และแอฟริกาใต้ ส่วนบริเวณเอเชียจะปรากฏชัดเจนในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ รูปที่ 5



รูปที่ 5 Monsoon Trough

4.5 Monsoon Cyclone : MC คือหย่อมความกดอากาศต่ำที่เกิดขึ้นใน Monsoon Trough แล้วพัฒนาขึ้นจนเกิดการเหนี่ยวนำให้เกิดการหมุนวนของลมแบบไซโคลนิก (Cyclonic circulation) ซึ่งจะก่อตัวและพัฒนาได้ดีตั้งแต่ระดับผิวพื้นขึ้นไปถึงระดับ 700 hPa (10,000 ฟุต) โดยมีแกนเอียงเข้าไปหาเส้นศูนย์สูตรตามระยะสูง เป็นตัวการหนึ่งที่ทำให้ร่องมรสุมมีกำลังแรง

สรุปร่องมรสุม

1. ร่องมรสุม เป็นร่องความกดอากาศต่ำที่คาบอยู่รอบโลกอันเกิดจากการ Convergence ระหว่าง ลมค้า (Trade) ทั้งสอง หรือระหว่าง Subtropical highs จากสองซีกโลก
2. ร่องมรสุมเป็นแนวของ Convergence แคบๆ และบางครั้งไม่จำเป็นจะต้องเป็นแนวที่มีความกดอากาศต่ำที่สุด
3. โดยธรรมชาติแนวของร่องมรสุมจะไม่ปรากฏว่ามีความแตกต่างของมวลอากาศ (Density differences) เมื่อเปรียบเทียบกับแนวปะทะอากาศ
4. สภาพอากาศที่เกิดขึ้นตามแนวของร่องมรสุม ไม่จำเป็นจะต้องมีความรุนแรงเหมือนกันตลอดทั้งแนว
5. แนวร่องมรสุมที่รุนแรงจะมีสภาพอากาศเลวมากที่สุด สังเกตได้จากการ Convergence ในทางระดับอย่างแรงระหว่าง Westerly component ของซีกโลกหนึ่ง พบกับ Easterly component ของอีกซีกโลกหนึ่ง ปรากฏว่า

ก. ระบบของเมฆมักเกิดขึ้น ณ บริเวณซึ่งมีอากาศ Convection และเป็นพวกเมฆ CB ก่อตัวขึ้น บางครั้งมียอดสูงถึงระดับ Tropopause ในกรณีที่ร่องมรสุมมีกำลังแรงมาก พายุฟ้าคะนองเกิดขึ้นมีความกว้างตามแนวเมฆ CB

ประมาณ 50-200 ไมล์ และปรากฏมีเมฆ AS ในระดับสูงประมาณ 8,000-12,000 ฟุต ในทั้งสองด้านของแนวร่องมรสุม และมีฝนตกจากเมฆชั้นนี้ด้วย

ข. ตามปกติแล้วมักปรากฏเป็นแนวของเมฆอันเกิดจากอาการ Convection ขึ้นสองหรือสามแนวแยกจากกันโดยมีบริเวณ Subsidence คั่น แต่จะมีฝนธรรมดาตกต่อเนื่องกัน อันเกิดจากเมฆ AS

6. ถ้า Pressure gradient ที่มีกำลังแรงปรากฏผ่านข้ามแนว Equator ไป แสดงว่าจะเกิดภาวะ Unstable ขึ้น ทั้งนี้เนื่องจากกระแสลมมีอัตราเร่ง (Acceleration) ในลักษณะเช่นนี้สามารถจะทำให้เกิดการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อนขึ้นได้ในแนวร่องมรสุม

7. ในกรณีแนวร่องมรสุมที่มีกำลังอ่อนนั้นจะปรากฏว่าลมทั้งสองด้านของแนว พัดเกือบขนานกัน ลักษณะเช่นนี้จะทำให้ปรากฏ

ก. มีเมฆ CU ก่อตัวขึ้นซ้ำๆ มียอดสูงประมาณ 8,000 ฟุต หรือสูงกว่าเล็กน้อย ย่านที่เกิดฝนกว้างประมาณ 15 ไมล์

ข. อุปสรรคในการบินเกือบไม่มี ทั้งนี้เพราะยอดของเมฆกระจัดกระจายและเห็นได้ง่าย โดยเฉพาะในตอนกลางวัน

8. สภาพอากาศในบริเวณแนวร่องมรสุมนั้น เปลี่ยนแปลงได้มากโดยเฉพาะบนพื้นดิน ฉะนั้นการตรวจอากาศโดยเครื่องบินจึงมีความจำเป็นมาก เพื่อนำมาพิจารณาประกอบกับรายงานต่างๆ ที่ได้รับทางภาคพื้นดิน

บทที่ 18

คลื่นอากาศในเขตร้อน (Tropical Wave)

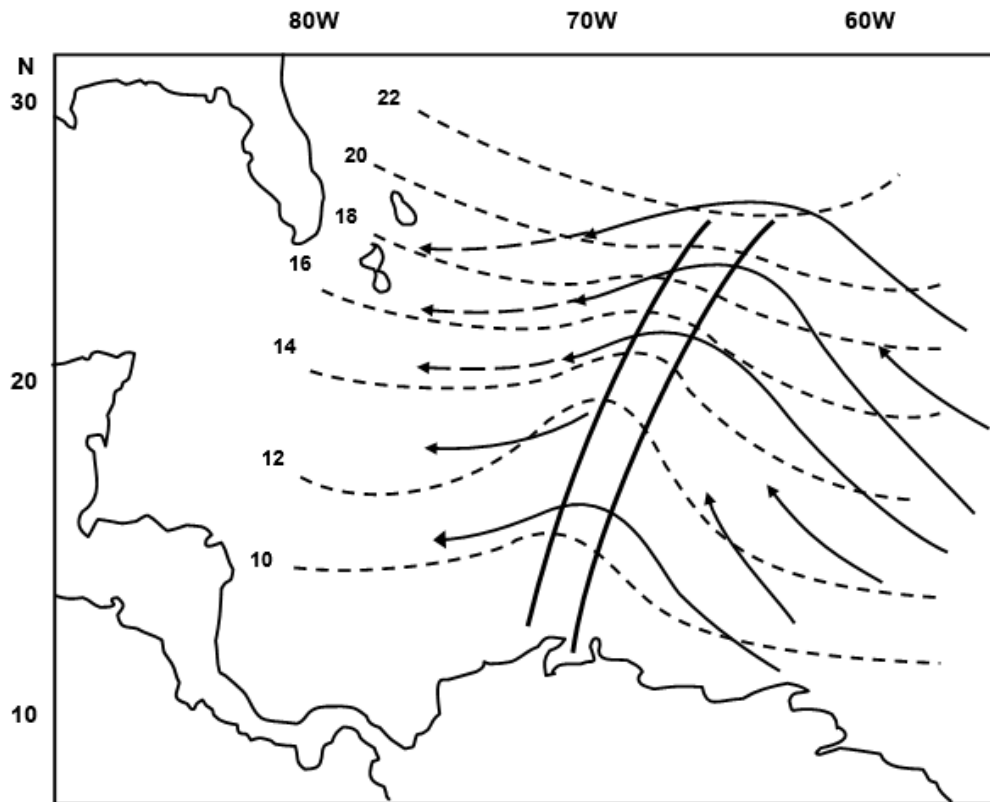
กล่าวนำ

เขตร้อนเป็นบริเวณที่มีรูปแบบของสภาพอากาศต่างไปจากที่อื่น ทำให้เป็นที่สนใจของนักอุตุนิยมวิทยาเป็นพิเศษ ปรากฏการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นในเขตร้อนที่เห็นได้ในแผนที่อากาศ จะได้รับอิทธิพลโดยตรงจากฮาดลีย์เซลล์ (Hadley cell) อาจกล่าวได้ว่ามี 2 ประเภท คือประเภทแรก ปรากฏการณ์นั้นเกิดขึ้นในเขตร้อนเอง แล้วเคลื่อนที่ไปตามกระแสลมฝ่ายตะวันออก (Easterly) อีกประเภทหนึ่ง เกิดในละติจูดสูงขึ้นไปแล้วมีความรุนแรงแผ่ลงมาถึงเขตร้อน ซึ่งพอสรุปได้ดังนี้

1. คลื่นตะวันออก (Easterly wave) หรือ คลื่นในกระแสลมฝ่ายตะวันออก

เป็นปรากฏการณ์ปั่นป่วนของกระแสอากาศในเขตร้อน ที่มีกระแสลมฝ่ายตะวันออกหรือลมค้าพัดปกคลุมอยู่ อากาศเป็นของไหลชนิดหนึ่งจึงมักเคลื่อนตัวในลักษณะการไหลขึ้นๆ ลงๆ เป็นลูกคลื่นเสมอ และหากมีการปั่นป่วนของอากาศรวมอยู่ด้วยในคลื่นนั้น ก็จะมีผลกระทบต่อสภาพอากาศมากยิ่งขึ้นไปด้วย

แม้ว่าโดยทั่วไปแล้วในลมค้าจะเป็นลมธรรมดาๆ ที่มีความคงตัวดี (Steady) ซึ่งทำให้สภาพอากาศเหนือบริเวณที่ลมค้าพัดปกคลุมพลอยมีอากาศดีไปด้วยก็ตาม แต่ในบางพื้นที่ของเขตร้อนก็อาจเกิดการปั่นป่วนของอากาศได้ ในบางครั้งมีการปั่นป่วนของอากาศในรูปคลื่น (Wave disturbance) หลายแบบปรากฏบนแผนที่อากาศซึ่งมีขนาดและความรุนแรงแตกต่างกันออกไป มีลักษณะหนึ่งที่เหมือนกันคือ ศูนย์กลาง (Main center) ของความกดอากาศต่ำจะไม่เป็นวงปิด แต่เป็นเพียงรูปคลื่นบนเส้นความกดอากาศเท่า โดยมีแนวร่องความกดอากาศต่ำ (Trough line) ทำมุมตั้งฉากกับเส้นความกดอากาศเท่า และเอียงทำมุมไปทางขวากับแนวลมค้าตามรูปที่ 1 เนื่องจากคลื่นเหล่านี้เคลื่อนตัวไปกับกระแสลมฝ่ายตะวันออก จึงเรียกว่า คลื่นตะวันออก (Easterly wave)



รูปที่ 1

1.1 แหล่งที่เกิดคลื่นตะวันออก

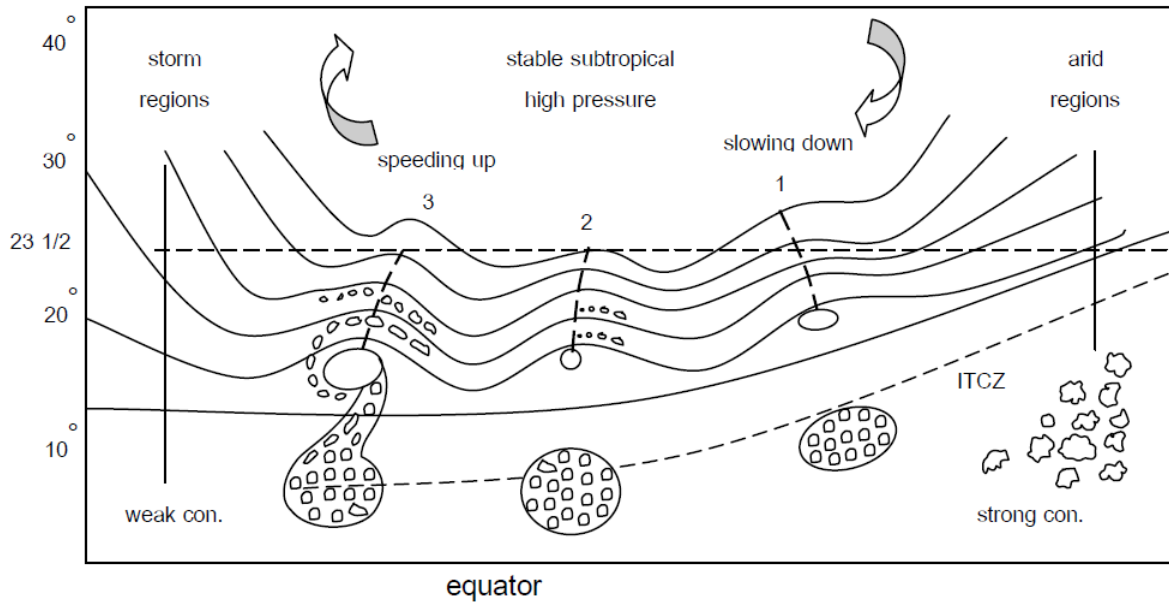
ส่วนใหญ่มักเกิดขึ้นบริเวณด้านตะวันตกของพื้นมหาสมุทรที่กว้างใหญ่ ในระหว่างละติจูด 5-20 องศา รู้จักกันดีในแถบทะเลแคริบเบียน และที่มีลักษณะคล้ายกับคลื่นตะวันออกก็พบในแปซิฟิกตอนเหนือเส้นศูนย์สูตร แต่ในซีกโลกใต้ไม่ค่อยปรากฏ

คลื่นตะวันออกเกิดขึ้นได้มากในช่วงปลายฤดูร้อน ซึ่งเป็นช่วงที่ชั้นอุณหภูมิกลับในลมค้า (Trade wind inversion) มีความรุนแรงลดลงเนื่องจากอุณหภูมิผิวน้ำทะเลมักจะขึ้นสูงสุดในรอบปี ถ้าเป็นแถบแคริบเบียนอาจเกิดขึ้นได้บ่อยๆ ทุก 3-5 วัน และบริเวณเกาะกวมอาจเกิดขึ้นได้ทุกๆ 2-3 วัน

1.2 การก่อตัวของคลื่นตะวันออก

โดยทั่วไปการสังเกตหาร่องรอยตำแหน่งเริ่มแรกของการเกิดคลื่นในบรรยากาศนั้นเป็นเรื่องยาก โดยเฉพาะในเขตร้อน ทั้งนี้เพราะสถานีตรวจอากาศในเขตร้อนมีน้อยจึงทำให้ขาดข้อมูลที่จะนำมาวิเคราะห์

ในลมค้าหรือกระแสลมฝ่ายตะวันออกที่อยู่ในละติจูดสูงขึ้นไป จะมีบางบริเวณที่มีแหล่งกระแสอากาศขึ้นอยู่ข้างใต้อากาศแห้ง โดยมีชั้นอุณหภูมิกลับ (Inversion) กั้นกลาง บริเวณนี้จะเกิด Wind shear และ Curvature ที่พื้นผิวนั้น ความไม่ราบเรียบจะเริ่มมากขึ้นเรื่อยๆ จนกลายเป็นคลื่นไปในที่สุด กระแสอากาศจะเคลื่อนตัวขึ้นและลงอย่างรวดเร็ว เร็วกว่าตัวคลื่นเองที่ค่อยๆ ขยับที่ละน้อยคล้ายกับลูกคลื่นที่เคลื่อนตัวช้าๆ ในกระแสน้ำดังรูปที่ 2 การเคลื่อนตัวในร่องคลื่นแบบนี้จะก่อให้เกิด



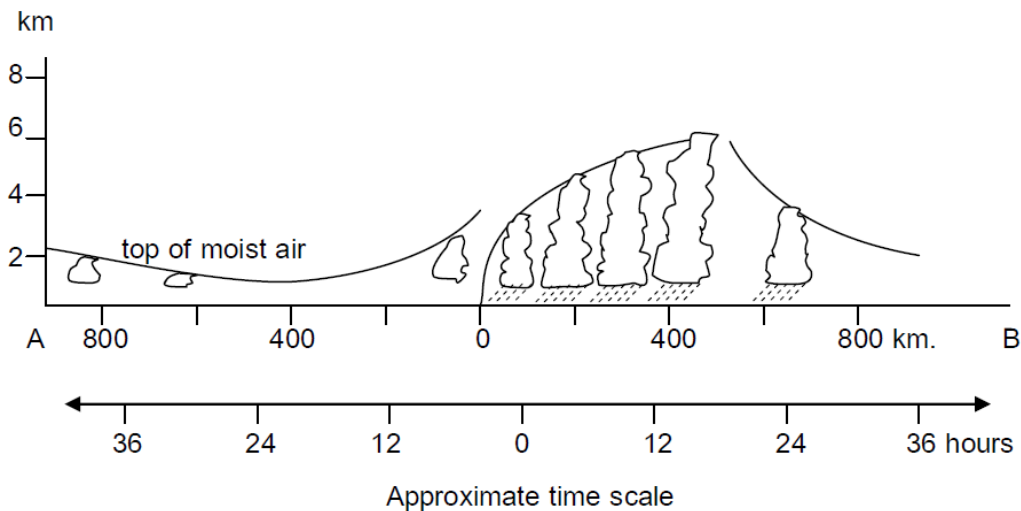
รูปที่ 2

บริเวณ Divergence และ Convergence ควบคู่กันไป และเมื่อลูกคลื่นใหญ่ขึ้นเรื่อยๆ ขณะเคลื่อนที่ไปทางตะวันตก ก็มีความชื้นจากมหาสมุทรเข้าไปสะสมมากขึ้นเรื่อยๆ ยิ่งกว่านั้นยังมีความไม่ทรงตัวมากอีกด้วย จากการเคลื่อนตัวผ่านน้ำทะเลอุ่นมาเป็นระยะทางไกล ดังนั้นเมื่อถึงเวลาและบริเวณที่ชั้นอุณหภูมิกลับในลมค้าอ่อนลงไปเรื่อยๆ ตามระยะทาง อากาศอุ่นก็จะทะลักออกขึ้นข้างบนเป็นสาเหตุให้เกิดเป็นฝนและพายุฝนฟ้าคะนอง และอาจเป็นต้นเหตุของการเกิดพายุหมุนในเขตร้อนได้ ซึ่งมีผลให้ผู้สนใจศึกษาคลื่นตะวันออกมากยิ่งขึ้น

1.3 ลักษณะของคลื่นตะวันออก

คลื่นตะวันออกเป็นการปั่นป่วนของอากาศในรูปคลื่น (Wave disturbance) ที่ปรากฏอยู่บนแผนที่อากาศ ในลักษณะของร่องความกดอากาศต่ำ (Trough of low pressure) โดยแนวแกนของคลื่นได้แผ่ออกจากบริเวณความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตร (Equatorial low pressure zone) ไปทางขั้วโลกและวางอยู่ในแนวทิศใต้เฉียงตะวันตกเฉียงใต้ และทิศเหนือเฉียงตะวันออกเฉียงเหนือ นอกจากนี้แล้วยังลาดเอียงตามความสูงอีกด้วย กล่าวคือจะเอียงไปทางทิศตะวันออกเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น โดยทั่วไปแล้วคลื่นชนิดนี้มีกำลังไม่แรงนักในระดับล่างๆ แต่จะแรงขึ้นและปรากฏให้เห็นอย่างชัดเจนในระดับกลางของบรรยากาศโทรโพสเฟียร์ และในระดับนี้เองจะเห็นเป็นการหมุนเวียนแบบไซโคลนิก (Cyclonic circulation)

คลื่นตะวันออกครอบคลุมพื้นที่กว้าง รูปที่ 3 มีความรุนแรงน้อยกว่าที่ระดับใกล้ผิวพื้น เมื่อเทียบกับที่ระดับ 4,000 เมตร (13,000 ฟุต) ซึ่งรุนแรงที่สุด โดยทั่วไปคลื่นตะวันออกเคลื่อนตัวด้วยความเร็วประมาณ 15-20 กม./ชม. (10-15 นอต) หากลมค้าที่ระดับล่างมีความรุนแรง คลื่นตะวันออกก็จะเคลื่อนตัวช้ากว่า ลมค้าเสมอ แต่ที่ระดับสูงขึ้นไปประมาณ 2,000 เมตร (6,500 ฟุต) ซึ่งลมค้าอ่อน คลื่นตะวันออกจะเคลื่อนตัวเร็วกว่าลมค้า ทำให้คาดได้ว่ามี Divergence ที่ระดับล่างถูก Convergence ทับซ้อนอยู่ระดับบน ขณะที่ด้านตะวันตกของแนวคลื่นกลับมีลักษณะตรงข้ามคือมี Convergence อยู่ระดับล่าง Divergence ระดับบน สภาพอากาศเลวจึงเกิดด้านตะวันออกของคลื่น ในกรณีที่ลมค้าระดับล่างอ่อน คลื่นตะวันออกจะเคลื่อนตัวเร็วกว่าลมค้า แต่ที่ระดับสูงขึ้นไปลมค้ามีกำลังแรง คลื่นตะวันออกจึงเคลื่อนตัวช้ากว่า สภาพอากาศเลวจะปรากฏที่ด้านตะวันตกของคลื่น โดยทั่วไปจะพบในกรณีแรกมากกว่า



รูปที่ 3

1.4 สภาพอากาศที่เกิดกับคลื่นตะวันออก

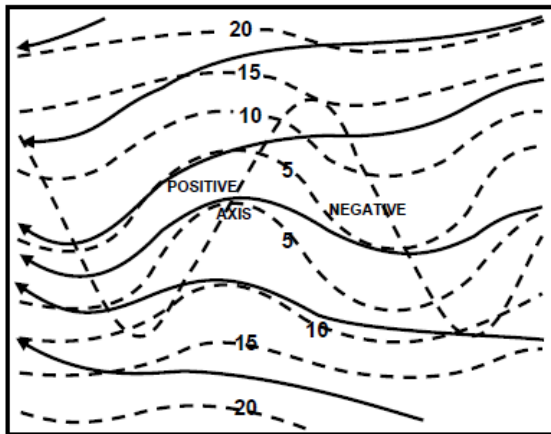
ด้านตะวันตกของคลื่นตะวันออกมักมีสภาพอากาศดี เนื่องจากมีชั้นอุณหภูมิลบในลมค้าขวางอากาศ ไม่ให้ยกตัวและทอดตัวลาดลงต่ำไปทางตะวันออก ทำให้บริเวณด้านตะวันตกของคลื่นตะวันออกมีความชื้นน้อย เป็นชั้นหนาเพียงประมาณ 5,000 ฟุต แต่ด้านตะวันออกของแนวคลื่นมีแนวพายุฟ้าคะนอง (Squall line) เกิดขึ้นเด่นชัด เพราะไม่มีชั้นอุณหภูมิลบในลมค้าขวาง และเป็นบริเวณที่เกิด Convergence ได้สูงสุด จึงมีความชื้นมาก มีชั้นหนาประมาณ 20,000 ฟุต และชั้นความชื้นนี้จะเริ่มลดลงจากบริเวณแนวคลื่นออกไปทางตะวันออก และยิ่งไกลออกไปก็จะอยู่ภายใต้อิทธิพลของลมค้า สภาพอากาศก็กลับสู่ปกติ

คลื่นตะวันออกเป็นข้อสังเกตสำคัญในเชิงภูมิอากาศ เนื่องจากทำให้เกิดฝนตกมากในบริเวณที่ควรจะแล้ง จึงนับว่าเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้มีปริมาณฝนสูงสุดในช่วงฤดูร้อน ซึ่งมักปรากฏในหลายๆ แห่งของแคริบเบียน และแปซิฟิกตะวันออก ที่ซึ่งมีฝนตกหนักจริงๆ เพียง 2-3 วันเท่านั้นในรอบปี เช่นที่เกาะกวม ในฮาวาย ช่วง 10 ปี 2 ใน 3 ของฝนรวมมาจากผลรวม 10 วันเท่านั้น ซึ่งก็เป็นช่วงที่มี Easterly wave เคลื่อนตัวผ่าน

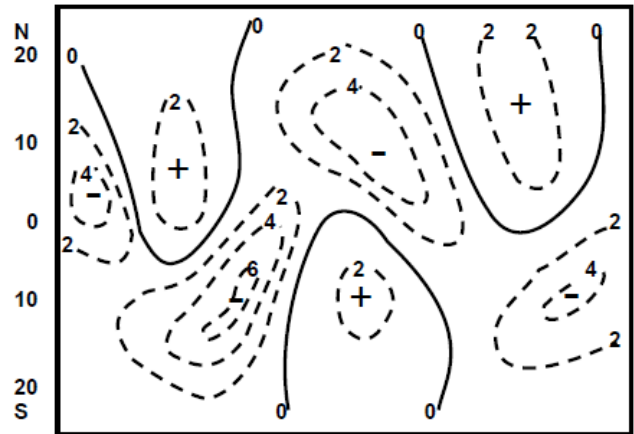
2. คลื่นแถบศูนย์สูตร (Equatorial wave)

จากการสังเกตของ Palmer พื้นที่บริเวณเกาะมาแชล ในแปซิฟิกตอนกลางช่วงปลายทศวรรษ 1940 พบว่าคลื่นนี้เป็นการปั่นป่วนของกระแสอากาศในเขตร้อนอีกแบบหนึ่ง อยู่ภายใต้อิทธิพลของกระแสลมฝ่ายตะวันออก (Easterly) ที่เกิดจากการสอบกกันของกระแสลมฝ่ายตะวันออก (The convergent easterly current) ไกลๆ แถบศูนย์สูตร มีความยาวคลื่นประมาณ 15 องศาลองจิจูด เคลื่อนตัว (Propagation) ไปทางทิศตะวันตกด้วยความเร็วประมาณ 10-15 นอต และเห็นได้ชัดเจนที่สุดใกล้กับเส้นศูนย์สูตร แกว่งตัวในแนวเหนือ-ใต้ ระหว่างซีกโลกทั้งสอง ตามรูปที่ 4a แม้ว่า Palmer จะไม่ได้กล่าวถึงรูปแบบสภาพอากาศที่เกิดขึ้น แต่ก็สามารถวิเคราะห์ได้จากบริเวณที่เป็นคอนเวอร์เจนซ์ (บริเวณเครื่องหมายลบ (-) ในรูปที่ 4b) Palmer เชื่อว่าเป็นลักษณะเฉพาะของแปซิฟิกตอนกลางระหว่างลองจิจูด 160 องศาตะวันออก ถึง 150 องศาตะวันตก ยิ่งกว่านั้นบริเวณที่มีคลื่นแถบศูนย์สูตรปรากฏ มักจะเป็นต้นเหตุของการไหลวนแบบไซโคลนิก (Cyclonic vortices) อาจมีโอกาสทวีความรุนแรงขึ้นเป็นพายุหมุนเขตร้อนได้ Palmer ยังชี้ให้เห็นว่าในความเป็นจริงแล้วพายุหมุนเขตร้อนล้วนเกิดจากคลื่นที่อยู่ภายใต้อิทธิพลของกระแสลมฝ่ายตะวันออกทั้งสิ้น ไม่ว่าจะเป็นคลื่นแถบศูนย์สูตรหรือคลื่นตะวันออกก็ตาม

จากการศึกษาในช่วงเวลาต่อมา เมื่อนำภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียมมาประกอบกับตัวแบบของ Palmer แล้วพบว่าสภาพอากาศที่เกิดขึ้น สอดคล้องกับสมมติฐานของ Palmer ได้เป็นอย่างดี



รูปที่ 4a



รูปที่ 4b

3. คลื่นเหนี่ยวนำ (Induced wave)

เป็นการปั่นป่วนของอากาศในรูปคลื่น (Wave disturbance) อีกแบบหนึ่ง ซึ่งเกิดจากบรรยากาศในระดับต่ำที่อยู่ภายใต้อิทธิพลของลมฝ่ายตะวันออกถูกรบกวนโดยการเหนี่ยวนำจากการปั่นป่วนในบรรยากาศระดับบน เช่น ไซโคลนในระดับสูงไม่สามารถแผ่ขยายลึกลงมาลงสู่ระดับต่ำได้ แต่เราทราบว่า มีไซโคลนในระดับสูงได้ โดยการสังเกตคลื่นไซโคลนิก (Cyclonic wave) ที่เกิดในระดับต่ำ รูปแบบนี้มักเกิดในช่วงฤดูร้อน แต่ในฤดูหนาวก็สามารถเกิดได้ภายใต้ร่องความกดอากาศต่ำในกระแสลมฝ่ายตะวันตกระดับบน ที่พัดปกคลุมเหนือกระแสลมฝ่ายตะวันออกชั้นล่าง ซึ่งเรียกว่า Polar trough

