

บทที่ 5

ความมีเสถียรภาพของอากาศ และการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง (Atmospheric Stability and Vertical Motions)

เมื่ออากาศลอยตัวสูงขึ้น เบื้องบน ความกดดันจะลดลงและอากาศจะขยายตัวซึ่งเป็นไปตามกฎของ ก๊าซ การขยายตัวของก๊าซต้องใช้พลังงาน (energy) พลังงานที่ทำให้ก๊าซขยายตัวในที่นี้ก็คือพลังงาน ความร้อนนั่นเอง และจะมีผลทำให้อากาศเย็นลง ปรากฏการณ์อันนี้สังเกตได้จากเมื่อเราสูบลมล้อจักรยาน จะมีความร้อนเกิดขึ้นเนื่องจากการอัดตัว และก็ปล่อยลมออกจากถังเมื่อจับดูจะรู้สึกเย็น

ดังนั้นจะเห็นว่า อากาศที่ลอยตัวขึ้นสูงจะ เย็นลงในขณะที่มันขยายตัวภายใต้ความดันที่ลดลง และ อากาศที่ลดต่ำลงจะอุ่นขึ้นโดยการอัดในขณะที่เข้าสู่บริเวณที่มีความกดดันมากกว่า เป็นที่สังเกตว่าอุณหภูมิ ที่เปลี่ยนไปนี้ไม่ได้เกี่ยวข้องกับการถ่าย เทความร้อนให้แก่อากาศ หรือถ่าย เทความร้อนออกจากอากาศ และอากาศจะมีอุณหภูมิเย็นลงหรืออุ่นขึ้น โดยปราศจากการนำ (conduction) หรือการแผ่รังสี การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมินี้เป็นการเปลี่ยนแปลงภายในซึ่งเป็นผลจากการเปลี่ยนความกดดันที่มีต่ออากาศ โดยตรง การเปลี่ยนอุณหภูมินี้เรียกว่าการเปลี่ยนแปลงแบบ adiabatic ความหมายของคำนี้ ก็คือ "ปราศจากการถ่าย เทความร้อน" เมื่ออากาศแห้ง (dry air) ลอยตัวสูงขึ้นการเย็นตัวเนื่อง จากการขยายตัวจะมีค่า 1°C ต่อความสูง 100 เมตร หรือ 5.5°F ต่อความสูง 1000 ฟุต อัตราที่ ก๊าซร้อนขึ้นขณะที่ลดต่ำลงก็มีค่าเท่ากัน อัตราอันนี้เรียกว่า adiabatic rate ของอากาศที่ยัง ไม่อิ่มตัว (unsaturated air)(ดูรูป 5.1) ปรากฏการเย็นตัวลงของอากาศจะเท่ากับ $5.5^{\circ}\text{F}/1000$ ฟุต ปรากฏที่อากาศยังไม่อิ่มตัว ควบแน่น เป็น เมฆ

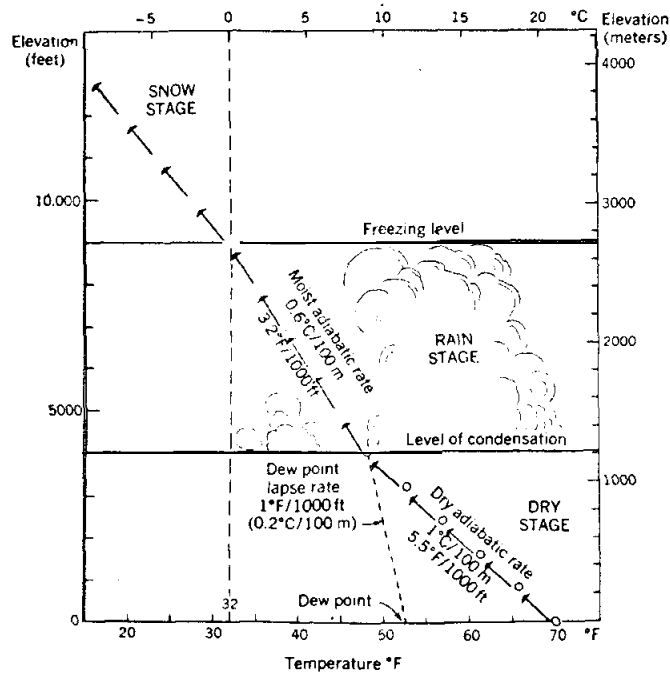


Figure 5.1 Adiabatic changes of temperature in a rising air mass. (From A. N. Strahler, 1963, *The Earth Sciences*, Harper and Row, New York.)