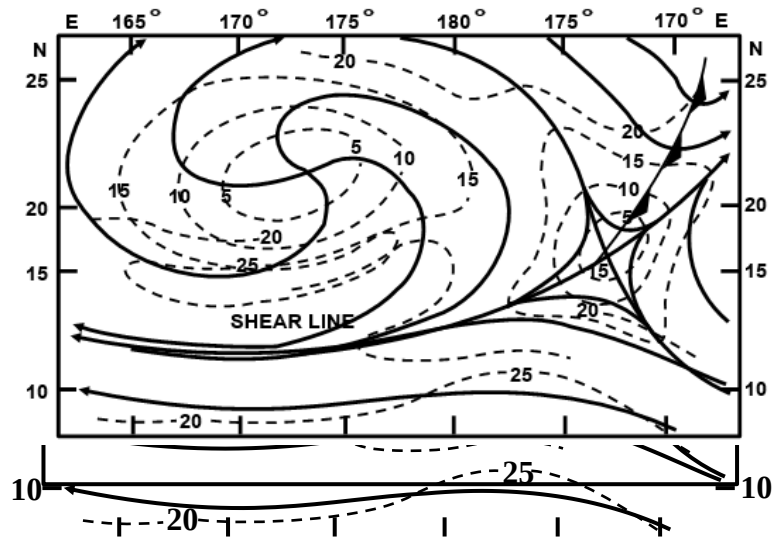
คลื่นเหนี่ยวนำนี้มีลักษณะคล้ายคลื่นตะวันออกทั้งรูปแบบและสภาพอากาศที่เกิดขึ้น แต่ส่วนที่แตกต่างคือการเคลื่อนที่ ซึ่งโดยทั่วไปคลื่นตะวันออกเคลื่อนไปทางตะวันตก แต่คลื่นเหนี่ยวนำเคลื่อนไปตามการเคลื่อนที่ของไซโคลนในระดับสูง ซึ่งอาจเคลื่อนไปทางตะวันตกอย่างช้า ๆ หรือเกือบหยุดนิ่ง หรือไปทางตะวันออกอย่างช้า ๆ ก็ได้ และอาจเคลื่อนไปตาม Westerly trough ก็ได้

Shear Line

Shear line คือ แนวการยกตัวของกระแสอากาศ (Line of active convection) มีความเกี่ยวข้อง และการเคลื่อนตัวสัมพันธ์กับแนวปะทะอากาศเย็น เกิดขึ้นเนื่องจากการพัดสอบเข้าหากันของลมตลอดแนวนี้สามารถวิเคราะห์ได้จาก Cyclonic shear ใน Upper tropospheric trough และมีลักษณะการเกิดคล้ายกับ Near equatorial trade wind convergence (NETWC) ในระดับต่ำ

ระหว่างฤดูหนาวแนวปะทะอากาศเย็นมักจะเคลื่อนตัวลงมาในละติจูดต่ำๆ ปกคลุมพื้นที่ในเขตร้อน ขณะที่เคลื่อนตัวลงมาถึงบริเวณกึ่งเขตร้อน (Subtropical) ขึ้นความหนาของกระแสอากาศเย็นจาก ขั้วโลก (Current of polar air) จะมีขนาดลดลง แนวของ Shear line พิจารณาได้จากบริเวณที่อุณหภูมิและอุณหภูมิจุดน้ำค้างที่ระดับผิวพื้นเริ่มที่จะไม่ต่อเนื่องกัน (Discontinuity) ซึ่งสาเหตุนี้เกิดจากการเย็นลงของผิวพื้นในเวลากลางคืนที่เกิดขึ้นบริเวณที่อากาศแจ่มใสซึ่งมีคุณสมบัติเย็นและแห้งหลังแนวปะทะอากาศเย็น

สภาพอากาศที่เกิดในบริเวณ Shear line มักจะมีพายุฝนตกได้หากมีลักษณะภูมิประเทศที่เอื้ออำนวย เช่นแนวเทือกเขา เป็นต้น เกลี่ยความสูงของยอดเมฆที่ก่อตัวในทางตั้ง ประมาณ 10,000-15,000 ฟุต (3-4.5 กิโลเมตร) ส่วนการติดตามตำแหน่งของ Shear line ที่เคลื่อนตัวผ่านน่านน้ำ พิจารณาได้จากแนวปะทะอากาศเย็น โดยใช้ภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียมเป็นเครื่องมือช่วย ซึ่งในแนวปะทะอากาศเย็นมักจะพบแนวการยกตัวของกระแสอากาศในทางตั้งปรากฏอยู่บริเวณขอบด้านหน้าของแนวปะทะ แต่บางครั้งอาจจะวางตัวขนานและอยู่ด้านหลังของแนวปะทะก็ได้



รูปที่ 5 แสดงรูปแบบความสัมพันธ์ของแนวปะทะอากาศเย็นกับแนว Shear line

ในรูปแสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ของ Shear line กับแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวลงมาในละติจูดต่ำๆ Shear line มักจะเกิดขึ้นตรงบริเวณแกนของแนวลมพัดสอบเข้าหากัน (Asymptote of convergence) ของลมค้า หลังจาก that แนวปะทะอากาศเย็นนั้นเริ่มเคลื่อนที่ช้าลง กระบวนการต่างๆ ที่ก่อให้เกิดเมฆหรือฝนจะมีลักษณะเช่นเดียวกับ Near equatorial trade wind convergence เมฆแผ่นที่เกิดในแนว Shear line มีความสูงตั้งแต่ 8,000-12,000 ฟุต มักจะแผ่เปิดบังเมฆก้อนที่แผ่ตัวอยู่ภายใน เมื่อแนว Shear line เคลื่อนที่ผ่านบริเวณที่เป็นภูเขา อาจจะก่อให้เกิดฝนตกในบริเวณด้านรับลมได้

ตัวอย่างเช่น วันที่ 31 ธ.ค.2530 และวันที่ 1 ม.ค.2531 แนว Shear line เกิดขึ้นพัดผ่านเกาะ โออาฮู (Oahu) ในหมู่เกาะฮาวาย ซึ่งมีแนวเทือกเขา กูลาอู (Koolau) เป็นตัวทำให้เกิดแรงยก ประกอบกับแนว Shear line ที่เกิดขึ้นอยู่บริเวณด้านตะวันตกของ ร่องความกดอากาศต่ำในกระแสลมฝ่ายตะวันตกที่ระดับบน (Upper westerlies trough) สภาพอากาศที่เกิดขึ้นพบว่ามีฝนตกต่อเนื่องโดยเฉพาะทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ของเกาะ Oahu ซึ่งเป็นด้านรับลม แต่ไม่มีลักษณะของฟ้าคะนองเกิดร่วมด้วย ยอดเมฆสูงประมาณ 19,000 ฟุต (5.8 กม.) ปริมาณน้ำฝนภายใน 24 ชั่วโมงวัดได้ถึง 25 นิ้ว (635 มม.)

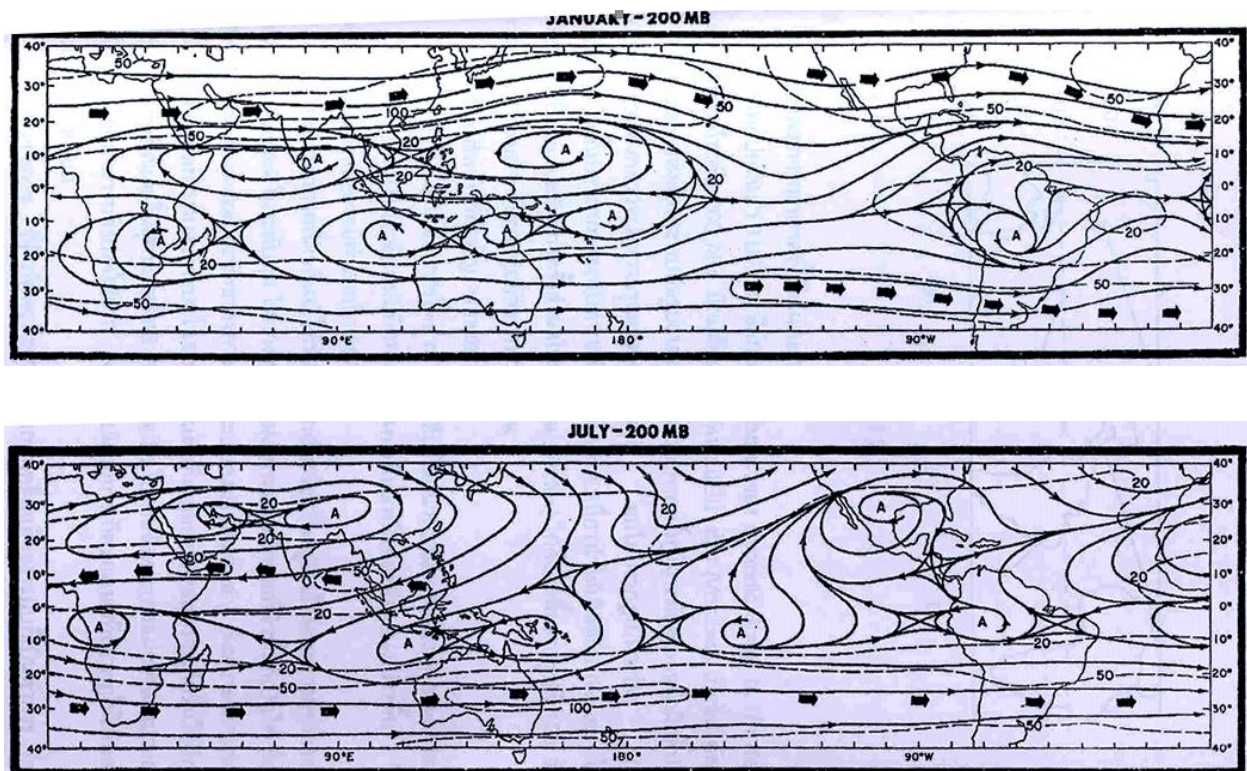
บางครั้ง Shear line ก็ยากต่อการตรวจพบ ถึงแม้ว่าจะใช้ภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียมเป็นเครื่องมือช่วยก็ตาม ทั้งนี้เพราะ Shear line อาจจะสลายตัวลงอย่างรวดเร็วตามแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวลงมาบริเวณศูนย์สูตรอย่างรวดเร็ว (Strong equatorward surge)

สำหรับประเทศไทยมักได้รับผลกระทบจากแนว Shear line นี้ โดยเฉพาะในภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือในช่วงเปลี่ยนฤดู คือ เดือน ก.พ. - มี.ค. และ ต.ค.

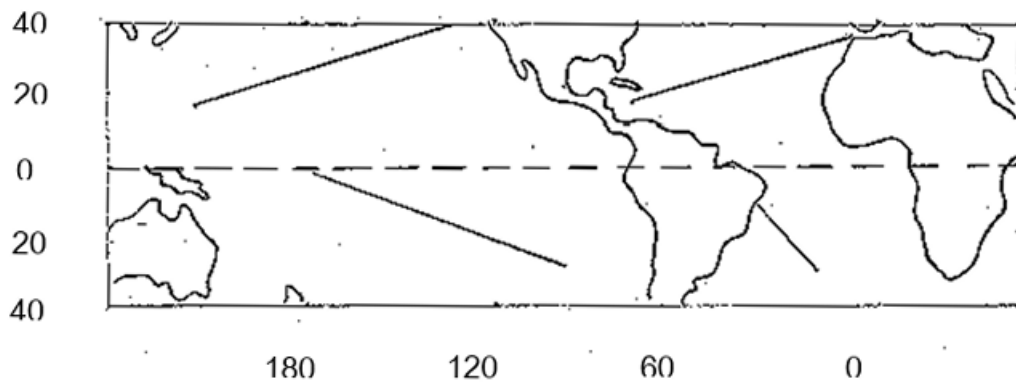
ร่องความกดอากาศต่ำระดับสูงในเขตร้อน (Tropical Upper Tropospheric Trough : TUTT)

TUTT ได้แก่ Trough ที่เกิดในชั้นบรรยากาศระดับบนบริเวณแอตแลนติกตอนเหนือ และแปซิฟิกตอนเหนือ และได้ ซึ่งมีลักษณะการไหลเวียนของอากาศที่มีรูปแบบเฉพาะ โดยเกิดในช่วงฤดูร้อนของแต่ละซีกโลก มีการเรียงตัวตามแนว NE-SW ในซีกโลกเหนือ และจาก NW-SE ในซีกโลกใต้ TUTT จะปรากฏให้เห็นเด่นชัดบนแผนที่ลมชั้นบนที่วิเคราะห์ได้ในเดือนกรกฎาคม ตามรูปที่ 6 ในแอตแลนติกตอนเหนือ TUTT จะมีบริเวณครอบคลุมตลอดความกว้างของมหาสมุทรทั้งหมด ขณะที่ในแปซิฟิกตอนเหนือ TUTT จะมีผลกระทบเฉพาะบริเวณด้านตะวันออกและตอนกลางของมหาสมุทรเท่านั้น สำหรับในแอตแลนติกตอนใต้ TUTT จะมีความรุนแรงน้อยมาก จนแทบจะสังเกตไม่พบเมื่อวิเคราะห์จากแผนที่ลมชั้นบนเฉลี่ยในช่วงเดือนมกราคมตามรูปที่ 6 อย่างไรก็ตามในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกใต้ TUTT มักปรากฏให้เห็นเด่นชัดและสังเกตได้ง่ายในการวิเคราะห์ Stream Line ในแต่ละวันที่ระดับ 200 hPa ซึ่งตำแหน่ง โดยเฉลี่ยดูได้จากในรูปที่ 7

โดยทั่วไป TUTT จะมีความรุนแรงและสามารถสังเกตเห็นได้เด่นชัดกว่าที่แสดงในรูป (ซึ่งเป็นเพียงผลของการวิเคราะห์โดยเฉลี่ย) จากการศึกษาภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียมลักษณะการเกิดของ TUTT ในแอตแลนติกตอนเหนือ และในแปซิฟิกด้านตะวันตก พบว่าหย่อมความกดอากาศต่ำระดับบน (Upper level lows) หลังจากมีการก่อตัวแล้วมักจะเคลื่อนที่ไปทางตะวันตก ตามแนวของ Trough นี้ซึ่งจะไปกระตุ้นการเกิดคลื่น (Wave perturbations) และนำไปสู่กระบวนการพาความร้อน (Convective activity) ในบรรยากาศระดับล่าง (Low level flow) โดยบางครั้งการไหลเวียนลักษณะนี้ในชั้นบรรยากาศระดับบนอาจมีอิทธิพลลงมาถึงการไหลเวียนในระดับล่าง ส่งผลต่อการเกิดสภาพอากาศ และอาจเป็นปัจจัยเสริมในการเกิดพายุหมุนเขตร้อนได้



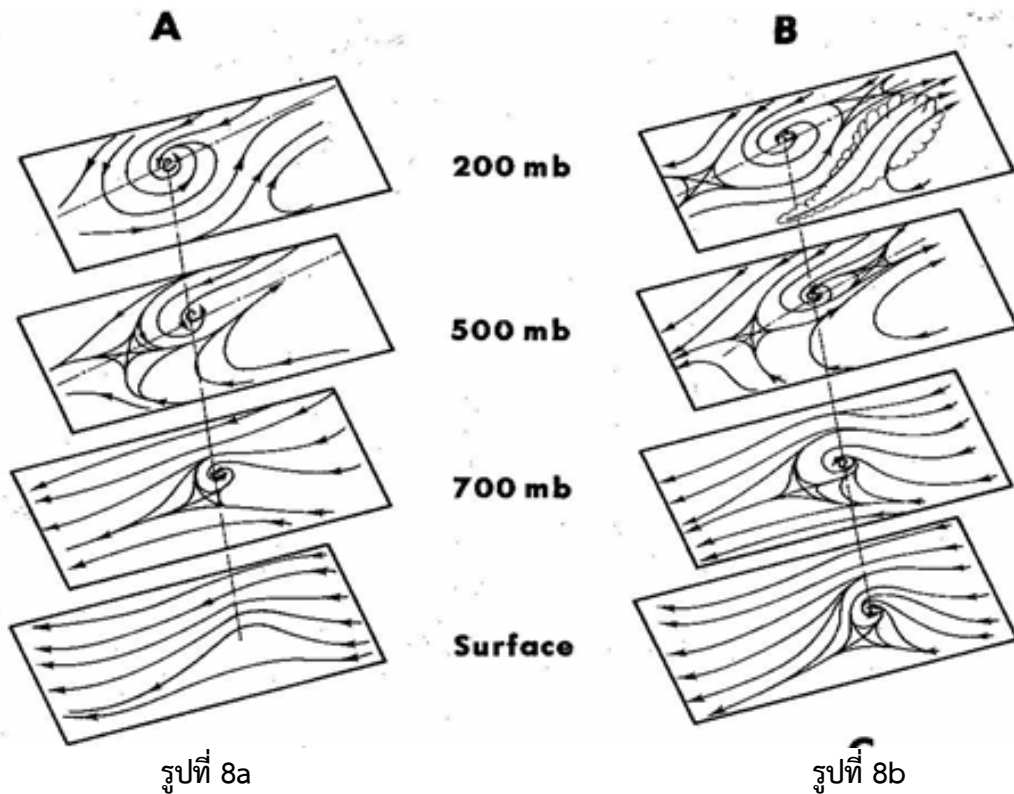
รูปที่ 6



รูปที่ 7

การเกิดสภาพอากาศที่เป็นผลมาจาก TUTT

แม้ว่าโดยปกติแล้ว TUTT จะมีลักษณะการเกิดเป็นแนวของ Cyclonic shear ณ บริเวณรอยต่อระหว่าง Ridge ที่ระดับ 200 hPa มักมีลักษณะของการไหลวนเป็นวงปิด (Vortices) เกิดขึ้นได้ตามแนวของ TUTT และอาจส่งผลกระทบต่อรูปแบบของการไหลของอากาศลงมาในระดับล่างจนถึงผิวพื้นได้ โดยทั่วไปการไหลวนดังกล่าวจะมีความรุนแรงลดลงตามความสูง จนไม่ปรากฏเป็นวงปิด (Closed circulations) ในชั้นบรรยากาศระดับต่ำ แต่ถึงอย่างไรก็มีโอกาสเหนี่ยวนำให้เกิดคลื่น (Waves) ในระดับต่ำได้ตามรูปที่ 8a และในบางครั้งส่งผลให้เกิดการไหลวน (Vortex) ได้ถึงผิวพื้นตามรูปที่ 8b อันนำไปสู่สภาวะที่เหมาะสมสำหรับการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อน



รูปที่ 8a

รูปที่ 8b

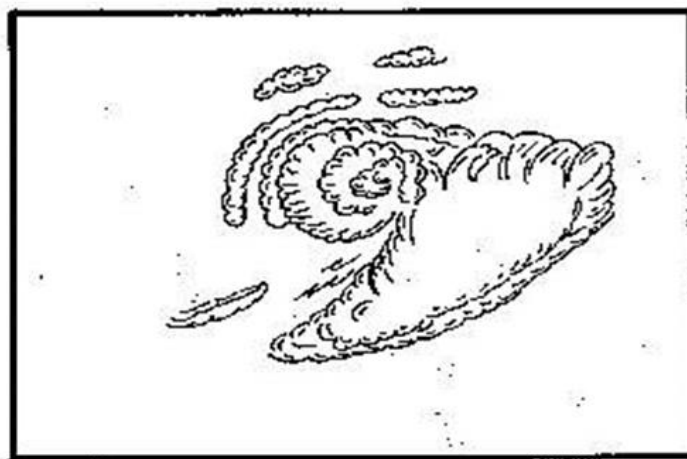
คุณสมบัติหลักที่สำคัญ พอจะสรุปได้ดังนี้

1. โดยทั่วไป แกนของการไหลวน (Vortex) จะเอียงในแนวตะวันออกเฉียงใต้ ตามความสูงที่ลดลง ในขณะที่ตำแหน่งในระดับบนมีทิศทางอยู่ด้านตะวันตกเฉียงเหนือของตำแหน่งที่ผิวพื้น ซึ่งระยะระหว่างตำแหน่งทั้งสองอาจมีค่ามากถึง 300 NM

2. ชั้นบรรยากาศที่ผิวพื้นจะได้รับผลกระทบมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับลักษณะความรุนแรงและชั้นความหนาของ Vortex ในระดับบน ในบางครั้งอาจจะไม่ส่งผลกระทบอะไรเลยที่ผิวพื้นก็ได้ ซึ่งโดยทั่วไป Trade wind inversion จะขัดขวางการแผ่ขยายของระบบลงมายังระดับล่าง ซึ่งหมายความว่า การที่ระดับผิวพื้นได้รับผลกระทบจากระบบในระดับบนนั้น ด้านตะวันตกของมหาสมุทรจะเกิดขึ้นได้ดีกว่าด้านตะวันออก การเกิดและสิ้นสุดของคลื่นอากาศที่ผิวพื้นอาจเป็นไปตามจังหวะการแผ่ขยายลงมาของระบบในระดับบนโดยสามารถสังเกตได้จาก การก่อตัวและรูปแบบการเกิดของเมฆที่ปรากฏให้เห็นจากภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียม

3. Disturbance ที่ผิวพื้นจะมีการเคลื่อนตัวตามการเคลื่อนที่ของระบบที่เป็นตัวการ ซึ่งโดยทั่วไปมักไม่แน่นอนหรือมีความแปรปรวนสูง โดยทั่วไประบบที่เกิดในแอตแลนติกตอนเหนือจนถึงด้านตะวันตกของเส้นลองจิจูดที่ 50 องศาตะวันตก จะเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตก ส่วนระบบที่อยู่ด้านตะวันออกของเส้นดังกล่าวจะเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออก และสำหรับระบบที่เกิดบริเวณตอนกลาง มีแนวโน้มที่จะเคลื่อนที่ในทิศทางวนไปวนมาและมีค่าของความเร็วในการเคลื่อนที่แปรปรวนได้มาก คือตั้งแต่ประมาณ 12 นอต จนกระทั่งเกือบไม่เคลื่อนที่เลย ดังนั้นจึงยากที่จะพยากรณ์การเคลื่อนที่ของระบบ ปกติจะใช้คุณสมบัติความต่อเนื่อง (Persistence) มาใช้ในการพยากรณ์ส่วนบริเวณตอนเหนือของแปซิฟิกด้านตะวันตก การพยากรณ์จะค่อนข้างง่ายกว่าเนื่องจากระบบมักจะเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกด้วยความเร็วประมาณ 10-15 นอต

4. เมฆจะก่อตัวด้านทิศใต้ของ Trough ที่ระดับ 200 hPa และรูปแบบการเกิดจะขึ้นอยู่กับชั้นความหนา ความรุนแรง และความชันของ Trough ดังตัวอย่างในรูปที่ 9 ตำแหน่งของระบบที่ระดับ 700 hPa อาจสังเกตได้จากบริเวณศูนย์กลางของเมฆ ที่มีรูปแบบการก่อตัววนเป็นวง (Cloud vortex) แต่ส่วนใหญ่ที่พบมักมีความรุนแรงน้อยกว่าที่แสดงในรูป และบางครั้งถูกบดบังโดยกลุ่มเมฆขนาดใหญ่ที่อยู่ด้านตะวันออกเฉียงใต้ของตำแหน่งศูนย์กลางนี้ ซึ่งเมฆดังกล่าวมักเกิดบริเวณใต้ชั้นของ Divergent ที่ระดับ 200 hPa



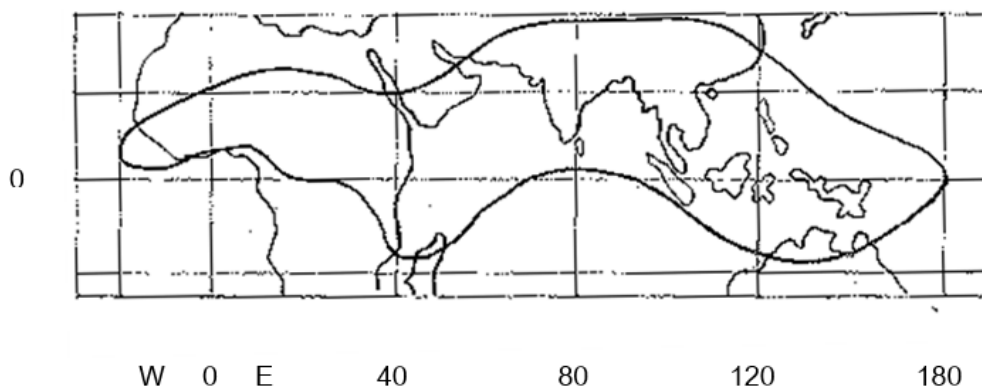
รูปที่ 9

ข้อเปรียบเทียบคุณสมบัติที่เหมือนและแตกต่างระหว่าง TUTT กับ Easterly wave

1. บริเวณที่เมฆปกคลุมมากที่สุดและมีสภาพอากาศเกิดร่วมด้วย จะอยู่บริเวณด้านตะวันออกของระบบทั้งสอง
2. Easterly wave ที่มีรูปแบบการเกิดชัดเจน (True easterly waves) จะมีการเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันตกอย่างต่อเนื่อง ด้วยความเร็วคงที่ แต่ Wave ที่เกิดจาก TUTT จะมีทิศทางการเคลื่อนที่ไม่แน่นอน
3. Easterly wave ส่วนใหญ่จะเริ่มพัฒนาตัวในชั้นบรรยากาศระดับกลาง (Middle troposphere) และความรุนแรงจะลดลงตามความสูง ขณะที่ระบบของ TUTT จะมีความรุนแรงเพิ่มขึ้นจากระดับล่างไปจนถึงที่ระดับ 200 hPa
4. รูปแบบการไหลวนของ Easterly wave มีแนวแกนเอียงไปทางด้านตะวันออก ในขณะที่ระบบของ TUTT เอียงไปด้านตะวันตกตามความสูง

มรสุม (Monsoon)

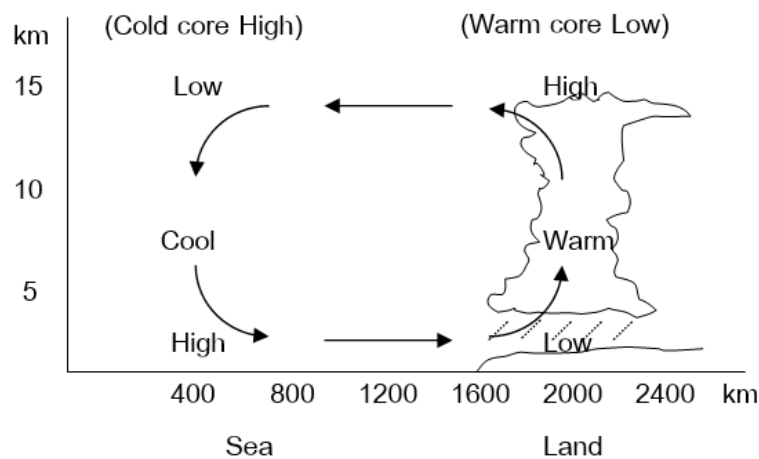
คำว่า “Monsoon” นั้นมาจากคำเดิมว่า “Mausim” เป็นภาษาอาหรับ แปลว่า ลมประจำฤดู หรือ ลมตามฤดูกาล ลมมรสุมเป็นระบบลมขนาดใหญ่ที่พัดครอบคลุมภูมิภาคที่กว้างใหญ่ และมีอิทธิพลต่อลักษณะภูมิอากาศของพื้นที่ดังกล่าวอย่างเต็มที่ การหมุนเวียนในระบบนี้ขึ้นอยู่กับการเล่นตัวลงของพื้นแผ่นดินอย่างรวดเร็วในช่วงที่เป็นฤดูหนาว และการร้อนขึ้นอย่างรวดเร็วในช่วงฤดูร้อน ผลจากกระบวนการดังกล่าวก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศเป็นบริเวณกว้าง จากฤดูร้อนสู่ฤดูหนาว เป็นสาเหตุทำให้เกิดการหมุนเวียนของกระแสลมกลับทิศทางกันในแต่ละฤดูกาล ภาคพื้นทวีปอันกว้างใหญ่ไพศาลของทวีปเอเชียเป็นปัจจัยสำคัญที่ทำให้เกิดการผันแปรของอุณหภูมิอย่างรวดเร็วเมื่อฤดูกาลเปลี่ยนไป เช่น ในฤดูหนาวในบางพื้นที่ของไซบีเรีย อุณหภูมิจะลดลงถึง -78 องศาเซลเซียส แต่ในฤดูร้อนมรสุมมักเกิดได้เด่นชัดใน เขตภูมิภาคที่กว้างใหญ่ มีลักษณะเป็นพื้นทวีปที่อยู่ติดต่อกับพื้นมหาสมุทร ดังนั้นมรสุมมักปรากฏตามเขตต่างๆ ของทวีปเอเชีย เช่น แถบเอเชียใต้ เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เอเชียตะวันออก บริเวณมหาสมุทรอินเดียตอนเหนือ และด้านตะวันตกสุดของเขตมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ นอกจากนั้นยังปรากฏในแถบชายฝั่งทางตอนเหนือของทวีปออสเตรเลีย คาบสมุทรอาหรับ และชายฝั่งกินีของทวีปแอฟริกา เป็นต้น ดังรูปที่ 10 อิทธิพลของมรสุมจะลดลงหรืออ่อนกำลังลงอย่างชัดเจนในเขตภาคพื้นทวีปทางตอนใน ซึ่งเป็นบริเวณที่อยู่ห่างจากเขตศูนย์สูตรออกไป โดยในช่วงฤดูร้อนการหมุนเวียนของมรสุมในบรรยากาศระดับต่ำเหนือเขตภาคพื้นทวีปจะเป็นแบบไซโคลนิก (Cyclonic) และในช่วงฤดูหนาวจะเป็นแบบแอนตี้ไซโคลนิก (Anticyclonic)



รูปที่ 10

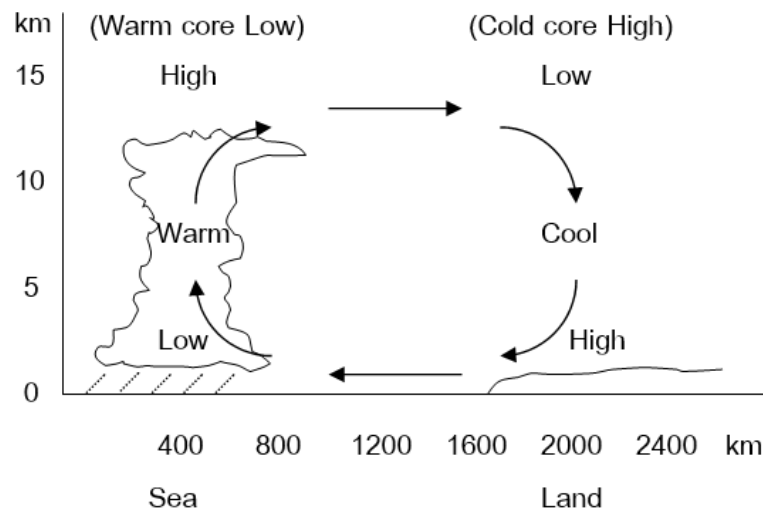
การก่อตัวของมรสุม

บนพื้นแผ่นดินนั้นมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามฤดูกาลมากกว่าบริเวณน่านน้ำหรือมหาสมุทร โดยเฉพาะบริเวณละติจูดที่ 15-30 องศาเหนือและใต้ เนื่องจากบริเวณนี้ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์ในช่วงที่เป็นฤดูร้อนอย่างเต็มที่ ดังนั้นอุณหภูมิในเขตนี้จะสูงโดยเฉพาะอย่างยิ่งในภาคพื้นทวีปที่เป็นทะเลทราย ขณะที่พื้นดินถูกทำให้ร้อนขึ้น อากาศที่อยู่ติดกับบริเวณนี้จะมีน้ำหนักแน่นลดลง ทำให้ความกดอากาศบริเวณนี้ลดลงด้วย ตรงกันข้ามกับบริเวณน่านน้ำเมื่อได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ ผิวน้ำจะดูดซับความร้อนและกระจายลึกลงไป นอกจากนี้กระแสน้ำในมหาสมุทรมายังช่วยกระจายความร้อนจากบริเวณนี้ไปยังละติจูดอื่นๆ เพื่อไม่ให้เกิดการเพิ่มความร้อนอย่างรุนแรงเหนือผิวน้ำ ดังนั้นในช่วงฤดูร้อนอากาศที่อยู่ติดกับบริเวณน่านน้ำจะเย็นกว่า และมีความหนาแน่นมากกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับบริเวณที่เป็นแผ่นดิน ทำให้บริเวณภาคพื้นทวีปตอนในจะกลายเป็นศูนย์กลางของหย่อมความกดอากาศต่ำ (Low pressure center) และเนื่องจากความชันของความกดอากาศทำให้ลมพัดจากบริเวณน่านน้ำเข้าสู่บริเวณที่เป็นพื้นดิน



รูปที่ 11 Summer

ในช่วงฤดูหนาว บริเวณภาคพื้นทวีปที่กว้างใหญ่ตอนในเย็นตัวลงอย่างรวดเร็ว อากาศที่ปกคลุมบริเวณดังกล่าวย่อมเย็นลงตามไปด้วย ความหนาแน่นและความกดอากาศผิวพื้นบริเวณนี้จึงเพิ่มขึ้น ขณะที่บริเวณน่านน้ำจะเย็นตัวลงอย่างช้าๆ ทำให้มีอุณหภูมิสูงกว่าบริเวณภาคพื้นทวีปทางตอนใน ดังนั้นในฤดูหนาวความชันของความกดอากาศไหลจากบริเวณความกดอากาศสูง ที่ปกคลุมเหนือแผ่นดินไปยังบริเวณที่เป็นหย่อมความกดอากาศต่ำ ที่ปกคลุมเหนือน่านน้ำ ทำให้อากาศเคลื่อนตัวจากแผ่นดินไปสู่น่านน้ำ คล้ายกับลมค้าที่พัดปกคลุมเหนือนามหาสมุทร แต่โดยทั่วไปแล้วลมมรสุมจะมีค่าความเร็วลมน้อยกว่า รูปที่ 12



รูปที่ 12 Winter

หากพิจารณาทิศทางของลมที่พัดประจำในบริเวณที่เป็นภาคพื้นทวีปและบริเวณมหาสมุทรที่อยู่ติดต่อกันในเขตร้อนนั้น จะสามารถแบ่งฤดูกาลออกเป็น 2 ฤดูกาลใหญ่ คือ ฤดูร้อน (Summer or Wet season) และ ฤดูหนาว (Winter or Dry season)

ลักษณะทั่วไปของมรสุม (General characteristics of monsoons)

ในทางอุตุนิยมวิทยาเรามักคุ้นเคยกับคำว่าลมมรสุม ทั้งนี้เพราะใช้อธิบายเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นตามปกติของการเกิดฤดูฝนในเขตร้อน Ramage ได้ให้หลักเกณฑ์การพิจารณาเขตลมมรสุมไว้ 4 ประการดังนี้

1. ทิศทางของลมที่พัดประจำเปลี่ยนทิศไปอย่างน้อย 120 องศา ในระหว่างเดือนมกราคมและเดือนกรกฎาคม
2. ค่าเฉลี่ยของความถี่ของทิศทางของลมที่พัดประจำในเดือนมกราคมและกรกฎาคมมากกว่า 40%
3. ค่าความเร็วลมเฉลี่ยอย่างน้อยในเดือนใดเดือนหนึ่งระหว่างเดือนมกราคมและเดือนกรกฎาคมต้องมีความเร็วมากกว่า 6 นอต
4. ระบบมีการเปลี่ยนแปลงหรือเคลื่อนย้ายเพียงเล็กน้อย หรืออาจมีไซโคลนหรือแอนตี้ไซโคลนเกิดขึ้นสลับกัน

บริเวณพื้นที่ได้รับอิทธิพลของมรสุม ตามเกณฑ์ของ Ramage

พื้นที่ส่วนใหญ่ในเขตร้อนมีลักษณะภูมิอากาศแบบลมมรสุม (Monsoon climate) โดยเฉพาะบริเวณพื้นที่ที่อยู่ทางซีกตะวันออก ลักษณะภูมิอากาศแบบมรสุมพบทางตอนใต้ของทวีปเอเชีย, แอฟริกา, ตอนเหนือของทวีปออสเตรเลีย และตอนกลางของอเมริกากลาง ในแต่ละพื้นที่จะมีลักษณะของลมมรสุมแตกต่างกัน ทั้งนี้เนื่องจากมีความแตกต่างกันในทางภูมิศาสตร์ เช่น ลักษณะภูมิประเทศที่มีผลต่อทิศทางและการเคลื่อนที่ของลมมรสุม ในทวีปเอเชียลมมรสุมจะเห็นได้อย่างชัดเจนและรุนแรงกว่าบริเวณอื่น รวมทั้งพัดปกคลุมเป็นบริเวณกว้าง ทั้งนี้เนื่องจากเหตุผล 2 ประการคือ

1. ทวีปเอเชียเป็นแผ่นดินที่กว้างใหญ่ และไหล่ทวีปทอดติดต่อกับพื้นมหาสมุทรแปซิฟิก
2. เทือกเขาหิมาลัยซึ่งทอดตัวในแนวทิศตะวันตก-ตะวันออก เป็นตัวการสำคัญที่กั้นมวลอากาศระหว่างซีกโลกเหนือกับซีกโลกใต้ออกจากกัน

มรสุมทวีปเอเชีย (The Asian Monsoon)

ลักษณะทางภูมิศาสตร์

พื้นที่ทางตอนใต้ของทวีปเอเชียมีลักษณะเป็นภูเขาซึ่งวางตัวในแนวตะวันออก-ตะวันตก แนวเทือกเขาที่สำคัญประกอบด้วยแนวเทือกเขาหิมาลัย, แนวเทือกเขา MAKRAN ในประเทศปากีสถานและอิหร่าน แนวเทือกเขา KOPET, ELBURZ และ ZAGROS ในประเทศอิหร่าน แนวเทือกเขา GHAT ในประเทศอินเดีย และ ARAKAN YOMA ในประเทศพม่า แนวเทือกเขาทั้งหมดมีผลต่อระบบการหมุนเวียนของลมมรสุม สำหรับบริเวณพื้นที่สำคัญของทวีปเอเชียได้แก่มหาสมุทรอินเดีย, ทะเลจีนใต้, อ่าวไทย, อ่าวเบงกอล, และทะเลอาระเบีย

การแบ่งเขตมรสุมในทวีปเอเชีย

บริเวณทางตอนใต้ของทวีปเอเชียตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของลมมรสุม แต่ผลกระทบที่เกิดขึ้นมีความแตกต่างกันไปในแต่ละพื้นที่ หากพิจารณาจากตำแหน่งของที่ราบสูงทิเบต (Tibetan plateau) แบ่งออกได้เป็น 3 ส่วนด้วยกันคือ

1. ด้านตะวันตกของที่ราบสูงทิเบต

บริเวณด้านตะวันตกของที่ราบสูงทิเบตมีลักษณะเป็นทะเลทราย อากาศจะจมตัวลง (Subsidence) ซึ่งเกิดขึ้นตลอดทั้งปี ค่าเฉลี่ยรายปีของจำนวนเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าในบริเวณนี้ประมาณ 2-4/8 ส่วน

2. ด้านตะวันออกของที่ราบสูงทิเบต

ภูมิอากาศมีลักษณะชื้นและอากาศยกตัวตลอดทั้งปี จำนวนเมฆปกคลุมโดยเฉลี่ยรายปีประมาณ 5-6/8 ส่วน

3. ด้านใต้ของที่ราบสูงทิเบต

ลักษณะอากาศจะร้อนในฤดูร้อนและหนาวในฤดูหนาว ในฤดูร้อนจะมีเมฆปกคลุมท้องฟ้าเป็นจำนวนมาก (Cloudy) แต่ในฤดูหนาวอากาศค่อนข้างแจ่มใส (Clear) จำนวนเมฆปกคลุมท้องฟ้าเฉลี่ยรายปีในบริเวณนี้ประมาณ 4/8 ส่วน

อิทธิพลของเทือกเขาหิมาลัยและที่ราบสูงทิเบต (The role of Himalayan – Tibetan Massif)

เทือกเขาหิมาลัยและที่ราบสูงทิเบตมีบทบาทอย่างมากที่ก่อให้เกิดลมมรสุมในทวีปเอเชีย ในฤดูร้อนพลังงานรังสีจากดวงอาทิตย์จะทำให้บริเวณนี้มีอุณหภูมิสูงขึ้นและทำให้อากาศที่ปกคลุมในบริเวณเทือกเขาหิมาลัยและที่ราบสูงทิเบตร้อนขึ้น อากาศยกตัวสูงขึ้นก่อให้เกิดเป็นระบบความกดอากาศต่ำบริเวณผิวพื้น ในขณะเดียวกัน ณ ระดับบนจะเป็นระบบความกดอากาศสูงตามระบบการหมุนเวียนของลมมรสุม ลมที่พัดออกจากศูนย์กลางนี้เรียกว่า Subtropical ridge ซึ่งพัดปกคลุมตอนใต้ของที่ราบสูงทิเบต หากระบบความกดอากาศสูงในระดับบนมีกำลังแรงขึ้น ความเร็วของลมฝ่ายตะวันออกในระดับบนจะเพิ่มขึ้น เกิดเป็นกระแสลมกรดพัดผ่านบริเวณประเทศอินเดียระดับบน เรียกว่า Tropical Easterly Jet (TEJ)

ในฤดูหนาวบริเวณเทือกเขาหิมาลัยและที่ราบสูงทิเบตจะเย็นลง ในขณะที่บรรยากาศระดับบนอุ่นกว่า ทำให้บริเวณผิวพื้นเป็นระบบความกดอากาศสูง และในระดับบนเป็นระบบความกดอากาศต่ำ ดังนั้นลมจะพัดออกจากบริเวณความกดอากาศสูงในระดับต่ำลงมาปกคลุมทวีปเอเชีย จากการศึกษาพบว่าหากปีใดที่ที่ราบสูงนี้ไม่มีหิมะตกในฤดูใบไม้ร่วง, ฤดูหนาวและฤดูใบไม้ผลิ แสดงว่าปีนั้นอากาศจะแห้งมาก แต่หากมีหิมะตกมากในฤดูหนาวจะบ่งบอกว่าการเริ่มต้นของมรสุมฤดูร้อนจะเกิดขึ้นช้าและปริมาณฝนที่ตกจะมีปริมาณต่ำกว่าค่าเฉลี่ย นอกจากนั้นที่ราบสูงนี้เป็นสิ่งขวางกั้นมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (Continental polar air mass : cP) ทำให้บริเวณความกดอากาศสูงแถบไซบีเรีย (Siberian high) แทนที่จะเคลื่อนตัวลงมาทางใต้ กลับเปลี่ยนทิศทางเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออก แล้ววกกลับมาสู่

บริเวณตอนใต้ของสาธารณรัฐประชาชนจีนและเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ มวลอากาศเย็นนี้ก่อให้เกิดมรสุมฤดูหนาว ซึ่งจะมีความรุนแรงกว่าด้านเอเชียตะวันตก

ช่วงเปลี่ยนฤดูมรสุม (มีนาคม – มิถุนายน)

ในช่วงเปลี่ยนฤดูจากมรสุมฤดูหนาวไปสู่มรสุมฤดูร้อน ซึ่งจะเริ่มต้นเมื่อ Heat trough เกิดขึ้นใกล้กับปากีสถาน ทำให้ลมพัดพาความชื้นเข้ามาเกิดฝนตกหนักบริเวณนี้ลงไปถึงชายฝั่งด้านตะวันตกของอินเดียตอนใต้ ร่องมรสุมที่เกิดขึ้นในน่านน้ำของอ่าวเบงกอล และทะเลอาหรับเคลื่อนตัวขึ้นไปทางเหนือ พายุหมุนเขตร้อนอาจเกิดขึ้นใกล้ๆ กับร่องมรสุม ร่องความกดอากาศต่ำปกคลุมอยู่ในพื้นน้ำที่อุ่นบริเวณนี้จะมีลมพัดตัดกันกำลังอ่อน พายุไซโคลนมักจะเกิดขึ้นในอ่าวเบงกอลหรือในทะเลอาหรับในระยะนี้ และเคลื่อนตัวไปทางทิศเหนือหรือทิศตะวันตกเฉียงเหนือ ในขณะที่เดียวกันอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวลงมาอย่างรวดเร็วยังคงส่งผลกระทบทางตอนใต้ของสาธารณรัฐประชาชนจีน

บางครั้งการเคลื่อนตัวลงมาของแนวปะทะอากาศในเขตละติจูดกลาง จะทำให้เกิดฝนตกเป็นจำนวนมากทางด้านตะวันออกของสาธารณรัฐประชาชนจีน มักเกิดขึ้นในช่วงนี้ของทุกปี แนวปะทะอากาศแถบขั้วโลกในสาธารณรัฐประชาชนจีนเรียกว่า Mei Yu และญี่ปุ่นเรียกว่า Baiu จะเคลื่อนลงมาบริเวณชายฝั่งมหาสมุทรแปซิฟิก โดยเฉพาะอย่างยิ่งระหว่างไต้หวันและประเทศญี่ปุ่น ก่อให้เกิดการปั่นป่วนของอากาศในแถบนี้และมีฝนตกหนักตามแนวชายฝั่ง

ฝนที่เกิดจากลมมรสุมเริ่มเกิดขึ้นทางตอนใต้ของประเทศอินเดียและแถบอินโดจีนในลำดับแรก ต่อจากนั้นก็เคลื่อนไปทางทิศเหนือและทางทิศตะวันตก จนกระทั่งถึงด้านตะวันตกของประเทศอินเดียและปากีสถานในเดือนมิถุนายน ซึ่งเป็นช่วงที่ Monsoon depression ก่อตัวขึ้น ช่วงเปลี่ยนฤดูมรสุมจะเสร็จสิ้นลงในเดือนมิถุนายน

ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (กรกฎาคม – สิงหาคม)

ในช่วงกลางมรสุมฤดูร้อน ลมฝ่ายตะวันตกมีกำลังแรงกับมีร่องความกดอากาศต่ำจากหย่อมความกดอากาศต่ำเนื่องจากความร้อนที่ปกคลุมอยู่ในแอฟริกาและอาหรับ (Arabia) รวมทั้งบริเวณเชิงเขาของแนวเทือกเขาหิมาลัย เป็นแนวไปทางทิศตะวันออกเข้าสู่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และทางด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกใกล้กับเกาะกวม ในช่วงนี้ Monsoon trough สามารถเคลื่อนที่สูงขึ้นไปในละติจูดสูงได้ไกลที่สุด (Height of the southwest monsoon) และมักปรากฏพายุไต้ฝุ่นเกิดขึ้นในระยะนี้ของทุกปี โดยเฉพาะเมื่อร่องความกดอากาศต่ำปกคลุมด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก ทะเลฟิลิปปินส์ และทะเลจีนใต้

สภาพอากาศโดยทั่วไปที่เด่นชัดจะคงอยู่ตลอดช่วงมรสุมฤดูร้อน แต่บางครั้งอาจเกิด Monsoon break ขึ้น ซึ่งเป็นผลทำให้ลักษณะอากาศเปลี่ยนแปลงไป สาเหตุที่ก่อให้เกิด Monsoon break อาจเกิดเนื่องจากร่องความกดอากาศต่ำที่ผิวพื้นเคลื่อนที่สูงขึ้นไปจากเขตร้อนประมาณ 250 กิโลเมตร และแอนตี้ไซโคลนในระดับบนที่ปกคลุมอยู่บริเวณเทือกเขาหิมาลัย เคลื่อนตัวออกหรืออ่อนกำลังลงเป็นครั้งคราวทำให้ TEJ อ่อนกำลังลง เป็นผลให้บริเวณที่มีฝนตกหนักเคลื่อนที่ออกไปจากตำแหน่งเดิมจากละติจูดที่ 20 องศาเหนือ ไปยังบริเวณละติจูด 25 องศาเหนือ

ช่วงเปลี่ยนฤดูมรสุม (กันยายน – พฤศจิกายน)

มรสุมฤดูร้อน เริ่มที่จะลดอิทธิพลที่มีต่อทวีปเอเชีย เมื่อ Monsoon trough ที่ปกคลุมอยู่บริเวณประเทศอินเดียและปากีสถานอ่อนกำลังลงในเดือนกันยายน ร่องความกดอากาศต่ำจะเคลื่อนตัวลงมาทางใต้ปกคลุมอยู่ในอ่าวเบงกอล ในขณะที่ลมทิศตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มพัดปกคลุมบริเวณตอนใต้ของสาธารณรัฐประชาชนจีน ความเร็ว

ลมของลมมรสุมฤดูร้อนอ่อนกำลังลงทุกระดับ และในระดับบนเหนือบริเวณเทือกเขาหิมาลัยเริ่มเปลี่ยนเป็นลมฝ่ายตะวันตกมากขึ้น ซึ่งบางครั้งทำให้คลื่นในกระแสลมฝ่ายตะวันตก (Westerly wave) ในเขตละติจูดกลางเคลื่อนตัวต่ำลงมาและทำให้ Monsoon depression ทวีความรุนแรงขึ้น

อากาศเย็นแถบไซบีเรียถูกกักโดยเทือกเขาหิมาลัยช่วยทำให้แอนติไซโคลน มีกำลังแรงขึ้นโดยเฉพาะในระดับต่ำประมาณกลางเดือนตุลาคมอากาศเย็นทะเลลึก (Surge) ลงมาอย่างรวดเร็วตามกระแสลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือปกคลุมถึงตอนเหนือของอินโดจีน และตอนใต้ของสาธารณรัฐประชาชนจีน ทำให้อุณหภูมิทางตอนใต้ของแนวเทือกเขาหิมาลัยเริ่มลดลง

ในเดือนพฤศจิกายนมวลอากาศเย็นแถบขั้วโลกจะเคลื่อนตัวลงมาอย่างรวดเร็ว(Polar outbreak) เข้าสู่บริเวณทะเลจีนใต้ ซึ่งการเคลื่อนตัวลงมาของอากาศเย็นทำให้อากาศที่ปกคลุมด้านตะวันออกของสาธารณรัฐประชาชนจีนมีการทรงตัวดี ในระดับบนลมฝ่ายตะวันตกจะพัดเข้ามาแทนที่ลมฝ่ายตะวันออก และจะเกิดแนวลมสอบเข้าหากันของลมฝ่ายตะวันตกและลมฝ่ายตะวันออก บริเวณด้านตะวันออกของสาธารณรัฐประชาชนจีน ทำให้เกิดกระแสลมพัดแรงในบริเวณนี้ พร้อมทั้งมีเมฆชั้นกลางและเมฆชั้นสูงก่อตัวปกคลุมอยู่ได้นาน และมีฝนตกได้หลายวัน ลมชั้นบนเหนือบริเวณอ่าวเบงกอลและทะเลอาหรับอ่อนกำลังลง ร่องมรสุมเคลื่อนตัวลงมาทางใต้ปกคลุมบริเวณพื้นน้ำที่อุ่นกว่า บางครั้งทำให้เกิดพายุหมุนเขตร้อนได้ ซึ่งจะส่งผลกระทบต่อทางตอนใต้, ตอนกลางของประเทศอินเดีย และประเทศบังกลาเทศ การยกตัวในทางตั้งของเมฆในบริเวณสาธารณรัฐประชาชนจีนลดลง แต่พื้นที่การตกของฝนยังคงเป็นบริเวณกว้างและคงอยู่นาน อย่างไรก็ตามเกือบทุกที่มีปริมาณฝนน้อยลงยกเว้นแถบอินโดจีน และตามชายฝั่งของอ่าวเบงกอล ซึ่งเป็นบริเวณที่มีฝนเฉลี่ยรายปีสูงสุดในช่วงนี้ ทั้งนี้เนื่องจากพายุไซโคลน

ฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (Winter monsoon)

ช่วงปลายเดือนพฤศจิกายนมรสุมฤดูหนาวจะเห็นได้อย่างชัดเจน ลมทิศตะวันออกเฉียงเหนือพัดผ่านลงมาถึงบริเวณละติจูดที่ 5 องศาใต้ บริเวณทะเลจีนใต้จะมีลักษณะของชั้นอุณหภูมิกลับ (Inversion) ในระดับต่ำ ในขณะที่บริเวณความกดอากาศสูงแถบไซบีเรีย (Siberian high) และบริเวณความกดอากาศสูงเตอร์กีสถาน (Turkestan high) ซึ่งอยู่ด้านตะวันออกของทะเลแคสเปียน (Caspian) เริ่มก่อตัวขึ้น แล้วทำให้อากาศเย็นทะเลลึก (Surge) ลงมาทางด้านตะวันตกเฉียงเหนือของประเทศอินเดีย พายุหมุนเขตร้อนในทะเลอาหรับและอ่าวเบงกอลจะเกิดขึ้นได้ยาก เนื่องจากเกิดลมพัดตัดกันในแนวระดับอย่างรุนแรง และอากาศเย็นที่ไหลลงมาปกคลุมบริเวณดังกล่าว แต่ทางด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกยังคงมีพายุหมุนเขตร้อนเกิดขึ้นได้บ้าง

บริเวณชายฝั่งทางตอนเหนือของแถบอินโดจีนและทางใต้ของสาธารณรัฐประชาชนจีนจะเกิดลักษณะอากาศที่เรียกว่า “คราซิน” (Crachin) คือสภาพอากาศที่มีหมอกปกกับฝนละอองหรือฝนกำลังอ่อน มักจะเกิดขึ้นในช่วงที่อุณหภูมิเฉลี่ยรายปีต่ำที่สุดจนกระทั่งถึงปลายเดือนมกราคม ซึ่งทำให้อากาศเย็นขึ้น และคราซินยังคงเกิดขึ้นได้จนย่างเข้าสู่ฤดูฝน ก่อให้เกิดลักษณะอากาศเลวตามบริเวณชายฝั่งโดยเฉพาะในบริเวณละติจูด 17-18 องศาเหนือ ถึงแม้จะมีฝนตกแต่มีปริมาณเพียงเล็กน้อย ทัศนวิสัยต่ำมากในขณะที่เกิดคราซิน

มรสุมตะวันตกเฉียงใต้

นักอุตุนิยมวิทยาหลายท่านได้ให้ความหมายของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่แตกต่างกันไป แต่โดยส่วนรวมแล้วมีความหมายคล้ายคลึงกัน ซึ่งจะกล่าวถึงระบบลมที่พัดผ่านในแถบทะเลอาระเบีย มหาสมุทรอินเดีย และแผ่ขยายมาถึงบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ สภาพอากาศที่เกิดขึ้นมักจะมีฝน หรือพายุฝนฟ้าคะนองอย่างหนาแน่นเป็นบริเวณกว้าง อย่างไรก็ตามสภาพอากาศที่เกิดขึ้นบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ มีลักษณะแตกต่างจากบริเวณอื่นๆ ทั้งนี้เนื่องจากทางตอนใต้ของทวีปเอเชียมีแนวเทือกเขาหิมาลัยที่ทอดแนวจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก เป็นตัวการสำคัญที่แยกมวลอากาศจากซีกโลกเหนือกับมวลอากาศจากซีกโลกใต้ออกจากกัน

ก่อนการเริ่มต้นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ บริเวณพื้นที่ละติจูดประมาณ 5-30 องศาเหนือ ได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มาก โดยเฉพาะบริเวณพื้นน้ำในมหาสมุทรจะดูดกลืนพลังงานจากดวงอาทิตย์ไว้ และแผ่ขยายออกไปเป็นบริเวณกว้าง พลังงานความร้อนได้แพร่กระจายไปยังละติจูดที่สูงขึ้นไปโดยกระแสน้ำในมหาสมุทร ด้วยเหตุนี้จึงไม่ทำให้อุณหภูมิผิวน้ำสูงขึ้นมากนัก แต่บนพื้นดินพลังงานความร้อนถูกดูดกลืน สะสมและคายความร้อนได้เร็วกว่า จึงทำให้พื้นดินโดยทั่วไปมีอุณหภูมิสูงขึ้นโดยตลอด และแผ่สูงขึ้นไปในบรรยากาศ ประกอบกับในระยษนี้บริเวณความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อนที่ปกคลุมอยู่ในมหาสมุทรเป็นเวลานานจะมีกำลังแรงเพิ่มมากขึ้นและแผ่อิทธิพลปกคลุมถึงพื้นดินบางส่วนเป็นตัวการเสริมให้อุณหภูมิสูงขึ้น ในช่วงฤดูร้อนอุณหภูมิของพื้นดินเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว เกิดเป็นหย่อมความกดอากาศต่ำเนื่องจากความร้อน (Thermal Low หรือ Heat Low) และค่อยๆ แผ่ขยายครอบคลุมถึงบริเวณใกล้ศูนย์สูตร เป็นผลทำให้ร่องมรสุมขยายเป็นบริเวณกว้างออกจากเส้นศูนย์สูตรมากขึ้น ลมค้าจากซีกโลกใต้เคลื่อนตัวผ่านศูนย์สูตรความเร็วลมเริ่มลดลง เกิดเป็นแนวลมพัดสอบเคลื่อนที่จากตำแหน่งเดิม เนื่องจากการหมุนเวียนของไซโคลนรอบ Cyclonic circulation และผลของแรงคอริโอลิส ทำให้ลมค้าตะวันออกเฉียงใต้เปลี่ยนเป็นลมฝ่ายตะวันตก

การเริ่มต้นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ นักอุตุนิยมวิทยาหลายท่านได้ให้ความหมาย การเริ่มต้น (ONSET) ของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ในลักษณะที่คล้ายคลึงกัน ORGILL กล่าวว่า วันเริ่มต้นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พิจารณาจากวันที่ร่องมรสุมที่ความสูงระดับประมาณ 10,000 ฟุต เปลี่ยนสภาพหรือเริ่มปิดตัวเป็นแบบ Cyclonic และในขณะเดียวกันลมฝ่ายตะวันตกบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรมีกำลังค่อนข้างแรงและพัดแผ่ขยายเข้าไปถึงละติจูดที่ 15 องศาเหนือหรือมากกว่า ซึ่งเป็นวันสิ้นสุดของมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ จากการศึกษาวันเริ่มต้นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ในแถบบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ช่วงระยะเวลาตั้งแต่ ปี 1936-1964 พบว่า ค่าเฉลี่ยวันเริ่มต้นของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ คือ วันที่ 17 พ.ค. เกิดขึ้นได้เร็วที่สุดวันที่ 1 พ.ค. และเกิดช้าสุดวันที่ 3 มิ.ย.