เมื่อไอน้ำในอากาศเริ่มควบแน่นที่ระยะหนึ่ง (แล้วแต่ความมากน้อยของไอน้ำ) ระยะควบแน่นนี้เรียกว่า level of condensation หรือ lifting condensation level (ใช้ตัวอักษรย่อว่า LCL) เมื่อพ้นระยะควบแน่นแล้ว อัตรา adiabatic rate จะลดน้อยลงเหลือ 0.6°C ต่อ 100 m หรือ 3.2°F ต่อ 1000 ฟุต ทั้งนี้เนื่องจากความร้อนแฝงที่คายออกมา อัตราอันใหม่นี้เรียกว่า wet adiabatic rate หรือ saturation adiabatic rate

ความแตกต่างระหว่าง lapse rate และ adiabatic rate

การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิไปตามชั้นความสูงของอากาศนั้นเรียกว่า เล็พส์เรท (lapse rate) ซึ่งเป็นค่าที่ได้จากการวัดอุณหภูมิของชั้นต่าง ๆ ของอากาศนั่นเอง ส่วน adiabatic rate ได้จากการที่อากาศลอยตัวสูงขึ้นหรือลดลง

ตัวอย่างที่แสดงให้เห็นความแตกต่างของ lapse rate และ adiabatic rate ก็คือรูปข้างล่างนี้ สมมุติว่ามีเกาะเล็ก ๆ เกาะหนึ่งซึ่งมีลมพัดขนานกับพื้นน้ำทะเลมาบังด้านหน้าเกาะด้วยความเร็วสูง ถ้าอากาศนี้มี lapse rate $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ก็หมายความว่าทุก ๆ ความสูง 100 m อุณหภูมิของอากาศจะลดลง 0.5°C ถ้าที่พื้นน้ำทะเลและที่ฐานเกาะมีอุณหภูมิของอากาศ 10°C ที่ความสูง 100 m จะเหลืออุณหภูมิ 9.5°C และที่ความสูง 200 m จะเหลืออุณหภูมิ 9.0°C เป็นต้น (ดูรูปข้างล่าง)

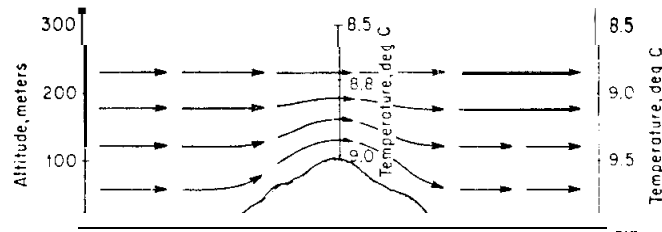


FIGURE 5.2
Adiabatic cooling by forced ascent compared with observed lapse rate in surrounding air.

เมื่อส่วนหนึ่งของอากาศพัดปะทะกับเกาะก็จะถูกบังคับให้ลอยตัวสูงขึ้นในแนวตั้งและจะเย็นลง ในอัตรา adiabatic rate คือ 1°C ต่อความสูง 100 m และถ้าเกาะนี้สูง 100 m พอดี ที่ยอดเกาะลมที่พัดมาจะมีอุณหภูมิเหลือ 9°C (เดิม 10°C ซึ่งในขณะเดียวกันอุณหภูมิโดยรอบของเกาะที่ความสูง 100 m ยังคงเป็น 9.5°C)

การเปลี่ยนแปลงค่าของ lapse rate (Variability of lapse rate)

ในระหว่าง 50 ปีที่ผ่านมา การบันทึกอุณหภูมิของอากาศในระยะไม่กี่ ก.ม จากพื้นผิวโลกได้จากบอลลูน เครื่องบิน, lapse rate ที่พบแตกต่างกันมากมายในวันหนึ่ง ๆ และในที่แห่งหนึ่ง ๆ โดยเฉพาะในระยะความสูง 3 ก.ม แรก เหนือจากระยะ 3-5 ก.ม อัตรา lapse rate ค่อนข้างคงที่ การที่อัตรา lapse rate เปลี่ยนแปลงมากในช่วงระยะ 3 ก.มแรกเนื่องจากอิทธิพลของลมที่เคลื่อนไหวจากแหล่งต่าง ๆ

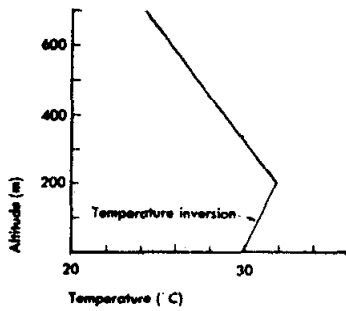


Figure 5.3 At night when the sky is clear and air is dry, a temperature inversion frequently forms near the ground.