RIEHL ได้ให้ความเห็นว่าวันเริ่มต้นของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ระบุได้ยาก เพราะหากพิจารณาจากบริเวณที่อยู่ต่ำกว่าละติจูดที่ 10 องศาเหนือ ซึ่งลมค้าจากซีกโลกใต้เปลี่ยนเป็นลมฝ่ายตะวันตกเมื่อผ่านเส้นศูนย์สูตร แต่ขณะเดียวกันตอนเหนือของละติจูดที่ 15 องศาเหนือ ลมฝ่ายตะวันตกในระดับต่ำพัดผ่านอยู่เป็นประจำก่อนวันเริ่มต้นฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ จึงเป็นปัญหาที่สำคัญและยากมากที่จะทราบได้ว่าลมฝ่ายตะวันตกที่พัดผ่านอยู่นั้นมีแหล่งกำเนิดมาจากตอนเหนือของประเทศอินเดีย ซึ่งมีคุณสมบัติร้อนและแห้งแล้ง หรือมาจากมหาสมุทรอินเดียที่มีคุณสมบัติร้อนและมีความชื้นสูง

นอกจากนี้ในบางปีปรากฏว่าวันเริ่มต้นของฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ในแต่ละภูมิภาคเกิดขึ้นไม่พร้อมกัน (รูป) ตามความเห็นของ ORGILL เลือกวันเริ่มต้นหลังจากที่ลักษณะอากาศได้ปรากฏขึ้น เช่น ประเทศไทยเลือกวันเริ่มต้นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่สถานีตรวจอากาศกรุงเทพ แต่ RIEHL ไม่เห็นด้วยและกล่าวว่าควรจะบอกวันเริ่มต้นของฤดู

มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ก่อนที่สภาพอากาศจะเกิดขึ้น คล้ายกับคำพังเพยที่ว่า “เตรียมเกวียนตั้งแต่ยังไม่มีม้า” (Putting the cart before the horse)

การเปลี่ยนแปลงเมื่อเข้าสู่ระบบมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

ระบบมรสุมตะวันตกเฉียงใต้มีความยุ่งยากและสับสนพอสมควร ทั้งนี้เนื่องจากลักษณะอากาศที่เกิดขึ้นจากอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้แผ่ครอบคลุมเป็นบริเวณกว้าง แม้ว่าจะปรากฏมีหย่อม ความกดอากาศต่ำเนื่องจากความร้อนเด่นชัดทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือของอินเดีย แต่มรสุมตะวันตกเฉียงใต้จะเริ่มเกิดขึ้นทางตอนใต้ของสาธารณรัฐประชาชนจีนก่อนบริเวณอื่น โดยไม่ได้เกิดขึ้นในอินเดียตามการเกิดของหย่อมความกดอากาศต่ำ ทั้งนี้เพราะลมชั้นบนที่ระดับประมาณ 20,000-27,000 ฟุต เป็นลมฝ่ายตะวันตกที่มีกำลังแรงพัดปกคลุมเทือกเขาหิมาลัย-ที่ราบสูงทิเบตในช่วงฤดูหนาว ลมนี้จะทำให้เกิดร่องความกดอากาศต่ำในระดับสูงตามแนวเหนือ-ใต้ (Meridional upper air trough) ที่ปรากฏบริเวณอ่าวเบงกอล ลักษณะเช่นนี้เป็นองค์ประกอบหนึ่งแสดงให้เห็นว่าเริ่มเข้าสู่มรสุมฤดูร้อนในซีกโลกเหนือ

ร่องความกดอากาศต่ำที่เกิดขึ้น ทำให้ลมในระดับบนเป็นลมฝ่ายตะวันออกพัดปกคลุมบริเวณแหลมอินโดจีน และตอนใต้ของสาธารณรัฐประชาชนจีน ลมค้าจากซีกโลกใต้เป็นตัวการสำคัญที่ก่อให้เกิดมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ กล่าวคือ เมื่อพัดผ่านเส้นศูนย์สูตรแล้วลมจะเปลี่ยนทิศทางไปทางขวามือ เนื่องจากแรงคอริโอลิส กลายเป็นลมฝ่ายตะวันตก พัดปกคลุมเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เข้าสู่ระบบมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

อย่างไรก็ตามบริเวณตอนเหนือของประเทศอินเดีย ลมฝ่ายตะวันตกที่พัดมีกำลังแรงในระดับความสูงประมาณ 25,000-27,000 ฟุต เป็นตัวปิดกั้นไม่ให้ระบบลมเปลี่ยนเป็นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้เกิดขึ้นจนถึงปลายเดือนพฤษภาคม ลมฝ่ายตะวันตกระดับบนเริ่มเคลื่อนขึ้นไปทางเหนือถึงตอนบนของที่ราบสูงทิเบต Meridional upper air trough จะเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกมากขึ้น วางตัวอยู่ประมาณลองจิจูด 75 องศาตะวันออก ระยะนี้ลมระดับบนเป็นลมฝ่ายตะวันออก พัดปกคลุมอินเดียตอนบน เป็นการเริ่มต้นเข้าสู่ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ของอินเดีย ลมฝ่ายตะวันออกในระดับสูงมีความสัมพันธ์กับมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ซึ่งจะมีกำลังแรงที่สุดในกระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกในเขตร้อน (Tropical easterly jet streams) แกนกลางของกระแสลมกรดอยู่ประมาณละติจูด 15 องศาเหนือ ที่ระดับความสูง 40,000-50,000 ฟุต ความเร็วลมสูงสุดประมาณ 120-150 นอต กระแสลมกรดมีกำลังแรงตั้งแต่เดือนมิถุนายน-กันยายน ในแถบเอเชียและแอฟริกา ในช่วงระยะเวลานี้กระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกจะพัดเข้าแทนที่กระแสลมกรดฝ่ายตะวันตกซึ่งมีกำลังแรงในฤดูหนาวในซีกโลกเหนือ

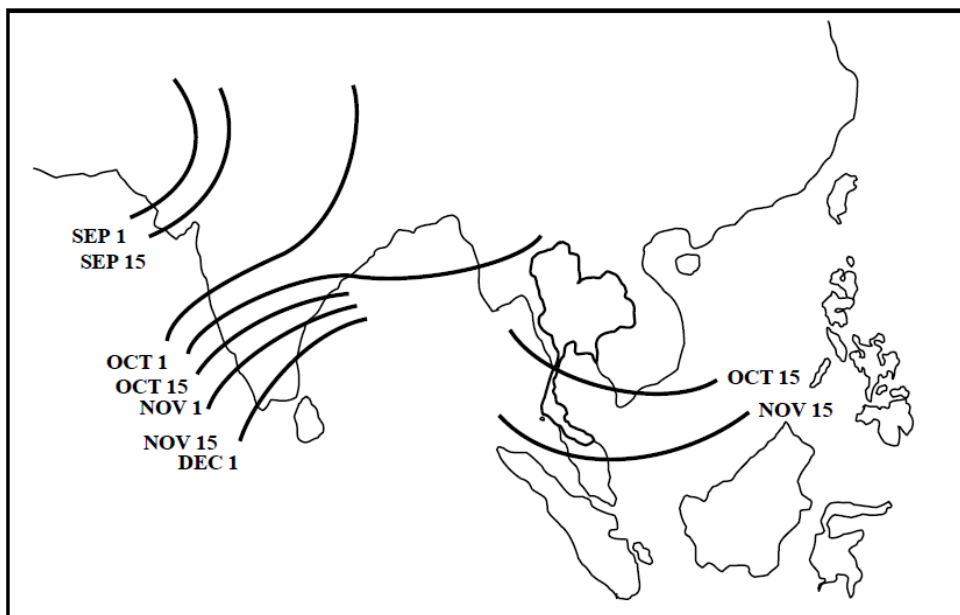
โครงสร้างโดยทั่วไป เมื่อเปรียบเทียบกับลมค้าแล้ว ลมค้าจะค่อนข้างคงที่มากกว่าทั้งทิศทางและความเร็ว คุณสมบัติของมรสุมจะมีอิทธิพลและกำลังแรงเป็นระยะๆ ซึ่งระยะการเปลี่ยนในช่วงหนึ่งๆ จะอยู่ประมาณ 3-10 วัน มรสุมจะมีกำลังแรงมากขึ้นเมื่อระบบการหมุนเวียนของกระแสลมระดับสูงมีกำลังแรงเป็นระยะๆ โดยเฉพาะบริเวณที่เป็นพื้นที่ราบกว้างใหญ่จะมีฝนตกเป็นบริเวณกว้าง โดยทั่วไปจะมีฝนตกหนักอยู่ประมาณ 2-3 วัน หลังจากนั้นประมาณ 7-10 วัน มรสุมจะอ่อนกำลังอ่อนลง เกิดขึ้นในลักษณะเช่นนี้สลับกันไป เว้นแต่มีตัวการอื่นเข้ามาเกี่ยวข้อง เช่น พายุหมุนเขตร้อน หรือคลื่นตะวันออก

มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

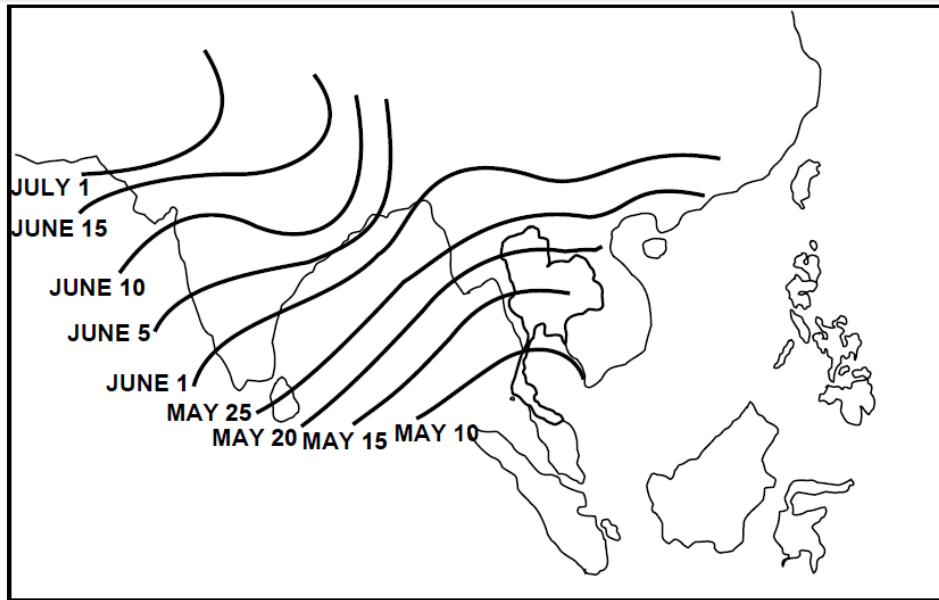
การเริ่มต้นมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ โดยปกติจะถือว่าเป็นวันที่ไม่มีสภาพอากาศของเขตร้อน หรืออากาศจากแถบศูนย์สูตรปรากฏอยู่บนคาบสมุทรอินโดจีน สำหรับประเทศไทยถือว่าวันที่ลมทิศตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมตั้งแต่ระดับผิวพื้นสูงขึ้นไปถึงระดับประมาณ 10,000 ฟุต ซึ่งจากการค้นคว้าของ Booz Allen พบว่าวันเริ่มต้นมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ โดยทั่วไปจะอยู่ระหว่างวันที่ 23 ต.ค.ถึง 29 พ.ย. แต่ค่าเฉลี่ยคือวันที่ 13 พ.ย.

มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือเกิดจากความกดอากาศสูงกึ่งถาวร (Semi permanent high pressure) แถบไซบีเรียมีกำลังแรงทำให้เกิดระบบการหมุนวนแบบแอนติไซโคลนเป็นลมทิศตะวันออกเฉียงเหนือ นำเอาอากาศเย็นและแห้งพัดเข้าสู่ประเทศไทย ทำให้มีท้องฟ้าโปร่ง อุณหภูมิลดลง ฝนตกน้อยมาก เว้นแต่ทางตอนใต้ของประเทศไทย เพราะบริเวณนี้ได้รับมวลอากาศอุ่นขึ้นจากทะเลจีนใต้และอ่าวไทย โดยเฉพาะบริเวณชายฝั่งด้านตะวันออกจะมีฝนตกและมีเมฆมาก

ในระหว่างฤดูหนาว มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่พัดอยู่บริเวณอินโดจีน (Indochina) มีกำลังแรงกว่าที่พัดปกคลุมบริเวณประเทศอินเดีย เป็นตัวการที่พัดพาเอาอากาศเย็นบนพื้นทวีปที่อยู่นอกเขตร้อนซึ่งมีคุณสมบัติเย็นและแห้งลงมาทางใต้เส้น Tropic of cancer ($23\frac{1}{2}$ องศาเหนือ) ยกเว้นบริเวณชายฝั่งเวียดนาม ซึ่งมวลอากาศดังกล่าวเคลื่อนตัวผ่านทะเลจีนใต้ที่มีคุณสมบัติอุ่นขึ้นเป็นระยะทางไกล ในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือแนวปะทะอากาศเย็นแถบขั้วโลก ที่เกิดจากมวลอากาศเย็นบนพื้นทวีปกับมวลอากาศอุ่นขึ้นจากมหาสมุทร บางครั้งเคลื่อนตัวลงมาทางใต้ถึงแถบอินโดจีนทำให้เกิดสภาพอากาศที่มีลักษณะคล้ายกับสภาพอากาศในเขตละติจูดกลาง ซึ่งมักจะเกิดบริเวณอ่าวตังเกี๋ย กล่าวคือมีฝนตกในฤดูหนาว ท้องฟ้าถูกปกคลุมด้วยเมฆเต็มท้องฟ้าและมีฝนละออง เรียกว่า คราซิน (Crachin) แต่บางครั้งเคลื่อนไปได้ไกลถึงบริเวณละติจูดที่ 10 องศาเหนือ อาจทำให้เกิดดีเปรสชันหรือ Low disturbance ขึ้นได้



Average dates of the start of the north-east monsoon over indo- china and malaysia



Average dates of the onset of the south-west monsoon

มรสุมทวีปแอฟริกา (The African monsoon)

ทวีปแอฟริกาถือว่ามีพื้นที่ใหญ่เป็นอันดับสองและมีระบบการหมุนเวียนแบบมรสุมเห็นได้ชัดเป็นลำดับที่สองของโลก นักภูมิอากาศได้แบ่งมรสุมในทวีปแอฟริกาออกเป็น 2 ส่วน ส่วนแรกคือบริเวณด้านตะวันออกของ Great Rift mountain ซึ่งเป็นส่วนที่อยู่ติดกับมหาสมุทรอินเดีย และได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมที่พัดผ่านบริเวณนี้ ส่วนที่สองคือทางด้านตะวันตกของแนวเทือกเขานี้ ซึ่งมีลักษณะเฉพาะที่แตกต่างกันออกไป ทวีปแอฟริกาเป็นมีตำแหน่งที่ตั้งของทวีปล้อมเส้นศูนย์สูตรและมีพื้นดินที่ติดกับพื้นน้ำทั้งสองด้าน ซึ่งพื้นดินทั้งสองด้านมีส่วนสำคัญอย่างมากต่อการหมุนเวียนของลมมรสุม

ลักษณะทางภูมิศาสตร์

ทวีปแอฟริกาแบ่งในแนวเหนือ-ใต้ ตามแนวเทือกเขา Great Rift ซึ่งจะอยู่ระหว่างลองจิจูด 30-40 องศาตะวันออก แนวเทือกเขาอื่นๆ ที่มีความสำคัญคือ ภูเขาแอตลาส ในประเทศมอร็อกโก และแอลจีเรีย ที่ราบสูงดราเกนสเบิร์ก (Drakensberge) ในแอฟริกาใต้ ที่ราบสูง เบงกิวลา (Benguela) ในประเทศแองโกลา ที่ราบสูงตามารา (Darmara) ในประเทศนามิเบีย

ส่วนใหญ่ทวีปแอฟริกาอยู่ในเขตร้อนและมีพื้นที่ทะเลทรายเป็นบริเวณกว้าง นอกจากนี้ยังมีลักษณะภูมิอากาศแบบป่าฝนเขตร้อน (Tropical rain forest) หรือ ทุ่งหญ้าเขตร้อน (Tropical savanna) ทะเลทรายสะฮารานับว่าเป็นทะเลทรายที่ใหญ่ที่สุดในโลก มีพื้นที่ส่วนใหญ่ปกคลุมบริเวณทางตอนเหนือ ของทวีป ซึ่งมีพื้นที่เกือบครึ่งหนึ่งของทวีปนี้ นอกจากนี้ยังมีทะเลทรายที่อยู่บริเวณขอบของทะเลทรายสะฮารา เช่น ทะเลทรายนูเบีย (Nubian) ในประเทศซูดาน ทะเลทรายอาหรับ (Arabian) ในประเทศอียิปต์และด้านตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศโซมาเลีย ส่วนบริเวณประเทศคองโกที่ตั้งอยู่ระหว่างเส้นศูนย์สูตรเป็นบริเวณที่มีลักษณะอากาศแบบป่าฝนเขตร้อน (Rain forest) ที่ใหญ่เป็นอันดับสองของโลกรองจากป่าฝนเขตร้อนในแถบกลุ่มน้ำอะเมซอน แต่ทางตอนใต้ลงไปพื้นที่จะมีลักษณะแห้งแล้ง โดยเริ่มตั้งแต่ทะเลทรายกาลาฮารี (Kalahari) ในประเทศบอตสวานา และทะเลทรายนามิบ (Namib) ในประเทศนามิเบีย

กระแสน้ำอุ่น อะกุลฮาซ (Agulhas) ไหลผ่านชายฝั่งด้านตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปแอฟริกา และมีกระแสน้ำเย็นไหลผ่านด้านตะวันตก โดยที่กระแสน้ำเย็นเบนเกิวลา (Benguela) ไหลอยู่บริเวณชายฝั่งมหาสมุทรแอตแลนติกตอนใต้และกระแสน้ำเย็น Canary ไหลผ่านบริเวณชายฝั่งแอตแลนติกตอนเหนือ การเปลี่ยนมรสุมตามฤดูกาลจะส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของกระแสน้ำ ซึ่งปรากฏชัดเจนแถบชายฝั่งประเทศโซมาเลีย

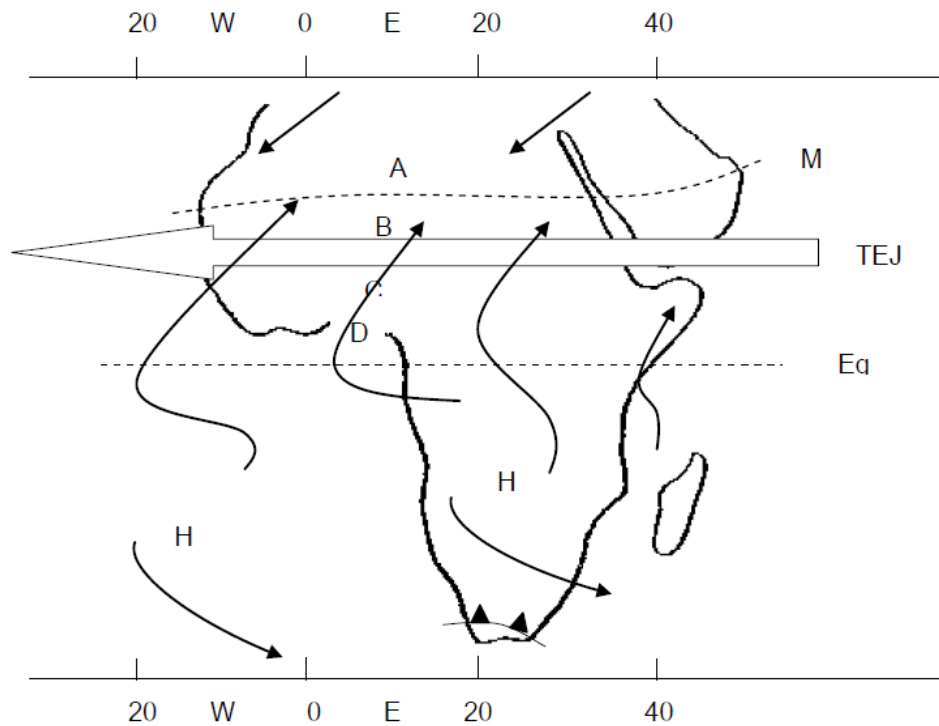
ระบบการหมุนเวียนของมรสุมในทวีปแอฟริกาบริเวณด้านตะวันออกของลองจิจูด 30 องศาตะวันออก (African monsoons east of 30°E)

เดือนกรกฎาคม พื้นที่ของทวีปแอฟริกาที่อยู่ในซีกโลกเหนือจะเป็นฤดูร้อน หย่อมความกดอากาศต่ำเนื่องจากความร้อนปกคลุมบริเวณตะวันออกเฉียงเหนือของทวีป ในขณะที่เดียวกันบริเวณตอนใต้ของทวีป พื้นดินเย็นลงเนื่องจาก การแผ่รังสี ทำให้มีบริเวณความกดอากาศสูงปกคลุมบริเวณนี้ ก่อให้เกิดความชันของความกดอากาศ โดยที่ทางตอนใต้มีความชันมากกว่าทางตอนเหนือของทวีป ผลของความชันของความกดอากาศดังกล่าว เป็นสาเหตุทำให้เกิดลมฝ่ายใต้พัดข้ามเส้นศูนย์สูตรไปบรรจบกับลมค้าจากซีกโลกใต้และลมมรสุมที่พัดผ่านบริเวณมหาสมุทรอินเดีย พื้นที่ส่วนใหญ่ที่อยู่เหนือเส้นศูนย์สูตรจะปรากฏว่ามีอากาศจมตัวลงทำให้เกิดชั้นอุณหภูมิกลับ โดยเฉพาะบริเวณชายฝั่งประเทศโซมาเลีย จะเกิดชั้นอุณหภูมิกลับอย่างรุนแรง (Strong inversion) ทั้งนี้เนื่องจากมีกระแสน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจากเบื้องล่างถูกพัดพาขึ้นมาสู่ผิวน้ำสะสมอยู่บริเวณชายฝั่ง (Upwelling) อีกด้วย จึงทำให้อุณหภูมิของน้ำบริเวณนี้เย็นกว่าบริเวณอื่นๆ สภาพอากาศที่เกิดขึ้นบริเวณด้านตะวันออกเฉียงเหนือของทวีปแอฟริกาจึงมีปริมาณฝนเล็กน้อย และทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปแอฟริกาเป็นฤดูหนาวที่แห้งแล้ง (Dry season)

เดือนมกราคม ในซีกโลกเหนือจะเป็นฤดูหนาว บริเวณความกดอากาศสูงปกคลุมด้านตะวันออกเฉียงเหนือของทะเลทรายสะฮารา และทวีปเอเชีย ในขณะที่ซีกโลกใต้มี Heat trough ซึ่งเป็นส่วนหนึ่งของ Monsoon trough เกิดขึ้นทางตอนใต้ของแอฟริกา ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่พัดมาจาก ทวีปเอเชียจะพัดมาบรรจบกับลมฝ่ายเหนือและพัดเข้าสู่ทวีปแอฟริกา บริเวณที่มีฝนมากที่สุดจะอยู่ใต้เส้นศูนย์สูตรใกล้กับ Monsoon trough

ระบบการหมุนเวียนของมรสุมในทวีปแอฟริกาบริเวณด้านตะวันตกของลองจิจูด 30 องศาตะวันออก (African monsoons west of 30°E)

เดือนกรกฎาคม ในซีกโลกเหนือบริเวณทะเลทรายสะฮารา จะปรากฏแนวของหย่อมความกด อากาศต่ำเนื่องจากความร้อนใน Monsoon trough ในขณะที่ลมที่พัดออกจากศูนย์กลางของแอนตี้ไซโคลนระดับต่ำบริเวณทะเลทรายในซีกโลกใต้ จะพัดสอบเข้าหากันกับระบบลมที่พัดออกจากศูนย์กลางแอนตี้ไซโคลนในมหาสมุทรแอตแลนติกตอนใต้ เกิดเป็นลมฝ่ายใต้พัดผ่านบริเวณชายฝั่งด้านตะวันตกของทวีปขึ้นสู่แนวชายฝั่งอ่าวกินีสูงขึ้นไปได้ประมาณ 850 hPa ซึ่งเป็นระดับที่ไม่สูงมากเมื่อเปรียบเทียบกับลมมรสุมที่พัดผ่านในทวีปเอเชียทำให้อากาศมีการไม่ทรงตัวมากขึ้นเมื่อเคลื่อนตัวลึกเข้าไปในแผ่นดิน ในขณะเดียวกันความชันก็ลดลงเรื่อยๆ รูปแบบของฝน (Precipitation patterns) ทางตอนเหนือของเส้นศูนย์สูตรจะขึ้นอยู่กับตำแหน่งที่ตั้งและองค์ประกอบต่างๆ ที่เกี่ยวข้อง เช่น ระยะห่างจากบริเวณชายฝั่ง อิทธิพลของ TEJ และ Monsoon trough ซึ่งหากพิจารณาองค์ประกอบต่างๆ เหล่านี้ จะแบ่งพื้นที่ตามรูปแบบของน้ำฟ้าออกเป็น 4 เขตด้วยกันคือ



รูปที่ 1

เขตพื้นที่ A คือบริเวณที่อยู่เหนือ Monsoon trough ขึ้นไป (ประมาณละติจูด 20 องศาเหนือ) ถึงชายฝั่งทะเลเมดิเตอร์เรเนียน ในเขตพื้นที่นี้บางส่วนเป็นทะเลทราย อากาศจะเย็นตัวลงอย่างรวดเร็วในเวลากลางคืนเนื่องจากการคายความร้อนออกของพื้นดิน ทำให้เกิดชั้นอุณหภูมิกลับในเวลากลางคืน (Nocturnal inversion) ในเวลากลางวันพื้นดินร้อนขึ้นอย่างรวดเร็วทำให้ชั้นอุณหภูมิกลับสลายตัวไป แต่การยกตัวของอากาศไม่สูงมากนัก ทั้งนี้เพราะในระดับบนอากาศจมตัวลงมาถึงระดับ 600 hPa ประกอบกับความชื้น มีปริมาณน้อย ดังนั้นอากาศที่ถูกยกขึ้นไปจึงค่อนข้างแห้ง สภาพอากาศโดยทั่วไปร้อนจัดและแห้ง ท้องฟ้าปราศจากเมฆ แต่มักจะพบพายุฝุ่นและพายุทรายเกิดขึ้นเสมอๆ