ในบางกรณี อุณหภูมิแทนที่จะลดลงพร้อมกับความสูงกลับเพิ่มขึ้น ในสภาวะเช่นนี้เรียกว่า **"inversion temperature"** ในคืนที่สงบและแจ่มใส พื้นดินจะเย็นลงอย่างรวดเร็วโดยการแผ่รังสี ดังนั้นจึงเย็นกว่าอากาศเบื้องบน ในกรณีเช่นนี้ทำให้เกิด inversion ขึ้น แต่บางครั้งการเกิด inversion อาจเกิดจากลมที่มีอุณหภูมิต่างกันพัดมาจากทิศทางที่ต่างกัน, ในบริเวณความกดอากาศสูง เมื่อฐานของชั้นอากาศจมตัวลงมาและเคลื่อนที่ใกล้โลก ชั้นอากาศถูกอัดด้วยความกดที่เพิ่มขึ้น ส่วนบนจะจมลงมากกว่าส่วนล่างและอุ่นมากกว่า ซึ่งจะทำให้เกิด inversion ขึ้นเช่นกัน

เสถียรภาพ ไม่มีเสถียรภาพ

ความคงที่และความไม่คงที่ของอากาศ (stability and instability)

การศึกษาถึงความคงที่และไม่คงที่ของอากาศ จะทำให้เราทราบว่าอากาศนั้นจะเปลี่ยนแปลงหรือไม่ ถ้าอากาศคงที่ก็แสดงว่าอากาศจะไม่ค่อยเปลี่ยนแปลง เป็นต้น

ความคงที่ (stability)

เป็นที่ประจักษ์แล้วว่า มวลอากาศที่หนักกว่าอากาศที่อยู่ล้อมรอบจะพยายามอยู่เบื้องล่างและถ้าเบา กว่าก็จะลอยอยู่ข้างบน ดังนั้นถ้ามีแรงภายนอกมาทำให้อากาศเย็นลอยสูงขึ้น และถ้าแรงนี้หมดไป อากาศ เย็นก็จะจมกลับลงมายังพื้นผิว ในกรณีเช่นนี้เรียกว่าอากาศคงที่

เพื่อที่จะเข้าใจได้ชัดเจนให้ศึกษากราฟข้างล่างนี้

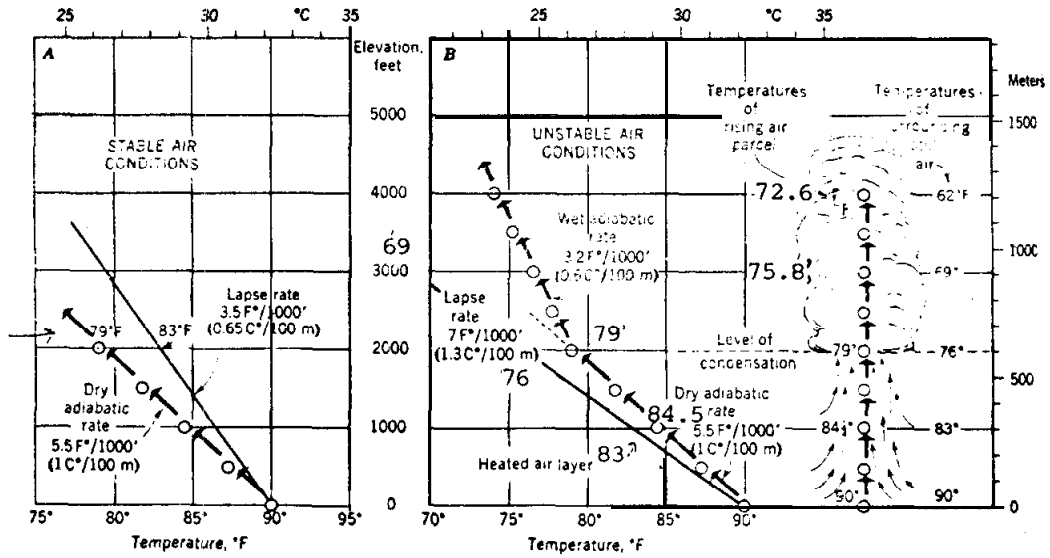


Figure 5.4 A, Forced ascent of stable air. B, Spontaneous rise of unstable air.

(ก่อนอากาศ)

กราฟที่แสดงไว้