เขตพื้นที่ B คือบริเวณที่อยู่ใต้ Monsoon trough ลงไปจนถึงประมาณละติจูด 12 องศาเหนือ หรือบริเวณแกนกลางของ TEJ แม้ว่าอากาศในระดับต่างๆ บริเวณนี้จะไม่ทรงตัว แต่ในระดับบนการจมตัวลงของอากาศยังคงปรากฏอยู่ชั้นของอากาศขึ้นหนาประมาณ 1 กม. สภาพอากาศในช่วงเช้ามักจะมีหมอก และมีเมฆเป็นส่วนมากในตอนกลางวัน เมฆคิวมูลัสอาจก่อตัวขึ้นได้บ้างแต่ฐานค่อนข้างจะสูง ดังนั้นแนวโน้มของน้ำฟ้าที่เกิดขึ้นมักจะตกไม่ถึงพื้นเนื่องจากอากาศร้อนมากจึงมีการระเหยไปก่อนที่จะตกลงถึงพื้น เราเรียกน้ำฟ้าชนิดนี้ว่า “VIRGA” ซึ่งมักจะพบได้มากกว่าฝนโปรย (Rain shower)

เขตพื้นที่ C ตั้งแต่บริเวณตอนใต้ของแกน TEJ จนถึงประมาณละติจูดที่ 7 องศาเหนือ บริเวณนี้การจมตัวลงของอากาศในระดับบนอ่อนลง ในขณะที่ชั้นของอากาศขึ้นมีความหนาประมาณ 1-2.5 กม. และอากาศไม่ทรงตัวอย่างมาก บริเวณนี้เป็นพื้นที่ที่มีความแตกต่างอย่างเห็นได้ชัดของอุณหภูมิ (Baroclinic zone) กล่าวคือเป็นบริเวณที่มวลอากาศร้อนและแห้งแล้งจากทะเลทรายพบกับมวลอากาศเย็นและชื้นจากมหาสมุทรมาพบกันเกิดเป็นแนวพายุฟ้าคะนอง (Squall line) บางครั้งมีความรุนแรงมาก นอกจากนั้นพายุฟ้าคะนองขั้นรุนแรงอาจเกิดขึ้นในขณะที่คลื่นอากาศในเขตร้อน (Tropical wave) เคลื่อนตัวผ่านในบริเวณนี้

บริเวณด้านตะวันตกของลองจิจูดที่ 25 องศาตะวันออก มักจะพบเสมอว่าพายุฟ้าคะนองเกิดขึ้นในฤดูใบไม้ผลิ ซึ่งจะเกิดขึ้นในช่วงบ่ายๆ ตามบริเวณที่ราบสูง และบางครั้งอาจเกิดพายุฟ้าคะนองขนาดใหญ่คลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง มีฝนหรือพายุฝนฟ้าคะนองตกต่อเนื่องกันเป็นเวลาหลายวัน คล้ายกับการเกิด Mesoscale Convective Complex (MCC) ในละติจูดกลาง

เขตพื้นที่ D เริ่มจากละติจูดที่ 7 องศาลงไปจนถึงเส้นศูนย์สูตร อากาศเย็นและชื้นบริเวณตามแนวชายฝั่งพัดมาจากทิศตะวันตกเฉียงใต้ก่อให้เกิดมวลอากาศแบบภาคพื้นสมุทรขึ้นโดยทั่วไป กระแสน้ำเย็นเบงกิวลาทำให้อากาศเย็นลงในระดับล่าง อากาศจึงมีการทรงตัวมากขึ้น ฝนที่เกิดขึ้นมักจะเป็นฝนกำลังอ่อนแต่ตกได้เป็นเวลานาน ปริมาณฝนตกจะเพิ่มมากขึ้นเมื่อกระแสลมทิศตะวันตกเฉียงใต้มีกำลังแรงขึ้นในบริเวณที่ราบสูงอากาศจะเย็นกว่า จึงทำให้เกิดเมฆและฝนตกได้มากกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับที่ราบลุ่ม

มรสุมฤดูหนาวในแอฟริกาใต้ในเดือนกรกฎาคม สภาพอากาศส่วนใหญ่ที่พบมักจะมีเมฆเพียงเล็กน้อยและอากาศค่อนข้างแห้ง ยกเว้นทางตอนใต้สุดของแอฟริกาซึ่งมีลักษณะภูมิอากาศแบบเมดิเตอร์เรเนียน และเป็นบริเวณที่มีฝนตกเฉลี่ยรายปีสูง ทั้งนี้เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากตัวการที่เกิดขึ้นในละติจูดกลางในซีกโลกใต้เคลื่อนตัวผ่านมาในบริเวณนี้ เช่น เมืองเคปทาวน์ ในสาธารณรัฐแอฟริกาใต้

เดือนมกราคม ในซีกโลกเหนือเข้าสู่ฤดูหนาวในขณะที่ซีกโลกใต้เป็นฤดูร้อน การเย็นลงของพื้นดินทำให้เกิดระบบความกดอากาศสูงปกคลุมบริเวณตอนเหนือของแอฟริกาซึ่งเป็นแหล่งของอากาศเย็น แต่การเคลื่อนตัวลงมาของอากาศเย็นค่อนข้างที่จะจำกัด เมื่อเปรียบเทียบกับกับการเคลื่อนตัวลงมาของอากาศเย็นบริเวณ Siberian high ในขณะที่ทะเลทรายกาลาฮารีร้อนขึ้นจนก่อให้เกิดระบบความกดอากาศต่ำปกคลุมแอฟริกาตอนใต้ เป็นแนวเชื่อมต่อกับ Monsoon trough ในมหาสมุทรอินเดีย หย่อมความกดอากาศต่ำเนื่องจากความร้อนที่เกิดขึ้นค่อนข้างจะมีขนาดเล็กกว่าและมีความรุนแรงน้อยกว่า ตลอดจนมีโครงสร้างไม่ชัดเจนเหมือนดังเช่น Heat low ที่เกิดขึ้นทางตอนเหนือของแอฟริกาในเดือนกรกฎาคม มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือจากทวีปเอเชียจะเป็นตัวช่วยเสริมทำให้แนวลมสอบที่เกิดขึ้นบริเวณ Trough มีกำลังแรงขึ้น

บริเวณตอนเหนือของแอฟริกาเกือบทั้งหมดมีสภาพความแห้งแล้ง เมื่อมีแนวปะทะอากาศในเขตละติจูดกลางเคลื่อนตัวลงมาจากตอนเหนือ จึงทำให้เกิดพายุฝุ่นและพายุทรายได้โดยเฉพาะบริเวณด้านหน้าของแนวปะทะ ยกเว้นบริเวณที่อยู่ใกล้กับชายฝั่งทะเลเมดิเตอร์เรเนียน และชายฝั่งประเทศโมร็อกโคในมหาสมุทรแอตแลนติก จะได้รับปริมาณฝนรวมสูงสุดรายปี

ตอนใต้ของแอฟริกามักจะมีพายุฝนฟ้าคะนองกระจาย และเกิดได้บ่อยครั้งกว่าบริเวณอื่นๆ ในพื้นที่ระหว่าง 10-15 องศาใต้ ซึ่งเป็นบริเวณที่อยู่ใกล้กับ Monsoon trough อย่างไรก็ตามไม่สามารถที่จะแบ่งพื้นที่ตามรูปแบบของน้ำฟ้าออกได้ดังเช่นในแอฟริกาเหนือในช่วงเดือนกรกฎาคม พายุหมุนเขตร้อนอาจเกิดขึ้นได้บ้าง และบางครั้งเคลื่อนตัวเข้าสู่เกาะมาดากัสการ์ แต่ส่วนใหญ่มักจะโค้งกลับ (Recurve) ก่อนที่จะเคลื่อนตัวเข้าสู่ฝั่ง

มรสุมทวีปออสเตรเลีย (Australian monsoon)

ลักษณะทางภูมิศาสตร์

ภูมิประเทศส่วนใหญ่เป็นทะเลทราย แต่ทางตอนใต้และตะวันตกเฉียงใต้มีลักษณะภูมิอากาศแบบเมดิเตอร์เรเนียน (Mediterranean) และบริเวณปลายสุดของชายฝั่งทางตอนเหนือมีลักษณะภูมิอากาศแบบป่าฝนเขตร้อน (Tropical rain forest) ส่วนทางทิศตะวันออกเฉียงใต้มีลักษณะอากาศคล้ายกับในเขตละติจูดกลาง พื้นที่ที่เป็นทะเลทรายได้แก่ ทะเลทรายเกรตแซนด์ (Great Sandy) ทะเลทรายกิบสัน (Gibson) ทะเลทรายซิมป์สัน (Simpson) และทะเลทรายเกรทวิกตอเรีย (Great Victoria) แนวเทือกเขาที่สำคัญได้แก่ King Leopold (คิงเลโอโพลด์) ซึ่งตั้งอยู่ทางตอนเหนือของทวีป แนวเทือกเขาเกรตดิไวดิง (Great Dividing) ทางด้านตะวันออก เทือกเขาฟลินเดอร์ (Flinder) ทางตอนใต้ของทวีป ส่วนทางด้านตะวันตกประกอบด้วยแนวเทือกเขาดาร์ลิง (Darling) และแนวเทือกเขาแฮมเมอร์เลย์ (Hamerley) ภายในทวีปประกอบด้วยแนวเทือกเขาแมคดอนเนล (Mac Donnell) และมัสเกรฟ (Mustgrave) กระแสน้ำอุ่นไหลผ่านชายฝั่งด้านตะวันออกในขณะที่มีกระแสน้ำเย็นทางด้านตะวันตก มวลอากาศที่ปกคลุมทวีปออสเตรเลียส่วนใหญ่เป็นแบบภาคพื้นทวีปเขตร้อนหรือทะเลทราย (Continental tropical or Desert) ตลอดทั้งปี ถึงแม้ว่าบางช่วงในฤดูร้อนอาจพบว่ามวลอากาศแบบภาคพื้นมหาสมุทรเขตร้อน (Maritime tropical) เข้ามาปกคลุมบริเวณชายฝั่งด้านตะวันออกของทวีป เพราะว่ามีลมฝ่ายเหนือที่พัดออกจากบริเวณความกดอากาศสูงที่ปกคลุมอยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนใต้

มรสุมตะวันตกเฉียงเหนือ (Northwest summer monsoon)

ในเดือนมกราคม ร่องมรสุม (Monsoon trough) พาดจากหย่อมความกดอากาศต่ำที่ปกคลุมบริเวณหมู่เกาะฟีจี (Fiji Island) เป็นแนวไปทางทิศตะวันตกผ่านตอนเหนือของทวีปออสเตรเลีย และมหาสมุทรอินเดียตอนใต้ ถึงตอนใต้ของทวีปแอฟริกา ร่องมรสุมเป็นตัวการสำคัญที่ทำให้เกิดพายุหมุนเขตร้อน (Tropical cyclone) ในมหาสมุทรในซีกโลกใต้ แนวของร่องความกดอากาศต่ำที่เกิดขึ้นบางครั้งอาจเรียกว่า Fiji front สภาพอากาศที่เกิดขึ้นจะมีเมฆมากและมีฝนตกตลอดปี ตำแหน่งของลิ้นความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical ridge : STR) ที่ผิวพื้นโดยทั่วไปจะวางตัวอยู่ในแนวละติจูดที่ 30 องศาใต้ แต่ในระดับบน (200 hPa) STR จะวางตัวอยู่ระหว่างละติจูดที่ 10-20 องศาใต้ กระแสลมกรดใกล้เขตร้อน (Subtropical jet : STJ) จะพัดอยู่บริเวณละติจูดที่ 30 องศาใต้ แต่มีกำลังอ่อนเมื่อพัดข้ามทวีปออสเตรเลีย

ลมมรสุมตะวันตกเฉียงเหนือที่พัดปกคลุมบริเวณตอนเหนือของทวีปออสเตรเลียจะพัดลงไปได้จนกระทั่งถึงแนวร่องมรสุม ซึ่งจะพัดลงจากศูนย์สูตรได้ไม่ไกลมากนัก ดังนั้นพื้นที่ที่ตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงเหนือจึงเป็นบริเวณแคบๆ แต่จะเป็นแนวยาวตลอดตามการวางตัวของร่องมรสุม โดยสามารถขยายออกไปจนถึงเส้นลองจิจูดที่ 180 องศาตะวันออก หรือบริเวณด้านตะวันออกของหมู่เกาะโซโลมอน อย่างไรก็ตามหากพิจารณาผลกระทบของร่องมรสุมที่ก่อให้เกิดเมฆ จะพบว่าบริเวณด้านตะวันออกจะมีจำนวนเมฆลดลง ลมมรสุมตะวันตกเฉียงเหนือจะพัดแรงที่สุดทางด้านตะวันตกเฉียงเหนือและตอนเหนือของทวีปออสเตรเลีย (รวมตอนใต้ของประเทศอินโดนีเซีย) และบริเวณใกล้ๆ กับร่องมรสุมในบริเวณดังกล่าว ทั้งนี้เพราะบริเวณนี้มีค่าความชันของอุณหภูมิระหว่างพื้นดินและพื้นน้ำมาก (Land-Sea temperature gradient)

มรสุมตะวันออกเฉียงใต้ (Southeast winter monsoon)

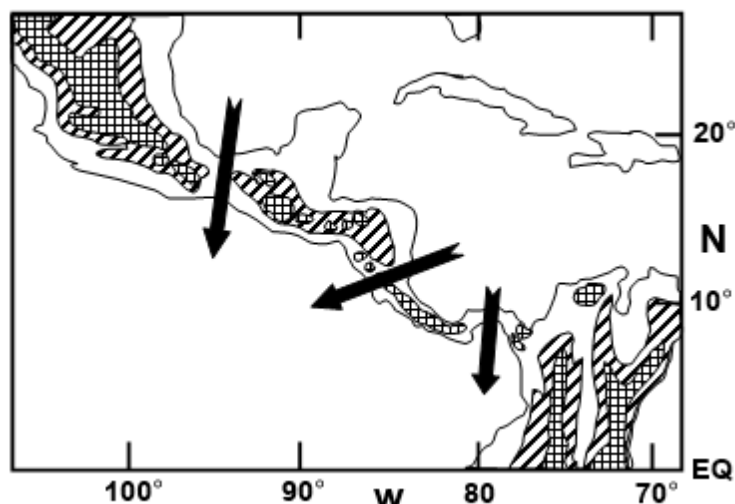
ในเดือนกรกฎาคม STR และกระแสลมฝ่ายตะวันออกจะมีอิทธิพลอย่างมากในซีกโลกใต้ การพัดของลมค้าฝ่ายตะวันออก (Trade wind easterlies) บางครั้งทำให้เกิดเป็นร่องความกดอากาศต่ำตื้นๆ (Minor trough) ปรากฏอยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนใต้ ลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้พัดปกคลุมชายฝั่งทางตอนเหนือและทางตะวันออกเฉียงเหนือของทวีปเข้าสู่บริเวณ Buffer zone ในแถบศูนย์สูตร ต่อจากนั้นจะเปลี่ยนเป็นลมทิศตะวันตกเฉียงใต้เข้าสู่ร่องมรสุมในทวีปเอเชีย (Asian monsoon trough)

ที่ระดับบน (200 hPa) ลมความกดอากาศสูงยังคงปรากฏอยู่ระหว่างละติจูดที่ 5 และ 15 องศาใต้ STJ ในซีกโลกใต้จะเกิดขึ้นใกล้กับละติจูด 30 องศาใต้ และในช่วงนี้จะมีความเร็วเพิ่มขึ้น โดยเมื่อพัดผ่านบริเวณตอนกลางและชายฝั่งด้านตะวันออกของออสเตรเลียอาจมีความเร็วมากกว่า 100 นอต

มรสุมอเมริกากลาง (Central American monsoons)

ลักษณะทางภูมิประเทศ

อเมริกากลาง ครอบคลุมพื้นที่ตั้งแต่ตอนใต้ของประเทศเม็กซิโก เบลิส กัวเตมาลา ฮอนดูรัส เอลซัลวาดอร์ นิการากัว คอสตาริกา และปานามา พื้นที่เกือบทั้งหมดเป็นภูเขา ยกเว้นคาบสมุทรยูคาตัน โดยมีแนวเทือกเขาทอดเป็นแนวยาวตลอดจนถึงคอคอด ลักษณะภูมิอากาศจะเป็นแบบ ภาควิพพื้นที่มหาสมุทรเขตร้อน (Maritime tropical) แต่บางพื้นที่อาจมีลักษณะภูมิอากาศแบบภาคพื้นทวีปเขตร้อน (Continental tropical) โดยเฉพาะในบริเวณที่ราบสูงฮอนดูรัส และกัวเตมาลา นอกจากนั้นยังมีกระแสน้ำอุ่นไหลผ่านทั้ง สองข้าง



รูปที่ 1

ผลกระทบของภูมิภาค (Regional effect)

แนวเทือกเขาที่ทอดตัวเป็นแนวยาวลงมามีลักษณะเป็นแนวแยกขาดออกจากกันเป็น 3 ช่อง ซึ่งช่องเขาเหล่านี้มีผลต่อลมค้าในซีกโลกเหนือซึ่งพัดจากมหาสมุทรแอตแลนติกไปสู่มหาสมุทรแปซิฟิก นับว่าเป็นส่วนสำคัญอย่างมากที่ทำให้เกิดลักษณะอากาศท้องถิ่นในบริเวณนี้ ช่องเขาทั้ง 3 ประกอบด้วยช่องแรกบริเวณคอคอดเตฮวนเตเปก (Tehuantepec) ในประเทศเม็กซิโก ช่องที่สองอยู่ที่บริเวณใกล้กับทะเลสาบนิการากัว และช่องสุดท้ายบริเวณคลอง

ปานามา ประกอบกับบริเวณนี้มีชั้นอุณหภูมิลบที่เกิดขึ้นในกระแสลมค้าส่งผลทำให้ลมฝ่ายตะวันตกไม่สามารถพัดข้ามแนวเทือกเขาบริเวณอื่นได้ นอกจากบริเวณช่องเขาเหล่านี้

เมื่อลมค้าที่พัดผ่านช่องเขาทั้งสามเข้าสู่มหาสมุทรแปซิฟิก ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้น และมีลักษณะของการ Shear เกิดขึ้น ก่อให้เกิดการหมุนแบบไซโคลนทางด้านซ้าย และแอนตี้ไซโคลนทางด้านขวาของความเร็วลมสูงสุด (Speed maxima) ทำให้เกิดไซโคลนทางด้านมหาสมุทรแปซิฟิก 3 ตัว ซึ่งปรากฏอยู่บนกระแสน้ำอุ่น ในขณะเดียวกัน ลมทิศตะวันออกเฉียงใต้ที่พัดมาจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้ พัดข้ามเส้นศูนย์สูตร และมีทิศทางเฉไปด้านขวามือเนื่องจากแรงคอริโอลิส และแนวเทือกเขาแอนดิสเป็นสิ่งที่กีดขวางและบังคับให้ลมที่พัดขึ้นมาจากซีกโลกใต้ เปลี่ยนเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้ โดยมีการหมุนแบบไซโคลนก่อนที่จะพัดมารวมกับกระแสอากาศที่ไหลผ่านช่องเขา บริเวณนี้ทำให้ไซโคลนมีความรุนแรงเพิ่มขึ้น

หากพิจารณาการเกิดเป็นไซโคลนในบริเวณดังกล่าวนี้ ตามหลักเกณฑ์ที่ Ramage ได้ให้คำจำกัดความไว้ จะพบว่าไม่ได้เข้าหลักเกณฑ์ใดๆ เลย แต่อย่างไรก็ตามการเกิดไซโคลนในลักษณะนี้มีลักษณะคล้ายกับ Monsoon trough

ไซโคลนที่เกิดบริเวณคลองปานามา มีกำลังแรงมากที่สุดทั้งนี้เนื่องจากบริเวณนั้นเป็นบริเวณที่น้ำทะเลอุ่นกว่าบริเวณอื่นๆ นอกจากนั้นลักษณะภูมิประเทศคือแนวเทือกเขาแอนดิสในซีกโลกใต้เป็นตัวบังคับให้เกิดการเบี่ยงเบนของลมเปลี่ยนเป็นลมทิศตะวันตกเฉียงใต้ ก่อนที่พัดเข้าหาไซโคลนที่เกิดขึ้นก่อนหน้านี้ สามารถที่จะคงที่อยู่ได้เป็นเวลานาน (ตั้งแต่เดือนพฤษภาคม-มกราคม) ในฤดูหนาวบริเวณที่น้ำทะเลมีอุณหภูมิสูงสุดจะเคลื่อนไปทางใต้เล็กน้อย ลมค้าในซีกโลกเหนือมีกำลังแรงขึ้นในขณะที่ลมทิศตะวันตกเฉียงใต้จากซีกโลกใต้อ่อนกำลังลง เป็นปัจจัยที่ทำให้ร่องความกดอากาศต่ำ (Trough) เคลื่อนที่ห่างออกไปจากชายฝั่งมากขึ้น แต่จะเป็นเพียงช่วงระยะเวลาสั้นๆ เพียง 2-3 เดือนเท่านั้น

ไซโคลนที่เกิดขึ้นใกล้กับทะเลสาบนิการากัวมีกำลังอ่อนเป็นอันดับที่สอง ทั้งนี้เพราะมีลักษณะของพื้นที่ที่แตกต่างกัน ส่วนไซโคลนที่อยู่บริเวณคอคอดเตฮวนเตเปกมีกำลังอ่อนที่สุดในบริเวณนี้ และ มักจะไปรวมกับร่องมรสุมที่พัดผ่านอยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิก ไซโคลนคู่นี้สามารถคงอยู่ได้ตั้งแต่เดือนพฤษภาคมถึงเดือนพฤศจิกายน

ช่วงเปลี่ยนฤดูมรสุม (Transitional monsoon)

ถึงแม้ว่าแนวของไซโคลน (The series of cyclone) ที่วางตัวในบริเวณอเมริกากลาง จะมีลักษณะคล้ายกับ Monsoon trough แต่ไม่เข้ากฎเกณฑ์ของ Ramage ดังที่กล่าวมาแล้วข้างต้น เหตุผลที่เป็นเช่นนี้เพราะไม่มีลักษณะการเปลี่ยนกลับความชันของความกดอากาศระหว่างซีกโลกเหนือกับซีกโลกใต้ (Reversing of meridional pressure gradients) เหมือนดังเช่นที่เกิดขึ้นกับในเขตร้อนบริเวณอื่น ซึ่งมักจะเกิดขึ้นทุกๆ ครึ่งปี นอกจากนี้ยังมีสาเหตุอื่นอีกเช่น

1. ทวีปอเมริกาใต้ ในเขตละติจูดกลางบริเวณตั้งแต่ตอนใต้ของละติจูดที่ 20 องศาใต้ลงไป มีพื้นที่ค่อนข้างแคบ จึงไม่เอื้ออำนวยให้เกิดหย่อมความกดอากาศต่ำเนื่องจากความร้อนในฤดูร้อน และบริเวณความกดอากาศสูงในฤดูหนาว ทำให้เกิดความชันของความกดอากาศได้ไม่มากพอที่จะทำให้เกิดระบบมรสุมได้

2. ทวีปอเมริกาเหนือ พื้นที่ที่อยู่เหนือเขตร้อนมีขนาดใหญ่กว่าพื้นที่ในเขตร้อน และค่อนข้างจะอยู่ไกลออกไปทางขั้วโลก เมื่อมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลกจากประเทศแคนาดาเคลื่อนตัวลงมาในฤดูหนาวจะถูกกระแสลมฝ่ายตะวันตกพัดพาไปทางทิศตะวันออกก่อนที่จะมีผลต่อเขตร้อน ในฤดูร้อนความเข้มของรังสีจากดวงอาทิตย์จะอยู่ไม่

เกินเส้นละติจูด $23\frac{1}{2}$ องศา บริเวณนี้ส่วนใหญ่เป็นพื้นน้ำซึ่งจะร้อนน้อยกว่าพื้นดิน ดังนั้นการก่อตัวของหย่อมความกดอากาศต่ำเนื่องจากความร้อนขนาดใหญ่เหมือนดังที่เกิดขึ้นในทวีปเอเชียและในทวีปแอฟริกาจึงก่อตัวขึ้นได้ยาก

3. ลักษณะภูมิประเทศและอุณหภูมิน้ำทะเล เป็นสาเหตุสำคัญทำให้ไม่เกิดมรสุมอย่างแท้จริงถึงแม้ว่าจะมีความชื้นของความกดอากาศเกิดขึ้นที่ผิวพื้น ระหว่างพื้นน้ำที่เย็นกว่าที่ไหลอยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนใต้กับบริเวณพื้นน้ำและพื้นดินที่อุ่นกว่าในทะเลแคริบเบียนและแถบศูนย์สูตร ลักษณะดังกล่าวคล้ายกับมรสุมที่เกิดขึ้นในฝั่งตะวันตกของทวีปแอฟริกาในฤดูร้อน อย่างไรก็ตามลมมรสุมไม่สามารถเกิดขึ้นได้เนื่องจากแนวเทือกเขาแอนดีสเป็นตัวขวางกั้นการพัดของลมที่เกิดขึ้นระหว่างพื้นที่ทั้งสอง

4. กระแสน้ำเย็นบริเวณตะวันออกเฉียงใต้ของมหาสมุทรแปซิฟิก ทำให้ร่องมรสุมไม่สามารถเกิดขึ้นได้ในฤดูร้อนของซีกโลกใต้

5. ประการสุดท้ายพื้นที่บริเวณนี้มีลักษณะแตกต่างจากที่ราบสูงธิเบต ประกอบด้วยมีลมที่พัดออกจากแอนดีสโคโลนที่ปกคลุมที่ราบสูงโบลิเวียและที่ราบสูงเม็กซิโกมีกำลังค่อนข้างอ่อน เมื่อพัดสอบ (Converge) เข้าหากันเหนือบริเวณร่องความกดอากาศต่ำที่ผิวพื้น (Surface trough) ทำให้มีการยกตัวขึ้นของอากาศเพียงเล็กน้อย

คำว่า **ช่วงเปลี่ยนฤดู** (Transitional monsoon) ในที่นี้ใช้อธิบายถึงการเคลื่อนตัวไปมาของ Monsoon trough ที่เกิดในอเมริกากลางเท่านั้น ซึ่งขึ้นอยู่กับความแรงของลมที่พัดอยู่ในมหาสมุทรแอตแลนติกและมหาสมุทรแปซิฟิก ในเดือนมกราคมลมค้าในซีกโลกเหนือมีกำลังแรง จะทำให้ Monsoon trough เคลื่อนตัวไปทางใต้ ส่วนในเดือนกรกฎาคมลมค้าอ่อนกำลังลงในขณะที่ลมตะวันตกเฉียงใต้มีกำลังแรงขึ้นจะทำให้ Monsoon trough เคลื่อนตัวขึ้นไปทางเหนืออีกครั้ง บางครั้ง Monsoon trough อาจเกิดขึ้นในทะเลแคริบเบียนซึ่งจะทำให้มีไซโคลนอยู่ตอนเหนือของประเทศปานามา ตำแหน่งของ Monsoon trough ยากที่จะกำหนดชี้ชัดลงไปว่าเป็นบริเวณใด ทั้งนี้เนื่องจากลมบกและลมทะเลที่เกิดขึ้นในบริเวณนี้มักจะปิดบังตำแหน่งที่แท้จริงของ Monsoon trough ดังนั้น จึงควรตรวจสอบแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ และชั้นความหนาของความชื้น ตลอดจนลมที่พัดผ่านในช่วงเวลาที่ผ่านมา

บทที่ 19

พายุหมุนเขตร้อน (Tropical Cyclones)

พายุหมุนเขตร้อน คือ พายุที่ก่อตัวขึ้นเหนือพื้นน้ำในเขตร้อน มีการหมุนเวียนของกระแสลมเข้าหาศูนย์กลาง และมีเส้นผ่าศูนย์กลางตั้งแต่ 100 ไมล์ขึ้นไป เมื่อพายุนี้ทวีความรุนแรงขึ้นถึง 64 นอต จะมีชื่อเรียกแตกต่างกันไปตามแหล่งที่เกิด แต่ลักษณะการก่อตัวจะเหมือนกันทุกประการ

คำว่า "เฮอริเคน" มาจากสำเนียงการเรียกชื่อพายุในย่าน West Indies ของคนอินเดียแดง ซึ่งหมายถึง ลมใหญ่ หรือ Big Wind ใช้เรียกในแถบมหาสมุทรแอตแลนติก ทะเลแคริบเบียน อ่าวเม็กซิโก และด้านตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ

คำว่า "ไต้ฝุ่น" มาจากภาษาจีนคือ Tat = Great, Fung = Wind ใช้เรียกในแถบตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ และเกือบทั่วไปในแปซิฟิกใต้

บริเวณมหาสมุทรอินเดียเรียก ไชโคลนกำลังแรง (Severe cyclone) คำว่า "ไชโคลน" มีความหมายมาจากประเทศอินเดีย เนื่องจากลมที่พัดเวียนเป็นวงขึ้นไปของพายุมีรูปร่างคล้ายลำคอของงู

นอกจากนี้ยังเรียกแตกต่างกันตามท้องถิ่น เช่น ทางฝั่งตะวันตกของเม็กซิโกเรียกเฮอริเคนว่า "เอล คอร์ดอนาโซ เดอ ซานฟรานซิสโก" (el Cordonazos de San Francisco) ที่ฟิลิปปินส์เรียกบาเกียว (Baguios) ออสเตรเลียเรียก วิลลี วิลลิส (Willy Willes) อย่างไรก็ตามชื่อต่างๆ ดังกล่าวใช้เรียกรวมๆ กันว่าพายุหมุนเขตร้อน (Tropical cyclone หรือ Tropical revolving storm)

ประวัติความเป็นมาการตั้งชื่อพายุไต้ฝุ่นหรือพายุเฮอริเคน ซึ่งเกิดขึ้นตอนเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิกและตอนเหนือของมหาสมุทรแอตแลนติก ชาวสเปนเรียกชื่อของพายุเฮอริเคนตามวันของนักบุญ (Saint's day) ซึ่งเป็นวันที่พายุเฮอริเคนเกิดขึ้น เช่น พายุเฮอริเคน Santa Ana ซึ่งเป็นชื่อของพายุเฮอริเคนที่ผ่านประเทศเปอร์โตริโก ในปี ค.ศ.1876 และ 1928

ในระยะต้นศตวรรษที่ 20 นักอุตุนิยมวิทยาออสเตรเลียตั้งชื่อพายุเฮอริเคนเป็นชื่อของนักการเมืองที่เขาไม่ชอบ หรือ บางทีก็หมายถึงผู้ที่ทำให้เกิดความเดือดร้อนต่อบ้านเมืองและสังคม

การตั้งชื่อพายุหมุนเป็นชื่อของสตรีครั้งแรกนั้นมาจากนวนิยายเกี่ยวกับพายุหมุน ซึ่งเขียนโดย George R.Steward, Random House ในปี ค.ศ.1941 นับตั้งแต่นั้นมาการตั้งชื่อโดยอาศัยชื่อของสตรีจึงเป็นที่นิยมแพร่หลายทั่วไป การที่นิยมกันมากก็เพราะสะดวกใน การเขียน การพูด การสื่อสารทำได้ง่าย เพราะเป็นคำสั้นๆ ฟังไพเราะ ดังนั้น ในระหว่างสงครามโลกครั้งที่สอง (ค.ศ.1941-45) จันท.อุตุนิยมวิทยาทางทหารจึงให้ชื่อพายุเป็นชื่อสตรี แม้สงครามยุติ นักอุตุนิยมวิทยายังคงเรียกชื่อเช่นนี้กันต่อมาจนกระทั่งถึงปี ค.ศ.1953 จึงได้กำหนดชื่อเป็นทางการเรียงตามลำดับอักษร เริ่มต้นด้วย A เช่น Able-Baker-Charlie เป็นต้น รวม 4 ชุดโดยไม่ซ้ำกัน แล้วหมุนเวียนกันเรียกชื่อไปเรื่อยๆ จนครบทั้ง 4 ชุดแล้วก็ขึ้นชุดที่หนึ่งใหม่ บางคนกล่าวไว้อย่างน่าสนใจว่า การที่เราตั้งชื่อให้เหมือนกับชื่อของสตรี ก็เพราะทั้งสตรีและไต้ฝุ่นเป็นสิ่งที่พยากรณ์ให้ถูกต้องได้ยากทั้งนั้น อย่างไรก็ตามในปี ค.ศ.1979 ได้เพิ่มชื่อบุรุษรวมในบัญชีรายชื่อดังกล่าวด้วย

การแบ่งชั้นของพายุหมุนเขตร้อน (Classification of tropical cyclones) พายุหมุนเขตร้อนแบ่งออกได้เป็น 4 ชั้น ตามลักษณะความรุนแรงได้ดังต่อไปนี้

1. อากาศเริ่มถูกรบกวน (Tropical disturbance) เป็นบริเวณที่มีกระแสอากาศเริ่มถูกรบกวนเกิดการยกตัวขึ้นในทางตั้ง (Convective activities) อาจมีเส้นความกดอากาศเท่าที่เป็นวงปิดหรือไม่ก็ได้ และมีการไหลแบบ Cyclonic ให้เห็นบนแผนที่ลมชั้นบนได้เล็กน้อย

2. พายุดีเปรสชัน (Tropical depression) มีวงปิดของเส้นความกดอากาศเท่าตั้งแต่หนึ่งวงขึ้นไปมีการหมุนเวียนแบบ Cyclonic ให้เห็นบ้าง ความเร็วลมรอบๆ จุดศูนย์กลางเท่ากับหรือน้อยกว่า 33 นอต

3. พายุเขตร้อน (Tropical storm) เส้นความกดอากาศเท่าที่เป็นวงปิดมากขึ้น มีการหมุนเวียนแบบ Cyclonic ชัดเจนขึ้น ความเร็วลมรอบศูนย์กลางตั้งแต่ 34 นอต ถึง 63 นอต

4. พายุไต้ฝุ่น (Hurricane หรือ Typhoon) เพิ่มจำนวนของวงปิดของเส้นความกดอากาศเท่ามากขึ้นและชิดกันมากขึ้น มีการหมุนเวียนแบบ Cyclonic อย่างรุนแรง ความเร็วลมเท่ากับหรือมากกว่า 64 นอตขึ้นไป แต่ถ้าพายุไต้ฝุ่นที่มีความเร็วลมเท่ากับหรือมากกว่า 130 นอต เรียกว่า Supper typhoon

วงจรของพายุหมุนเขตร้อน พายุหมุนเขตร้อนจะมีชีวิตเฉลี่ยประมาณ 6 วัน จากเวลาที่เกิดจนถึงสลายตัวหรือเคลื่อนเข้าหาสิ่งกีดขวาง เช่น ภูเขาหรือแผ่นดิน หรือเปลี่ยนทิศทางการเคลื่อนที่ไปยังละติจูดสูงๆ ขึ้นไปพายุหมุนบางลูกมีชีวิตอยู่ประมาณ 2-3 ชั่วโมง และน้อยมากที่มีชีวิตอยู่ได้ถึงสองอาทิตย์ ดังนั้นจึงแบ่งวงจรออกเป็น 4 ชั้น ดังนี้

1. ขั้นการก่อตัว (Formative stage) พายุหมุนเขตร้อนจะเกิดขึ้นได้ต้องมีการเริ่มต้นก่อตัวของระบบความกดอากาศ เช่น ร่องมรสุม คลื่นตะวันออก ร่องความกดอากาศต่ำ แนวลมพัดตัดกัน ฯลฯ บางครั้งจะต้องใช้เวลานานมากที่จะทวีความรุนแรงขึ้น ในขั้นนี้ทั่วไปแล้วความเร็วลมมักจะต่ำกว่า 64 นอต ความกดอากาศจะลดลงถึง 1000 hPa

2. ขั้นเจริญเติบโต (Immature stage) ไม่แน่ว่าความรุนแรงเหล่านั้นจะถึงขั้นพายุไต้ฝุ่นเสมอไป บางครั้งอาจจะสลายตัวในขั้นก่อตัวภายใน 24 ชั่วโมง ในกรณีที่มีความรุนแรงถึงขั้นไต้ฝุ่นแล้วความเร็วตั้งแต่ 64 นอตขึ้นไป ความกดอากาศจะลดลงจาก 1000 hPa ในขั้นนี้เป็นช่วงที่มีความเจริญเติบโตเพิ่มขึ้น และมีการเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นหลายอย่าง เช่น มีตาของพายุเกิดขึ้น มีแถบเมฆหมุนเข้าหาศูนย์กลางเกิดขึ้น ความชันของความกดอากาศมีค่ามากขึ้น (Strong pressure gradient)

3. ขั้นเจริญเติบโตเต็มที่ (Mature stage) หลังจากที่มีความกดอากาศ ความเร็วลมและความรุนแรงของพายุไต้ฝุ่นถึงขีดสุดแล้ว คือ ความกดอากาศที่ศูนย์กลางของพายุจะไม่ลดลงมากกว่านี้ และความเร็วลมรอบจุดศูนย์กลางไม่เพิ่มขึ้น การหมุนจะขยายวงออกไปรอบนอกซึ่งอาจใช้เวลาตลอดสัปดาห์ การหมุนของลมในขั้นเจริญเติบโต (Immature stage) ซึ่งมีรัศมีจำกัดอยู่ประมาณ 20-30 ไมล์ เมื่อถึงขั้นนี้แล้วรัศมีอาจแผ่ขยายไปได้ถึง 200 ไมล์ โดยปกติแล้วบริเวณด้านขวามือของการเคลื่อนที่จะมีลักษณะอากาศเลวกว่าทางด้านซ้ายมือ ขนาดของพายุมักจะมีความไม่แน่นอน เช่น พายุไต้ฝุ่นที่มีค่าความกดอากาศที่ศูนย์กลางต่ำกว่า 950 hPa พายุบางลูกมีรัศมีเพียงแค่ 100-200 กม.

4. ขั้นสลายตัว (Decaying stage) พายุหมุนเขตร้อนจะสลายตัวเมื่อเคลื่อนตัวเข้าสู่บริเวณที่มีอุณหภูมิเย็นกว่าหรือผิวพื้นที่มีสิ่งกีดขวางซึ่งเป็นเหตุให้สูญเสียแหล่งพลังงานความร้อนและความชื้น ทำให้ความรุนแรงลดลง และความเร็วลมลดลงจนต่ำกว่า 64 นอต บริเวณตาพายุจะถูกปกคลุมด้วยเมฆ หรือมวลอากาศเย็นจากขั้วโลกแล้วสลายตัวไป

ในที่สุด ถ้าพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวขึ้นไปทางทิศเหนือหรือทิศตะวันออกเฉียงเหนือในละติจูดสูงๆ ขึ้นไปสู่เขตอบอุ่น (Temperate zone) ความรุนแรงจะลดลงและเปลี่ยนคุณสมบัติเป็นพายุหมุนนอกเขตร้อน (Extra tropical cyclone)

ปรากฏการณ์เบื้องต้นในการเจริญเติบโตของหย่อมความกดอากาศต่ำ (Cyclogenesis)

ศาสตราจารย์ Riehl กล่าวว่า บรรยากาศที่หุ้มห่อโลกเรานี้ก็ไม่ผิดแปลกแตกต่างจากเครื่องยนตร์ธรรมดา เริ่มจากการติดเครื่องยนตร์ การเคลื่อนที่ของเครื่องยนตร์ พลังงานที่ใช้ในการขับเคลื่อน ตลอดจนการระบายความร้อน พายุหมุนเขตร้อนนั้นก็เหมือนกันกับเครื่องยนตร์กลไกธรรมดาเช่นกัน โดยพลังงานส่วนใหญ่ที่มีอยู่ในพายุหมุนเขตร้อนมาจากไอน้ำ ในรูปของพลังงานความร้อนแฝงจากการกลั่นตัว (Latent heat energy of condensation) โดยมีองค์ประกอบที่จำเป็นในการก่อตัว ดังนี้

1. พลังงานส่วนใหญ่ที่ใช้ในพายุหมุนเขตร้อน คือพลังงานความร้อนแฝงจากการกลั่นตัว (Latent heat energy of condensation) ทำนองเดียวกันกับที่เครื่องยนตร์ได้พลังงานจากเชื้อเพลิง

2. พายุหมุนเขตร้อนได้พลังงานจลน์จากลมที่พัดสอบเข้าหาศูนย์กลาง เป็นแรงยกอากาศขึ้นขึ้นไป เพื่อกลั่นตัว ในขณะที่เครื่องยนตร์อาศัยกระแสไฟจากแหล่งจ่ายมาจุดระเบิดในห้องเผาไหม้ นั่นคือ ใช้พลังงานจากแหล่งอิสระภายนอกมาจุดชนวนเริ่มกระบวนการ

3. ขณะอากาศขึ้นถูกยกตัว การกลั่นตัวเกิดขึ้น นั่นคือกรรมวิธีในการแปรสภาพความร้อนแฝงไปอยู่ในรูปความร้อนที่สัมผัสได้ เมื่อมีการระบายออกทางเบื้องบน และการไหลเข้าทดแทนจากเบื้องล่างเกิดขึ้น ก็หมายถึงพลังงานจลน์ของการไหลหมุนวนรอบจุดศูนย์กลางได้เริ่มเกิดขึ้นแล้ว

ในเครื่องยนตร์ก็เปลี่ยนพลังงานความร้อนแฝงจากเชื้อเพลิง ที่เติมเข้าไปให้กลายเป็นความร้อนที่สัมผัสได้ ซึ่งก็จะเป็นจุดเริ่มต้นการทำงานอย่างต่อเนื่องในห้องเผาไหม้ต่อไป

4. แรงคอริโอลิส (Coriolis force) กับแรงหนีศูนย์กลาง (Centrifugal force) จะเหนี่ยวนำพลังงานจลน์ของลมที่พัดเข้าหาศูนย์กลาง ไปเป็นพลังงานจลน์ของการหมุนรอบศูนย์กลาง จนกระทั่งปรากฏเป็นการหมุนเวียนรอบศูนย์กลาง

ส่วนในเครื่องยนตร์จะมีกลไกต่อพ่วงเอาพลังงานที่เกิดตามข้อ 3 ไปใช้ให้เกิดการเคลื่อนที่ไปในทิศทางที่ต้องการ

5. การไหลถ่ายเทอย่างรวดเร็วใน Troposphere ตอนบน ช่วยระบายความร้อนส่วนเกินจากระบบไปสู่ส่วนอื่นๆ ของโลก ซึ่งในเครื่องยนตร์ก็ต้องมีระบบระบายความร้อนส่วนเกินเช่นกัน

พายุหมุนเขตร้อนเหล่านี้จะเจริญเติบโตจนมีความรุนแรงถึงขั้นพายุไต้ฝุ่นได้ก็ต่อเมื่อ มีองค์ประกอบตามที่กล่าวมาครบถ้วน

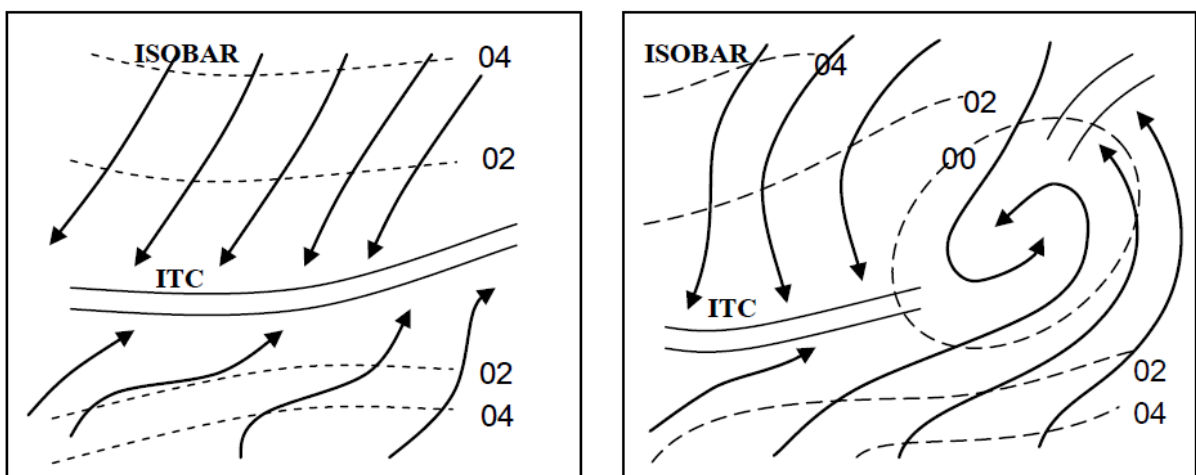
พายุหมุนเขตร้อนจะก่อตัวในบริเวณที่เป็นน้ำหรือมหาสมุทรเท่านั้น ไม่มีพายุหมุนเขตร้อนตัวใดที่ก่อตัวบนบก ดังนั้นจึงกล่าวได้ว่า น้ำหรือมหาสมุทรเป็นแหล่งผลิตความร้อนและความชื้นให้กับพายุหมุนเขตร้อน อุณหภูมิของน้ำที่เหมาะสมในการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อนจะสูงกว่า 26 องศาเซลเซียส จากการค้นคว้าพบว่าพายุหมุนเขตร้อนจะเคลื่อนไปตามกระแสน้ำที่อุ่นกว่าบริเวณใกล้เคียง ถ้าหากเคลื่อนที่เข้าสู่บริเวณที่เย็นกว่าความรุนแรงจะลดลง และในทางกลับกันถ้าเคลื่อนไปตามกระแสน้ำที่อุ่นกว่า ความรุนแรงจะเพิ่มขึ้นนักค้นคว้าลงความเห็นว่า ในขณะที่ไอน้ำถูกยกตัวขึ้น เมื่อกลั่นตัวเป็นหยดน้ำแล้วจะคายความร้อนแฝงออกมา ความร้อนแฝงนี้เองที่เป็นพลังงานสำคัญในพายุหมุนเขตร้อน

ร้อน นอกจากนี้ยังมีพลังงานความร้อนอื่นๆ ที่รวมอยู่ด้วย เช่น ความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่เมฆสะสมเอาไว้ พลังงานความร้อนเหล่านี้เองที่เป็นสิ่งที่ช่วยให้พายุหมุนเขตร้อนมีชีวิตอยู่ได้

ทฤษฎีการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อน (Theories of tropical cyclone formation)

สมมุติฐานเกี่ยวกับการพาความร้อนในทางตั้ง (Convective hypothesis) ตามสมมุติฐานนี้กล่าวว่า "ปรากฏการณ์อันใดที่เกิดขึ้นผิดปกติ เป็นต้นว่า ฝนตกหนัก มีพายุฟ้าคะนองเกิดขึ้นตามบริเวณพื้นน้ำในเขตร้อนที่ห่างจากเส้นศูนย์สูตร มีฝนและเมฆมากในขณะเดียวกันจะเกิดการหมุนเวียนของอากาศในทิศทางทวนเข็มนาฬิกา (Cyclonic circulation) ขึ้นที่พื้นอันเนื่องมาจากกระแสอากาศไหลเข้าหากัน (Convergence) "อย่างไรก็ดีสมมุติฐานนี้ยังไม่สมบูรณ์นักเพราะไม่ระบุกลไกแรกเริ่มของการก่อตัว, ไม่อธิบายถึงการไหลเวียนในทางตั้งว่าเกิดอย่างไร จึงไม่ได้กล่าวถึงการระบายความร้อนของระบบ ไม่ได้อธิบายว่าทำไมความกดอากาศจึงลดลง หลักความจริงมีอยู่ว่า อากาศอุ่นชื้นบนที่เกิดจากกระแสอากาศยกตัว (Convective current) เป็นเหตุให้การไหลออกของอากาศเบื้องบนดีขึ้น ไม่มีการอธิบายว่าทำไมการไหลออกของอากาศเบื้องบนควรจะมากกว่าการไหลเข้าของอากาศเบื้องล่าง และไม่มีการยืนยันว่าบริเวณที่มีเมฆมากจะอุ่นกว่าบริเวณใกล้เคียง ทุกวันนี้ทราบกันอยู่แล้วว่าแม้ฝนจะตกหรือมีพายุฟ้าคะนองก็ตาม บางครั้งก็ไม่ใช้พายุหมุน

สมมุติฐานเกี่ยวกับแนวปะทะอากาศ (Frontal hypothesis) แนวปะทะอากาศในที่นี้หมายถึง Intertropical front (ITF) ประมาณ 1920 นักอุตุนิยมวิทยาชาวเยอรมันได้พยายามคิดค้นสมมุติฐานนี้ขึ้นอาศัยหลักความจริงที่ว่า บริเวณที่เกิดของพายุหมุนเขตร้อนมักจะมีอุณหภูมิสูงมีความชื้นมาก และเป็นมวลอากาศที่มีการทรงตัวไม่ดี โดยทั่วไปแล้วบริเวณที่เกิดพายุหมุนจะเป็นบริเวณที่ลมค้าจากซีกโลกทั้งสองมาพบกันเรียกว่า ร่องมรสุม พายุหมุนฯ จะเกิดขึ้นเมื่อร่องมรสุมอยู่ห่างจากเส้นศูนย์สูตรประมาณ 5 องศาเหนือและใต้ ทั้งนี้เพราะว่าแรงคอริโอลิสบริเวณเส้นศูนย์สูตรมีค่าน้อยที่สุด



รูปที่ 1 แสดงลักษณะการเกิดพายุหมุนเขตร้อนในร่องมรสุม

ตามรูปที่ 1 ทราบแล้วว่าร่องมรสุมนั้นเกิดบริเวณที่มีความกดอากาศน้อยที่สุด ณ ที่ใดที่หนึ่งในร่องมรสุมที่เกิดความกดอากาศลดลงมากที่สุด การหมุนเวียนของมวลอากาศในทิศทางทวนเข็มนาฬิกาจะปรากฏขึ้นในซีกโลกเหนือ ในเวลาต่อมาคลื่นอากาศที่เกิดขึ้นในร่องมรสุมจะเพิ่มขนาดความสูงคลื่น (Amplitude) มากขึ้น ความกดอากาศก็จะลดลง

มาก นั้นหมายถึงความกดอากาศต่ำกำลังมีความรุนแรงเพิ่มขึ้นจนร่องมรสุมนั้นขาดออก วงปิดของเส้นความกดอากาศต่ำก็จะปรากฏขึ้น ถ้าหากมีปัจจัยสนับสนุนเพียงพอที่จะทำให้เจริญเติบโตได้ หย่อมความกดอากาศต่ำนั้นก็จะทวีความรุนแรงขึ้นตามลำดับ จนเป็นได้ฝน

สมมุติฐานนี้ได้อธิบายถึงการเกิดของความกดอากาศต่ำ (Cyclogenesis) ได้อย่างชัดเจนมากกว่าสมมุติฐานเกี่ยวกับการพาความร้อนในทางตั้ง และกล่าวถึงกลไกเริ่มต้น พร้อมด้วยแหล่งที่เกิดพลังงานที่จะนำมาใช้ในการหมุนเวียน แต่ไม่ได้อธิบายถึงการระบายความร้อน อย่างไรก็ตามสมมุติฐานนี้ยังมีข้อขัดแย้งอยู่บ้าง เช่น พายุหมุนบางลูกเกิดขึ้นภายในกระแสลมค้าโดยปราศจากร่องมรสุมก็มี

ร่องมรสุมนี้จะเคลื่อนเข้ามาอยู่ที่มหาสมุทรแอตแลนติก และแปซิฟิกตอนเหนือระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงตุลาคม ในระหว่างเดือนเหล่านี้เป็นเดือนที่มีพายุหมุนมากที่สุดในบริเวณดังกล่าว และเป็นเดือนที่พื้นน้ำมีอุณหภูมิสูงมากที่สุดด้วย

อย่างไรก็ตาม การอธิบายถึงสมมุติฐานการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อนนี้ ยังเป็นสิ่งที่หาความชัดเจนไม่ได้ แต่นักอุตุนิยมวิทยาส่วนใหญ่จะพิจารณาเงื่อนไขการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อน พอจะสรุปสภาวะสำคัญที่เหมาะสมแก่การเกิดได้ ดังนี้

1. ความต้องการชั้นพื้นฐาน ได้แก่ แหล่งของพลังงานความร้อนแฝงและความร้อนที่สัมผัสได้ (Latent heat and Sensible heat) ซึ่งได้มาจากบริเวณมหาสมุทรเขตร้อนที่มีอุณหภูมิผิวน้ำมากกว่า 26 องศาเซลเซียส และสภาวะนี้ต้องมีความลึกลงไปใต้ผิวน้ำประมาณ 60-70 เมตร ลักษณะเช่นนี้จะก่อให้เกิดการยกตัวในทางตั้งของกระแสอากาศได้เป็นอย่างดี

2. แรงคอริโอลิส (Coriolis force) จะต้องมีค่ามากพอที่จะเหนี่ยวนำให้การหมุนรอบศูนย์กลางของหย่อมความกดอากาศต่ำนั้นแรงขึ้น ซึ่งจะอยู่ตั้งแต่ละติจูด 5 องศาเหนือและใต้ขึ้นไป บริเวณระหว่างละติจูด 5 องศาเหนือถึงใต้ พายุหมุนเขตร้อนจะมีโอกาสเกิดน้อยมาก สำหรับบริเวณที่พายุหมุนเขตร้อนก่อตัวเฉลี่ยจะอยู่ประมาณละติจูด 15 องศา และประมาณ 65 เปอร์เซ็นต์ของทั่วโลก จะก่อตัวระหว่างละติจูดที่ 10-20 องศา (ตาม Gray ได้ทำการศึกษาไว้)

3. มี "ความแปรปรวนของกระแสอากาศในเขตร้อนระดับต่ำ" เกิดขึ้นก่อนแล้ว (Pre-Existing low level disturbance is necessary) กล่าวคืออากาศถูกรบกวนในระดับต่ำๆ ที่มีลักษณะของการเหนี่ยวนำให้เกิดการหมุน (Vortices) เกิดขึ้น เช่น ไซโคลนในร่องมรสุม (Monsoon cyclone) คลื่นอากาศฝ่ายตะวันออก (Easterly wave) คลื่นอากาศแถบศูนย์สูตร (Equatorial wave) หย่อมความกดอากาศต่ำ เป็นต้น

4. ลมพัดตัดกันในทางตั้งมีกำลังอ่อน (Weak vertical wind shear) นั่นคือความเร็วลมต้องไม่เพิ่มขึ้นตามความสูง ทั้งนี้เพื่อให้เกิดการไหลในทางตั้งของกระแสอากาศรอบๆ แกนของระบบพายุเป็นไปได้อย่างดี เพราะถ้าหากลมพัดตัดกันในทางตั้งมีกำลังแรง ก็จะเป็นตัวการพัดพาเอาความร้อนกระจายออกไป จะไม่มีการสะสมพลังงาน

5. มีความชื้นสัมพัทธ์สูงในบรรยากาศ โดยเฉพาะในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนกลาง (Middle troposphere) เพื่อการไหลเข้าสู่ระบบของพายุ (Entrainment of moist air)

6. มีกระแสอากาศไหลออกจากส่วนบนของพายุ (Upper level divergence) จะเป็นตัวก่อให้เกิดกระแสอากาศไหลพัดสอเข้าสู่เบื้องล่าง (Low level convergence) ทำให้ความกดอากาศที่ผิวพื้นลดลงอย่างมาก

โครงสร้างของพายุหมุนเขตร้อนที่ระดับผิวพื้น (Surface structure of tropical cyclones)

ความกดอากาศที่ผิวพื้น ส่วนใหญ่แล้วความกดอากาศจะลดลงและน้อยที่สุดตรงจุดศูนย์กลางของพายุจากการสังเกตจะพบว่า เมื่อหันหน้าไปตามทิศทางที่เคลื่อนที่อัตราเปลี่ยนค่าของความกดอากาศต่อระยะทาง (Pressure gradient) ทางด้านขวามีค่ามากกว่าทางด้านซ้าย นั่นคือ เส้นความกดอากาศเท่าจะถี่ทางด้านขวามากกว่าทางซ้าย ในการวิเคราะห์แผนที่อากาศไม่สามารถลากเส้นความกดอากาศเท่าเข้าไปอยู่ภายในศูนย์กลางของพายุได้ ตามปกติแล้วใกล้ๆ ศูนย์กลางจะเขียนวงปิดของเส้นความกดอากาศเท่าให้ใกล้วงกลมมากที่สุด

อุณหภูมิที่ผิวพื้น จากผลการค้นคว้าและผลการตรวจวัด จะพบว่าอุณหภูมิที่ผิวพื้นส่วนนอกของตาพายุได้ฝุ่นจะคงที่และจะเพิ่มขึ้นเล็กน้อยเมื่อใกล้ศูนย์กลาง ส่วนในระดับสูงขึ้นไปจะพบว่าภายในตาพายุได้ฝุ่นจะอุ่นกว่าอากาศโดยรอบ

ลมผิวพื้น ทราบกันอยู่แล้วว่าความเสียหายอันยิ่งใหญ่จากพายุหมุนเขตร้อนมักเกิดจากลม ลมจะทำให้เกิดความเสียหายต่อชีวิตและทรัพย์สินทั้งบนบกและในทะเล จากการวัดความเร็วลมในขณะที่มีพายุหมุนเขตร้อนพบว่าความเร็วลมจะมากที่สุดทางด้านขวามือของทิศทางเคลื่อนที่ ทั้งนี้เพราะว่าทางด้านนี้ทั้งทิศทางเคลื่อนที่และทิศทางลมเป็นไปในทางเดียวกัน ส่วนทางด้านซ้ายมือความเร็วลมจะน้อยเพราะทิศทางเคลื่อนที่และทิศทางลมจะสวนกัน

ลักษณะเฉพาะบริเวณตาของพายุที่ผิวพื้น (Surface characteristics of the eye)

พายุหมุนเขตร้อนทั้งหมดจะมีศูนย์กลางที่เรียกว่า ตาของพายุ ตาของพายุได้ฝุ่นเป็นที่สนใจนักค้นคว้ามานานแล้ว และได้พบว่าในบริเวณตาของพายุได้ฝุ่น ปกติแล้วอากาศจะแจ่มใส ความเร็วลมอ่อนน้อยกว่า 15 ไมล์ต่อชั่วโมง ความเร็วจะสงบ ณ ที่ตาของพายุอุณหภูมิภายในตาของพายุมักจะไม่ผิดกับบริเวณภายนอกแต่เนื่องจากแสงอาทิตย์ส่องตาของพายุได้จึงอาจจะอุ่นกว่า บางครั้งภายในตาของพายุอุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว แต่ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) จะลดอย่างรวดเร็ว

จากโครงสร้างของพายุได้ฝุ่นในทางดิ่ง จะพบว่าพายุได้ฝุ่นในชั้นเจริญเติบโตเต็มที่จะสามารถสูงถึงชั้นโทรโปพอส (Tropopause) แต่ความจริงแล้วกระแสอากาศเบื้องสูง จะไหลออกในทิศทางตามเข็มนาฬิกาส่วนเบื้องล่างจะไหลเข้าในทิศทางทวนเข็มนาฬิกา ปรากฏการณ์ที่เกิดกระแสอากาศไหลออกทางเบื้องบนนี้จะเป็นการทำให้พายุได้ฝุ่นระบายความร้อนออกดังที่กล่าวแล้ว

อาณาบริเวณและฤดูที่พายุหมุนเขตร้อนเกิด

ตำบลและฤดูที่เกิดพายุหมุนเขตร้อนพอที่จะรวบรวมสรุปได้ ดังนี้

1. ในเขตร้อนตอนเหนือของมหาสมุทรแอตแลนติก

1.1 ทางทิศตะวันออกของหมู่เกาะ Lesser Antilles และทางทิศตะวันออกของลองจิจูด 70 องศาตะวันตก ในทะเลแคริบเบียน เกิดตั้งแต่เดือน กรกฎาคม ถึงต้นเดือน ตุลาคม

1.2 ตอนเหนือของหมู่เกาะ West Indies เกิดตั้งแต่เดือน มิถุนายน ถึงต้นเดือน ตุลาคม

1.3 ทางทิศตะวันตกของทะเลคาริเบียน เกิดในเดือน มิถุนายน และตั้งแต่ปลายเดือน กันยายน ถึงต้นเดือน พฤศจิกายน

1.4 ในอ่าวเม็กซิโก เกิดตั้งแต่เดือน มิถุนายน ถึงเดือน พฤศจิกายน

2. ตอนเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก ทางฝั่งตะวันตกของอเมริกากลาง เกิดตั้งแต่เดือน มิถุนายน ถึงเดือน ตุลาคม

3. ทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ เกิดตั้งแต่เดือน พฤษภาคม ถึงเดือน พฤศจิกายน

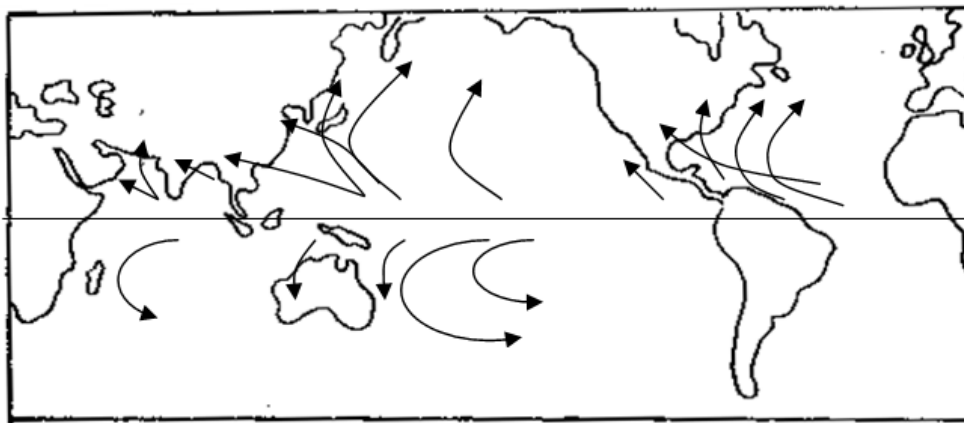
4. ในอ่าวเบงกอลและทะเลอาหรับ เกิดตั้งแต่เดือน พฤษภาคม ถึงเดือน มิถุนายน และเดือน ตุลาคม ถึงเดือน พฤศจิกายน

5. มหาสมุทรแปซิฟิกตอนใต้ ทางทิศตะวันตกของลองจิจูด 140 องศาตะวันตก เกิดระหว่างเดือน ธันวาคม ถึงเดือน เมษายน

6. มหาสมุทรอินเดียตอนใต้

6.1 ทางฝั่งตะวันตกเฉียงเหนือของออสเตรเลีย เกิดตั้งแต่เดือน พฤศจิกายน ถึงเดือน เมษายน

6.2 ทางตะวันตกของลองจิจูด 90 องศาตะวันออก เกิดตั้งแต่เดือน พฤศจิกายน ถึงเดือน พฤษภาคม



รูปที่ 2 แผนที่โลกแสดงถึงบริเวณของพายุหมุนเขตร้อนและแนวการเคลื่อนที่

พายุหมุนเขตร้อนยังไม่เคยปรากฏว่าเกิดขึ้นบริเวณ ตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือมหาสมุทรแอตแลนติกตอนใต้ด้านตะวันออกของลองจิจูด 140 องศาตะวันตกในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนใต้ เนื่องจากว่าในฤดูร้อนของซีกโลกใต้ ร่องมรสุมมักจะเลื่อนลงไปต่ำกว่าเส้นศูนย์สูตรประมาณ 4 องศา เท่านั้น ซึ่งไม่ไกลพอที่จะทำให้แรงคอริโอลิสมีบทบาทให้เกิดพายุหมุนเขตร้อน ตามรูปที่ 2

การเคลื่อนที่ของพายุหมุนเขตร้อน

การเคลื่อนที่ของพายุหมุนเขตร้อนนั้น ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุหมุนเขตร้อนจะมีความเร็วในการเคลื่อนที่เฉลี่ยประมาณ 10-12 นอต ทิศทางการเคลื่อนที่ของพายุหมุนในซีกโลกเหนือจะเคลื่อนที่ไปในแนวตะวันตกหรือตะวันตกเฉียงเหนือ จนกระทั่งถึงละติจูดที่ 25 องศา ถึง 30 องศาเหนือ จะเป็นบริเวณที่พายุหมุนเขตร้อนจะค่อยๆ เปลี่ยนทิศทางการเคลื่อนที่ไปทางเหนือและเบี่ยงเบนไปทิศตะวันออก ขณะเดียวกันความเร็วในการเคลื่อนที่ก็เพิ่มขึ้นด้วย

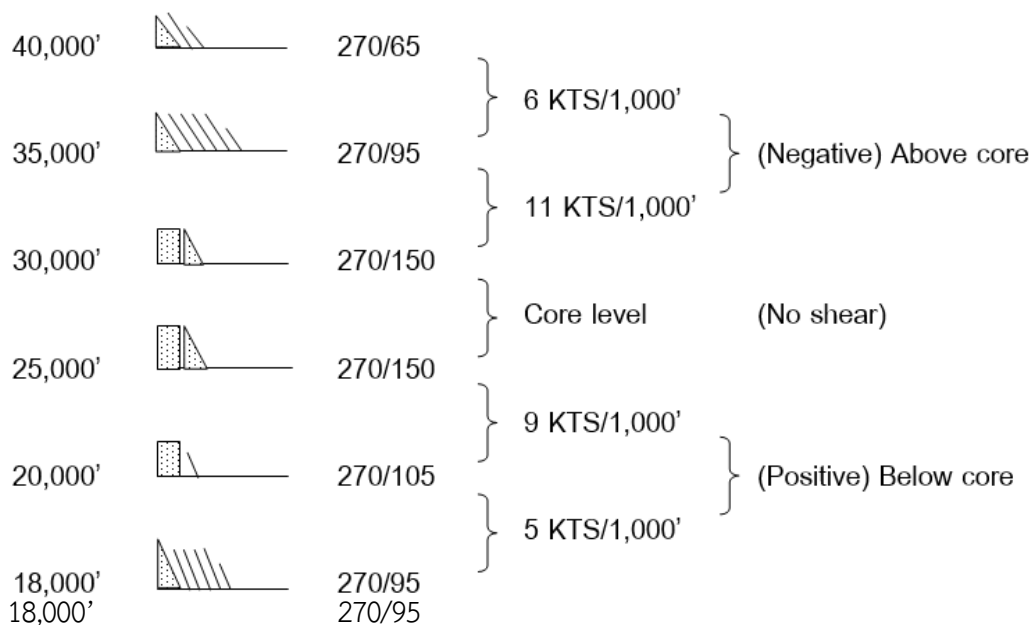
บทที่ 20

กระแสลมกรด (Jet Streams)

1. ความหมายของกระแสลมกรด

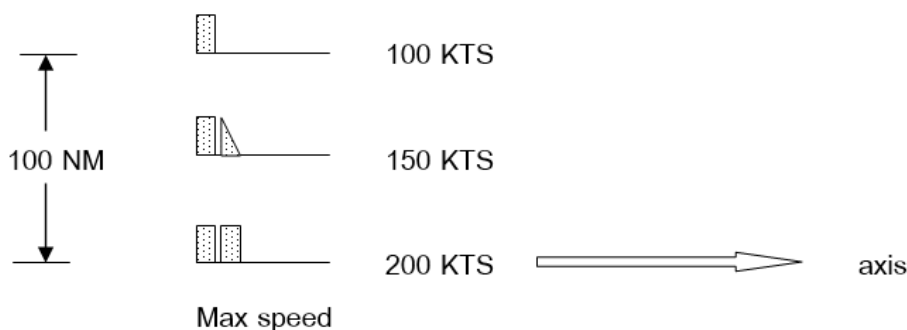
กระแสลมกรด (Jet streams) คือ บริเวณแคบๆ ที่มีลมแรงในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนบน หรือ ตอนล่างของบรรยากาศชั้นสตราโทสเฟียร์ และจะพบว่าในกระแสลมกรดจะมีลมพัดตัดกันอย่างรุนแรง ทั้งในทางระดับ และทางดิ่ง ความเร็วลมที่จัดว่าเป็นกระแสลมกรดได้นั้น ต้องมีความเร็วตั้งแต่ 50 นอต ขึ้นไป และมีระยะทางยาวตั้งแต่ 300 ไมล์ทะเล ขึ้นไป โดยทั่วไปแล้วลมพัดตัดกันจะมีระยะทางยาวหลายพันไมล์ทะเล ความกว้างหลายร้อยไมล์ทะเล และมีส่วนลึกหลายพันฟุต

ในกระแสลมกรดมีการเปลี่ยนแปลงทิศทางลมในทางดิ่งเล็กน้อยเท่านั้น ดังนั้นลมพัดตัดกันในทางดิ่งจึงเป็นแต่เพียงอัตราการเปลี่ยนแปลงความเร็วลมเท่านั้น โดยทั่วไปแล้วจะคิดเป็นนอตต่อ 1,000 ฟุต ลมพัดตัดกันในทางดิ่งคิดเป็นค่าบวก เมื่อความเร็วลมเพิ่มขึ้นตามระยะสูง และเป็นลบเมื่อความเร็วลมลดลงตามระยะสูง ดังรูปที่ 1



รูปที่ 1 แสดงลมพัดตัดกันในทางดิ่ง

ในระหว่างที่มีกระแสลมกรดทิศทางลมในทางระดับเกือบขนานกัน ดังนั้นลมพัดตัดกันจึงเป็นเพียงการเปลี่ยนแปลงของความเร็วลมในทางระดับเท่านั้น หน่วยวัดส่วนมากใช้เป็นนอตต่อหนึ่งหน่วยระยะทาง ตามรูปที่ 2 ลมพัดตัดกันในทางระดับเท่ากับ 100 นอต ต่อ 100 ไมล์ทะเล หรือ 1 นอต ต่อ 1 ไมล์ทะเล



100 NM

150 KTS

200 KTS

axis

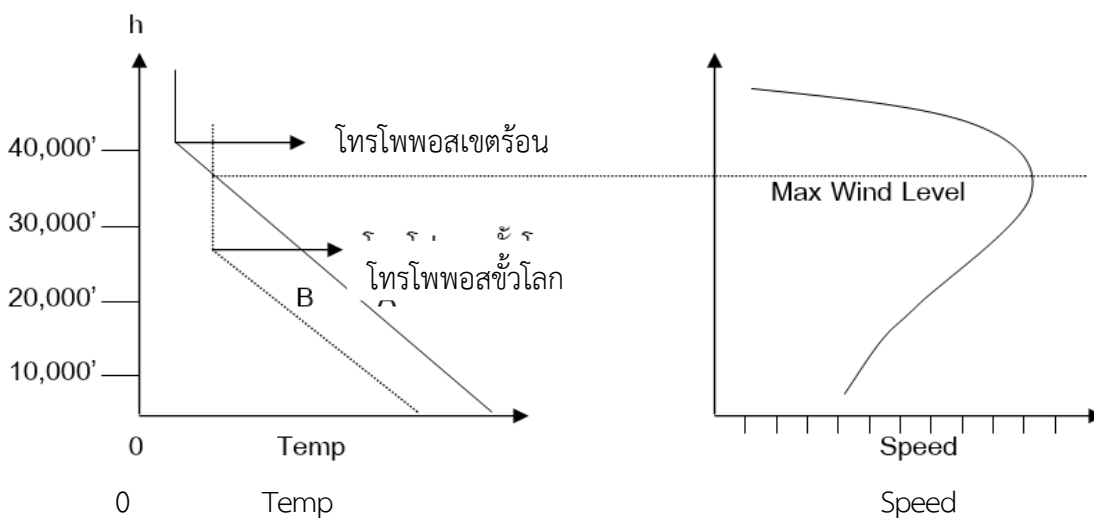
Max speed

รูปที่ 2 แสดงลมพัดตัดกันในทางระดับ

2. กำเนิดของกระแสลมกรด

แม้ว่าการค้นคว้าเกี่ยวกับกระแสลมกรดยังไม่เป็นที่น่าพอใจนัก แต่คำอธิบายที่ง่ายเกี่ยวกับการเกิดของกระแสลมกรดยังมีอยู่ เกิดจากความแตกต่างของมวลอากาศสองมวล เป็นที่ทราบกันอยู่แล้วว่าการเปลี่ยนแปลงของลมต่อระยะสูงนั้นขึ้นอยู่กับ การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ กล่าวคือในซีกโลกเหนือเมื่อหันหน้าไปตามลม ความเร็วลมจะเพิ่มตามระยะสูงถ้าอากาศเย็นอยู่ทางด้านซ้ายมือ แต่ถ้าอากาศเย็นอยู่ทางด้านขวามือความเร็วลมจะลดลงตามระยะสูง

ภายในมวลอากาศเดียวกันอุณหภูมิจะต่างกันเพียงเล็กน้อยเท่านั้น ดังนั้นความแตกต่างของความเร็วลมจึงมีน้อย และตรงกันข้ามความแตกต่างของความเร็วลมจะมีมากระหว่างมวลอากาศสองมวลที่มีคุณสมบัติแตกต่างกัน เมื่อมวลอากาศต่างกันเคลื่อนเข้าหากันจะทำให้อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามระยะทาง (Temperature gradient) ในทางระดับเกิดขึ้นในบริเวณแคบๆ ซึ่งเรียกว่า เขตแนวปะทะอากาศ (Frontal zone) หรือเขตอุณหภูมิแตกต่างสูงสุด (Zone of maximum contrast of temperature : ZOMCOT) ด้วยเหตุนี้จึงเกิดมีลมแรงในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนบน และชั้นสตราโทสเฟียร์ตอนล่าง ถ้าหากแนวปะทะอากาศชันมาก ความแตกต่างของอุณหภูมิก็มาก ก็จะทำให้เกิดความเร็วลมเพิ่มขึ้นตามระยะสูงมากตามไปด้วย



รูปที่ 3 ความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิและความเร็วลม

จากรูปที่ 3 จะพบว่าโทรโพสเฟียร์ทางด้านมวลอากาศเย็นจะอยู่ต่ำกว่าทางด้านมวลอากาศอุ่น ตามรูปคือเส้นแสดงอุณหภูมิ (Temperature curve) สำหรับสถานี A อยู่ทางด้านอากาศอุ่นของแนวปะทะอากาศ ส่วนสถานี B อยู่ทางด้านอากาศเย็นของแนวปะทะอากาศ ทางด้านขวามือของรูปแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของลมตะวันตก (West wind) ต่อระยะสูงระหว่างสถานี A และ B

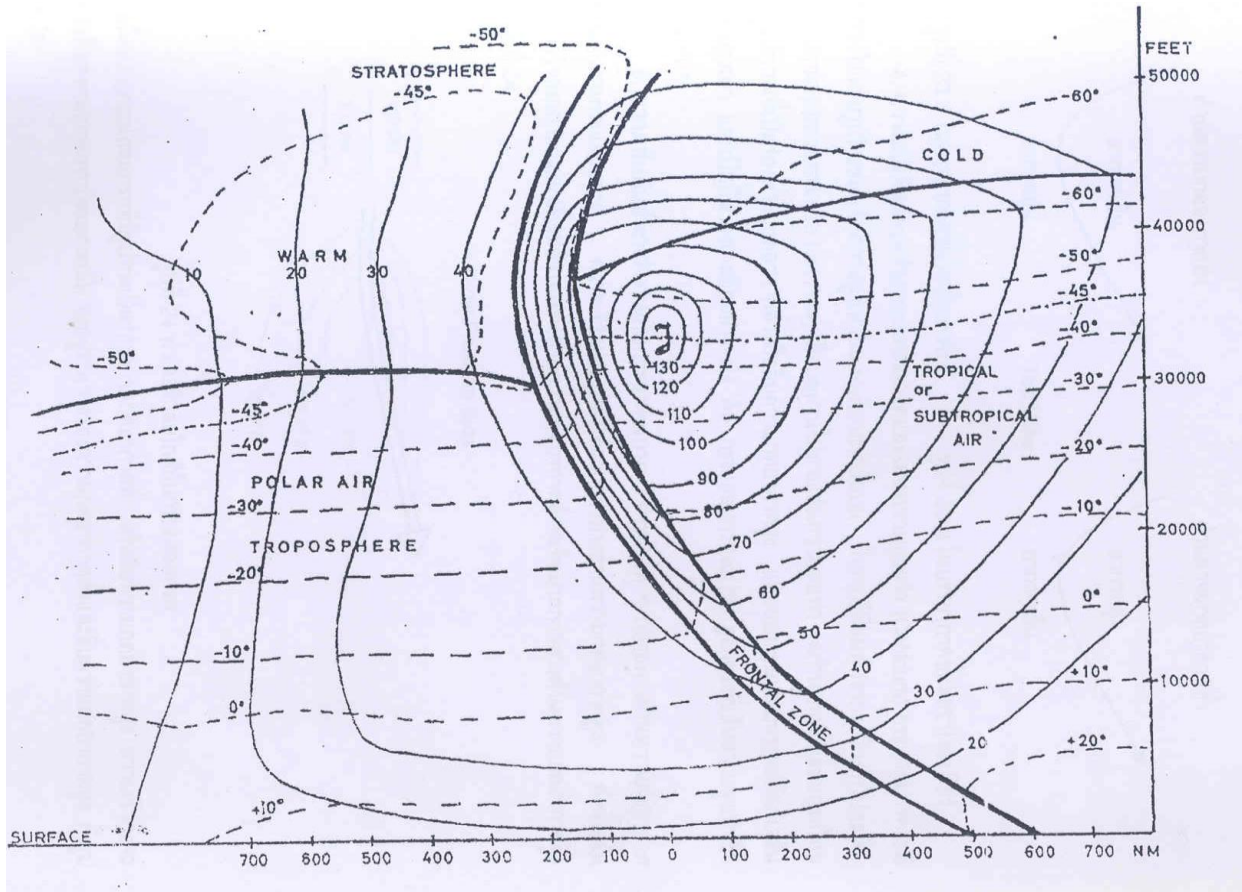
ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นตามระยะสูงตราบเท่าที่อุณหภูมิต่ำกว่า A เย็นกว่า B เนื่องจากระยะสูงของโทรโพพอสของสถานี A และ B ไม่เท่ากัน อุณหภูมิที่ A จะลดลงได้มากกว่าและที่ระดับสูงกว่า B ที่ระดับหนึ่งอุณหภูมิจะเท่ากันทั้งสองสถานี เหนือระดับนั้นขึ้นไปอุณหภูมิของสถานี A จะเย็นกว่าสถานี B จึงทำให้ความเร็วลมลดลงตามระยะสูง นั่นคือลมตะวันตกจะพัดแรงที่สุดตรงที่เส้นอุณหภูมิของสถานี A และ B ตัดกัน คือตรงเหนือโทรโพพอสแถบขั้วโลก และได้โทรโพพอสเขตร้อน ดังนั้นพอจะสรุปได้ว่าถ้ามีแนวปะทะอากาศเกิดขึ้นก็มักจะมีกระแสลมกรดเกิดขึ้นด้วย

3. โครงสร้างของกระแสลมกรด (Structure of the jet streams)

3.1 แบบของกระแสลมกรด (The jet streams model) กระแสลมกรดที่เกิดขึ้นแต่ละครั้งหรือแต่ละแห่งจะไม่เหมือนกัน แต่โดยทั่วไปแล้วจะมีลักษณะคล้ายกัน ซึ่งพอจะเขียนรูปร่างลักษณะและตำแหน่งที่อยู่ได้ ดังรูปที่ 4 แสดงภาคหน้าตัดของกระแสลมกรดและแนวปะทะอากาศแถบขั้วโลก (Polar front) ความเร็วลมแสดงไว้ในรูปเรียกว่าเส้นความเร็วลมเท่า (Isotach) เขียนไว้มีช่วงห่างทุก 10 นอต จะพบว่าบริเวณที่มีความเร็วลมมากที่สุดนั้นเป็นบริเวณแคบๆ ซึ่งเรียกว่า แกนกลางของกระแสลมกรด (Core of the jet streams) ซึ่งอยู่สูงประมาณ 33,000 ฟุต โดยปกติจะพบเหนือบริเวณแนวปะทะอากาศตัดกับพื้นผิวความกดอากาศระดับ 500 hPa หรือเหนือโทรโพพอสแถบขั้วโลก และได้โทรโพพอสเขตร้อนในกรณีที่มีลมพัดจากตะวันตกไปตะวันออก ความสูงของแกนกลางของกระแสลมกรดนี้จะเปลี่ยนแปลงน้อยมาก

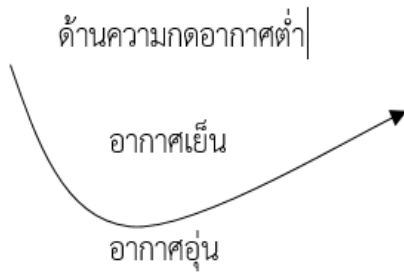
3.2 อุณหภูมิของอากาศใต้แกนกระแสลมกรด (Temperature distribution under jet streams) เส้นอุณหภูมิเท่าจะชิดกันมากที่บริเวณใต้แกนกระแสลมกรดทางด้านความกดอากาศต่ำของบริเวณที่มีลมแรงที่สุด ถ้าทำการบินจากละติจูดต่ำ (Equator side) ไปยังละติจูดสูง (Polar side) อุณหภูมิขณะที่ทำการบินนั้นลดลงทันทีทันใดจะแสดงว่าความเร็วลมลดลง แต่ถ้าอุณหภูมิเพิ่มความเร็วลมก็เพิ่มขึ้นด้วย ถ้าหันหน้าไปตามลมบริเวณอากาศอุ่นจะอยู่ทางด้านขวามือ และบริเวณอากาศเย็นจะอยู่ทางด้านซ้ายมือ ดังรูปที่ 5

ที่ระดับแกนกลางของกระแสลมกรดจะไม่มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ ดังนั้นความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิกับความเร็วลมจึงไม่มี เหนือแกนกลางกระแสลมกรดขึ้นไปหรือประมาณชั้นล่างบรรยากาศชั้นสตราโทสเฟียร์จะพบว่าบริเวณอากาศอุ่นอยู่ตรงด้านความกดอากาศต่ำ (Low pressure side) ของบริเวณที่มีลมแรงที่สุด หรือถ้าหันหน้าไปตามลมบริเวณอากาศอุ่นจะอยู่ทางด้านซ้ายมือ และบริเวณอากาศเย็นจะอยู่ทางด้านขวามือ



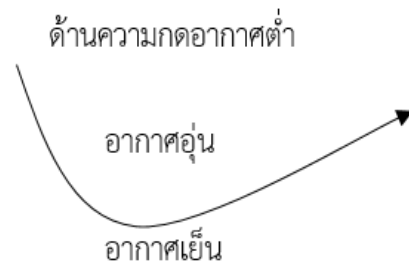
ดังรูปที่ 6

รูปที่ 4



รูปที่ 5 ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์

Top view



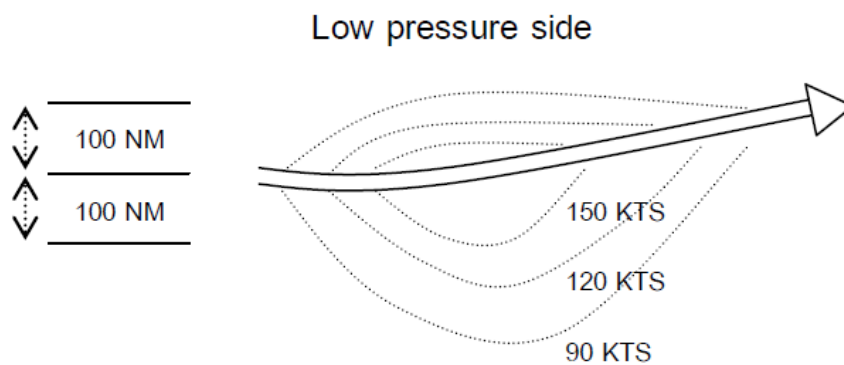
รูปที่ 6 ในบรรยากาศชั้นสตราโทสเฟียร์

4. ความสัมพันธ์ระหว่างกระแสลมกรดและเส้นความสูงเท่า (Contours)

กระแสลมกรดจะมีรูปร่างไปตามรูปร่างของเส้นความสูงเท่าในแผนที่อากาศชั้นบน ในกรณีที่ลมพัดจากตะวันตกไปตะวันออก แกนของกระแสลมกรด (Jet axis) เกือบขนานไปตามเส้นความสูงเท่า แต่ถ้าหากกระแสลมกรดไหลผ่านบริเวณที่เป็นร่องความกดอากาศต่ำหรือลิ่มความกดอากาศสูง แกนของกระแสลมกรดจะตัดกับเส้นความสูงเท่า และเป็นที่น่าสังเกตอีกอย่างหนึ่ง คือ กระแสลมกรดจะปรากฏอยู่ตรงที่เส้นความสูงเท่าชิดกันมากๆ

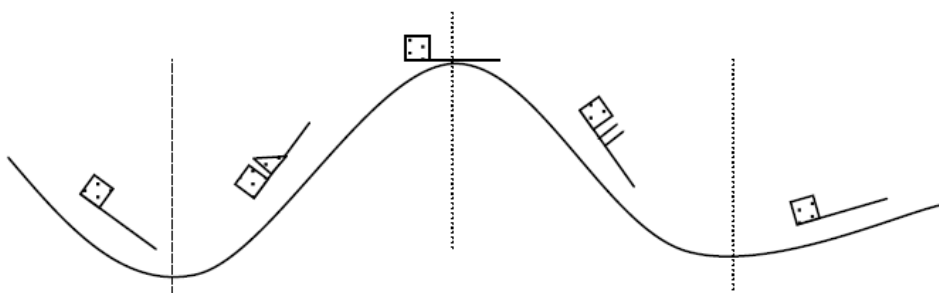
5. ความสัมพันธ์ระหว่างลมกับกระแสลมกรด

ที่ระดับใดๆ ก็ตามทางด้านความกดอากาศต่ำของแกนกระแสลมกรด ความเร็วลมจะลดลงได้มากกว่าทางด้านความกดอากาศสูง ดังนั้นเส้นความเร็วลมเท่าของแผนที่ลมชั้นบนทางด้านความกดอากาศต่ำจะชิดมากกว่าทางด้านความกดอากาศสูง ดังรูปที่ 7



รูปที่ 7 ความเร็วลมใกล้กับกระแสลมกรด

เหนือแกนกระแสลมกรดที่มีรูปร่างเป็นร่องความกดอากาศต่ำ หรือลิ่มความกดอากาศสูง ความเร็วลมจะแรงที่สุดตามแกนกระแสลมกรดนั้น จะอยู่ระหว่างร่องความกดอากาศต่ำและลิ่มความกดอากาศสูง ดังรูปที่ 8

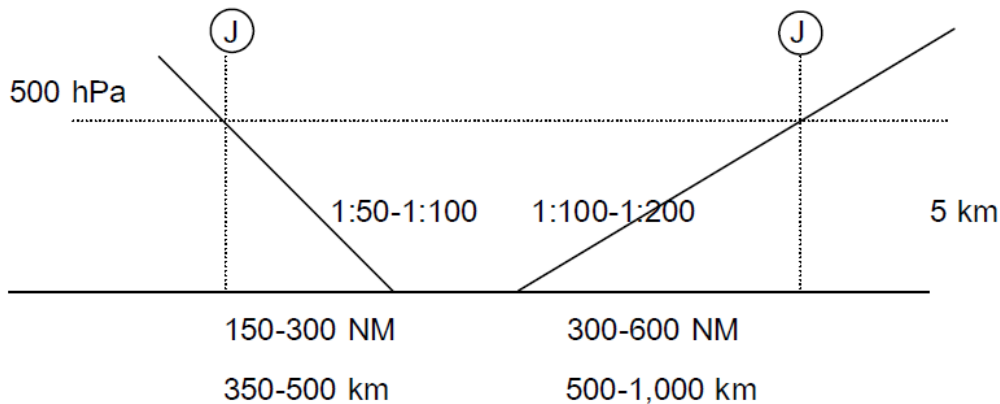


รูปที่ 8 ความเร็วลมแรงที่สุดตามแกนกระแสลมกรด

6. กระแสลมกรดและแนวปะทะอากาศ (Jet streams and fronts)

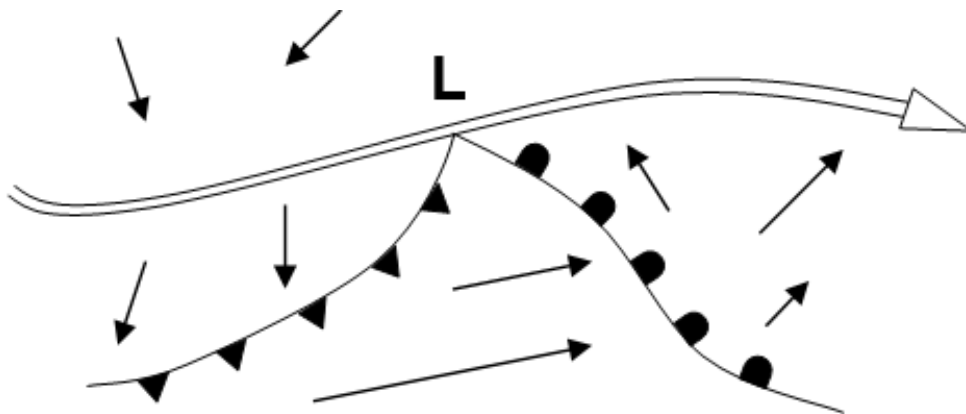
เนื่องจากแกนกลางของกระแสลมกรดจะอยู่สูงขึ้นไปจากจุดตัดของพื้นผิวแนวปะทะอากาศ (Frontal surface) และพื้นผิวความกดอากาศเท่าระดับ 500 hPa กระแสลมกรดจึงสามารถหาได้จากการคำนวณตำแหน่งของแนวปะทะอากาศที่ผิวพื้น เนื่องจากว่าแนวปะทะอากาศนั้นมีความเอียงไปทางอากาศที่เย็นกว่า ดังนั้นแกนกลางของกระแสลมกรดจึงควรอยู่ทางด้านอากาศที่เย็นกว่า คือเหนือจุดตัดของแนวปะทะอากาศกับพื้นผิวความกดอากาศเท่าระดับ 500 hPa ตำแหน่งที่ได้นี้ไม่แน่นอนเสมอไป แต่จะขึ้นอยู่กับค่าของความเอียงของแนวปะทะอากาศและสิ่งอื่น เช่น การพัฒนาในแต่ละชั้นของคลื่นในแนวปะทะอากาศ (The wave on the front)

เนื่องจากว่าค่าของความเอียงของแนวปะทะอากาศอ่อนมีค่าประมาณ $1/100$ ถึง $1/200$ และของแนวปะทะอากาศเย็นมีค่าประมาณ $1/50$ ถึง $1/100$ ดังรูปที่ 9 แกนกลางของกระแสลมกรดจะอยู่ทางด้านหน้าของพื้นผิวแนวปะทะอากาศอ่อนประมาณ 500-1,000 กม. (300-600 ไมล์ทะเล) และทางด้านหลังของพื้นผิวแนวปะทะอากาศเย็นประมาณ 350-500 กม. (150-300 ไมล์ทะเล)



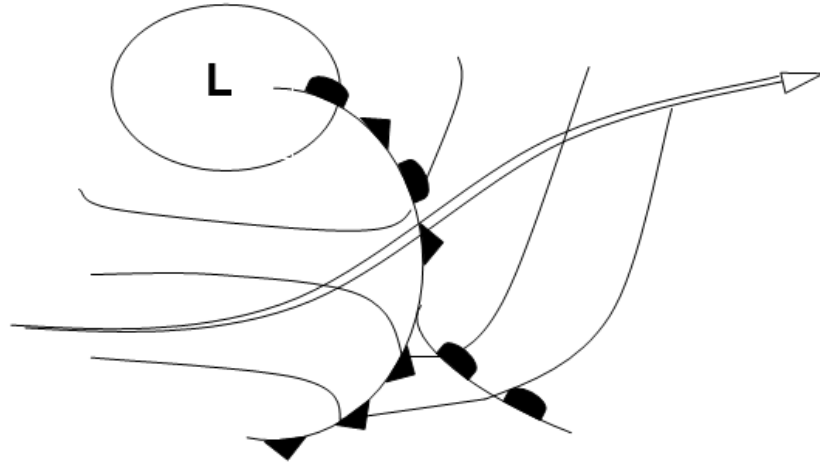
รูปที่ 9 ตำแหน่งของแกนกลางกระแสลมกรดที่เกี่ยวข้องสัมพันธ์กับแนวปะทะอากาศที่ผิวพื้น

โดยทั่วไปแล้วแกนกลางของกระแสลมกรดจะอยู่ในตำแหน่งดังกล่าว แล้วจะผ่านศูนย์กลางของความกดอากาศต่ำ ในกรณีที่ยังเป็นแนวปะทะอากาศปิด กระแสลมกรดยังคงอยู่ทางด้านขวาของความกดอากาศต่ำ ดังรูปที่ 10



รูปที่ 10 ตำแหน่งของกระแสลมกรดที่เกี่ยวข้องสัมพันธ์กับคลื่นในแนวปะทะอากาศแถบขั้วโลก

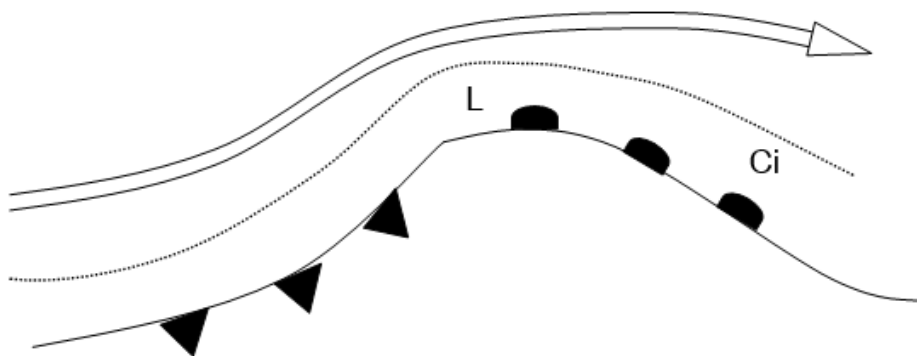
ในกรณีของแนวปะทะอากาศปิด กระแสลมกรดจะพบอยู่ระหว่างศูนย์กลางความกดอากาศต่ำ และจุดปลายบนสุดของส่วนอากาศอุ่น (The peak of warm sector) และเกือบตั้งฉากกับพื้นผิวของแนวปะทะอากาศปิด (Surface occluded front) ดังรูปที่ 11



รูปที่ 11 ตำแหน่งของแกนกลางกระแสลมกรดที่เกี่ยวข้องสัมพันธ์กับคลื่นปิดในแนวปะทะอากาศ

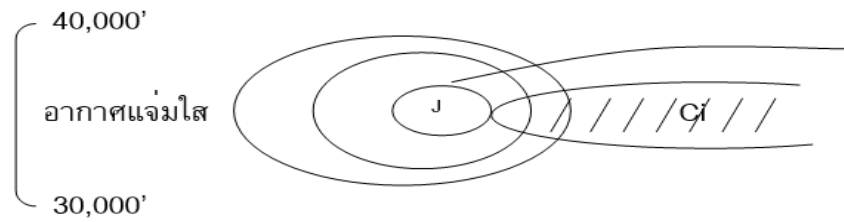
7. เมฆและกระแสลมกรด

เมฆที่เกิดขึ้นส่วนมากจะเหมือนกับที่เกิดขึ้นในขณะที่มีแนวปะทะอากาศ ในขณะทำการบินจะพบขอบของแนวเมฆ (Border of the cloud shield) อยู่ห่างจากแกนกลางกระแสลมกรดไปทางด้านความกดอากาศสูงเล็กน้อย และขนานไปกับแกนกระแสลมกรดได้หลายร้อยไมล์ทะเล ดังรูปที่ 12 เมฆชั้นสูงส่วนมากจะเป็นพวกกลุ่มเมฆ Ci (Cirrus shield)



รูปที่ 12 เมฆที่สัมพันธ์กับแนวปะทะอากาศที่ผิวพื้นกับกระแสลมกรด

ตามรูปที่ 13 เป็นภาพหน้าตัดของเมฆ Ci โดยมองไปตามกระแสลมจะเห็นกลุ่มเมฆ Ci กับแกนกลางของกระแสลมกรดแบ่งแยกจากกันชัดเจน ระหว่างแกนกลางกระแสลมกรดกับขอบของแนวเมฆ Ci นี้ อากาศจะแจ่มใสหรือมีเมฆ Ci เป็นแนวยาวๆ ก็ได้ แต่ที่แกนกลางกระแสลมกรดและบริเวณแกนกลางไปทางซ้ายโลกอากาศจะแจ่มใส

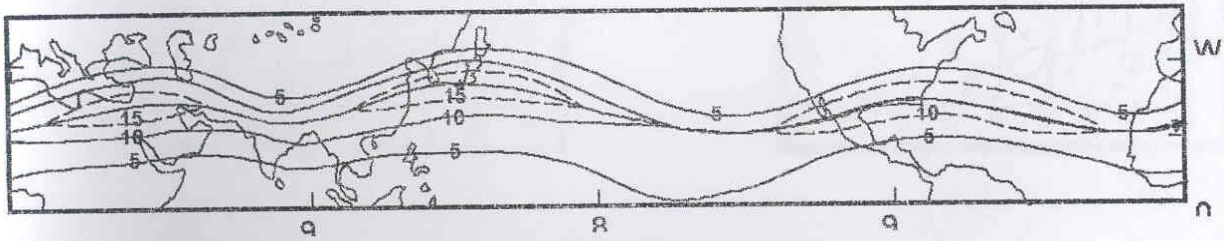


รูปที่ 13 ภาพหน้าตัดของกระแสลมกรดกับเมฆ CI

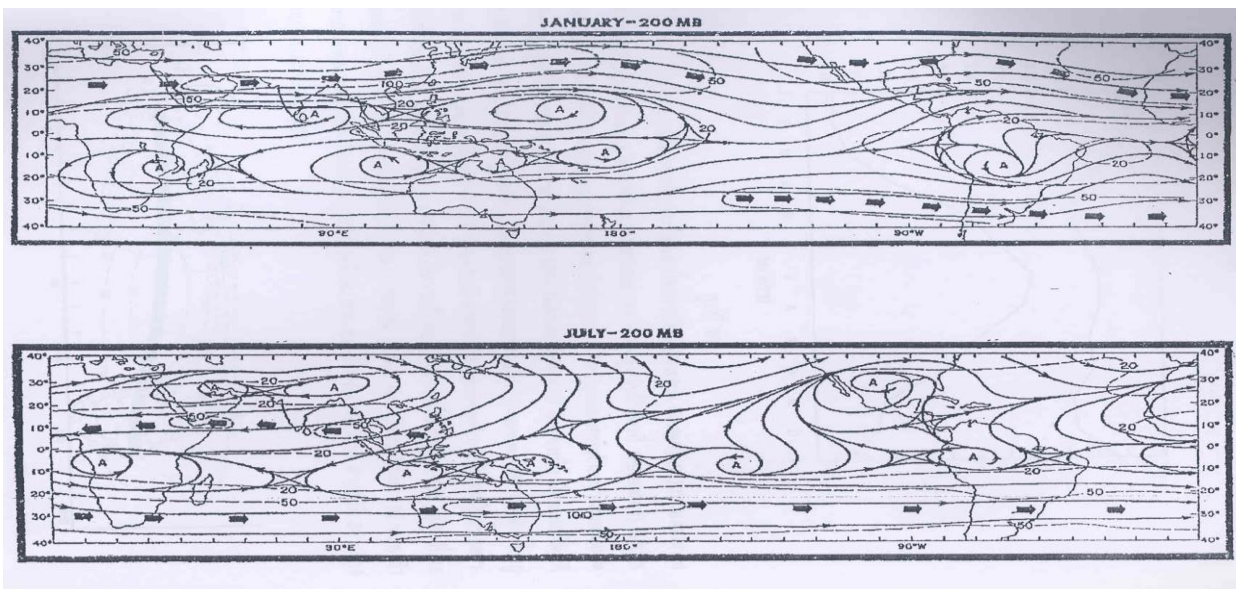
8. กระแสลมกรดในเขตร้อน (Tropical jet stream)

8.1 กระแสลมกรดใกล้เขตร้อน (Sub tropical jet stream) กระแสลมกรดใกล้เขตร้อนเป็นการหมุนเวียนของกระแสลมในเขตร้อนที่มีรูปแบบค่อนข้างคงที่ (Persistent feature) กระแสลมกรดใกล้เขตร้อนเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องรอบโลกอาจมีความเร็วลมสูงถึง 150-200 นอต โดยปรากฏเป็นลักษณะคลื่นสามลูก ซึ่งมีตำแหน่งของสันคลื่น (Ridge) และความเร็วลมสูงสุด (Max wind speed) เหนือชายฝั่งตะวันออกของเอเชีย, ตอนเหนือของอเมริกา และตะวันออกกลาง ตำแหน่งเฉลี่ยของแนวกระแสลมกรดใกล้เขตร้อนอยู่ประมาณละติจูด 27.5 องศาเหนือ และกว้างตัวอยู่ระหว่างละติจูด 20-35 องศาเหนือ ในช่วงฤดูหนาวปี 1955-1956 ตามรูปที่ 14 แสดงถึงตำแหน่งและเส้นความเร็วลมเท่าเฉลี่ย (Mean isotach) ของกระแสลมกรดใกล้เขตร้อนและในเดือน ม.ค. ตามรูปที่ 15 แสดงถึงความเร็วลมเฉลี่ยทั้งเดือน ม.ค. สังเกตได้ว่าค่าความเร็วลมเฉลี่ยในรูปที่ 14 สูงกว่ามาก ดังนั้นรูปที่ 14 จึงน่าจะเป็นรูปแบบที่กระแสลมกรดใกล้เขตร้อนปรากฏในการวิเคราะห์ลมประจำวันของซีกโลกเหนือในช่วงฤดูหนาว (NH Winter) โดยทั่วไปแล้วกระแสลมกรดใกล้เขตร้อนจะมีแกนกลางใกล้ระดับ 200 hPa และมีความเร็วลมประมาณ 140 นอต แนวแกนกระแสลมกรดมีความลาดชันตามความสูงน้อยมาก (Very little slope with height)

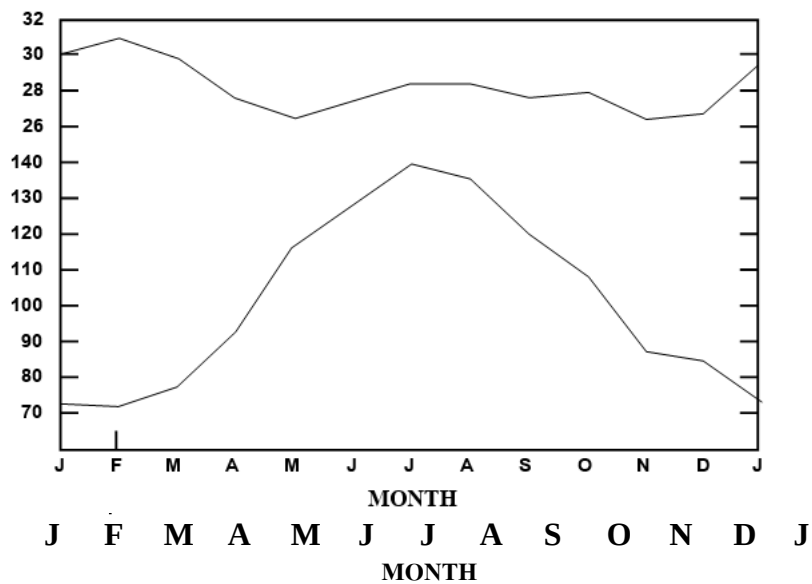
ในปี 1956-1961 มีการศึกษาถึงกระแสลมมรกดใกล้เขตร้อนในซีกโลกใต้ที่ 200 hPa เหนือออสเตรเลีย ตามรูปที่ 16 ปรากฏว่ากระแสลมมรกดใกล้เขตร้อนแกว่งตัวระหว่างละติจูด 26 องศาใต้ในฤดูหนาว ไปถึง 32 องศาใต้ในฤดูร้อน ความเร็วสูงสุดเฉลี่ยที่แกนกลาง 140 นอต ในเดือน ก.ค. และลดลงเป็น 70 นอต ในเดือน ม.ค.-ก.พ. มีความแปรปรวนของตำแหน่งและความเร็วมากที่สุดในฤดูร้อน น้อยที่สุดในฤดูหนาว



รูปที่ 14



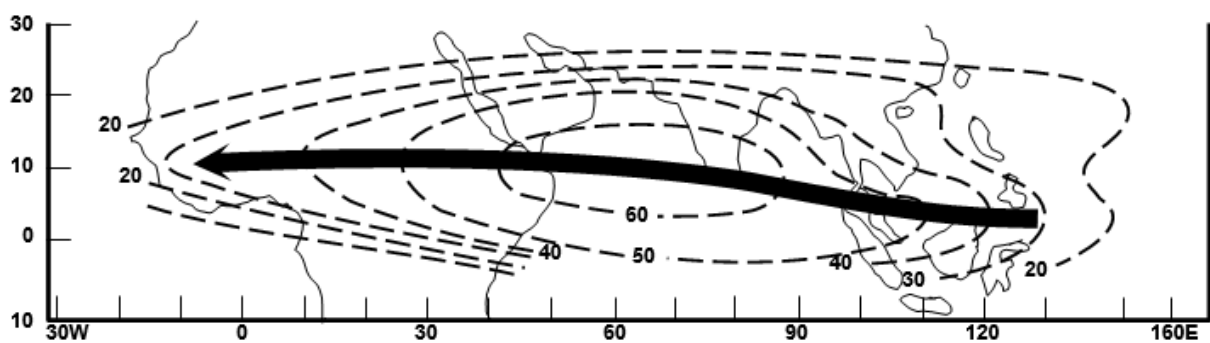
รูปที่ 15



รูปที่ 16

8.2 กระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกในเขตร้อน (Tropical easterly jet) กระแสลมกรด ฝ่ายตะวันออกในเขตร้อน เป็นรูปแบบหนึ่งของกระแสลมกรดที่ปรากฏค่อนข้างคงที่ (Persistent) บริเวณเอเชียตอนใต้ และแอฟริกาเหนือในช่วง ฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ กระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกในเขตร้อนปรากฏอยู่เหนือชั้นบรรยากาศจาก 200-100 hPa ในช่วงละติจูด 5-20 องศาเหนือ มีคุณสมบัติคงที่ในด้านตำแหน่ง, ทิศทางและความรุนแรง แกนกลางกระแสลมกรด เฉลี่ย (Average jet core) ซึ่งอยู่ระหว่าง 10-15 องศาเหนือ ใกล้ระดับ 150 hPa จะแยกออกมาจากกระแสลมกรด ฝ่ายตะวันออกในชั้นสตราโทสเฟียร์ (Summer stratospheric easterlies) มีความเร็วลมที่แกนกลางได้มากกว่า 100 นอต ที่เคยตรวจพบเมื่อปี 1956-1962 เหนือบอมเบย์ 18 กม. (ประมาณ 30,000 ฟุต) มีความเร็วลม 152 นอต

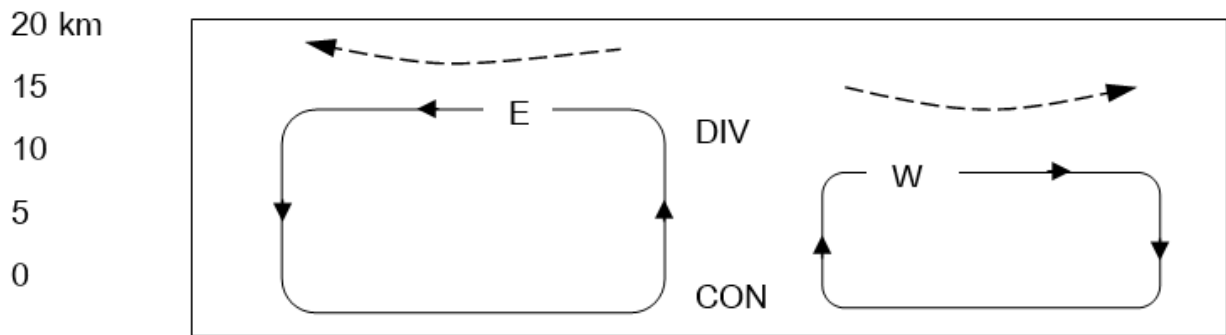
ตัวอย่าง กระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกในเขตร้อนในเดือน ก.ค.-ส.ค. ที่ระดับ 150 hPa ตามรูปที่ 17 แสดงถึงตำแหน่ง และความรุนแรง



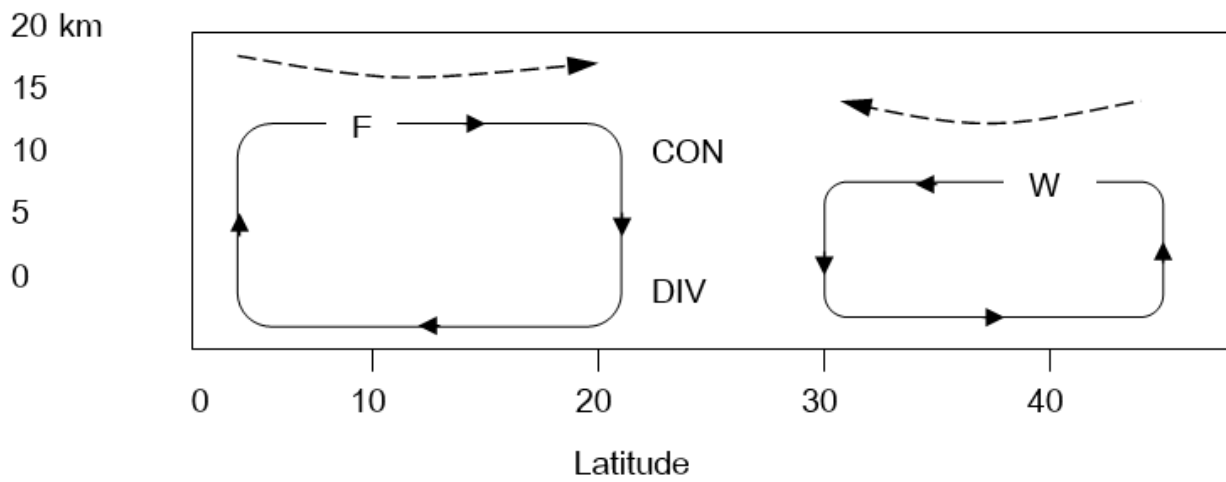
รูปที่ 17

เชื่อกันว่ากระแสลมกรดเกิดจากบริเวณมวลอากาศเย็นที่มีความหนาแน่น หรือความกดอากาศสูงมากๆ เหนือที่ราบสูงธิเบตในระดับบนช่วงฤดูร้อน ส่งผลให้เกิดการหมุนเวียนแบบ Direct hadley cell โดยมีอากาศอุ่นไหลขึ้นและอากาศเย็นปรากฏทั้งบริเวณต้นทาง (Entrance) ของกระแสลมกรดเหนือเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และมีการหมุนเวียนแบบ Indirect hadley cell บริเวณปลายทาง (Exit) ของกระแสลมกรดเหนือแอฟริกา ตามรูปที่ 18 แสดงถึงการหมุนเวียนกระแสอากาศที่บริเวณต้นทางและปลายทางของกระแสลมกรด ในเชิงภูมิอากาศแล้วการหมุนเวียนกระแสอากาศแบบนี้ ทำให้เกิดการยกตัวในทางตั้งและการรวมตัว (Lifting and Convection) เป็นบริเวณกว้างที่ด้านเหนือของกระแสลมกรดบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ พร้อมทั้งเกิดการจมตัวลงอย่างรุนแรง อันนำไปสู่ความแห้งแล้งที่บริเวณแอฟริกาเหนือและตะวันออกกลาง

ENTRANCE REGION 90 - 130 E



EXIT REGION 10 W - 75 E



រូបទី 18
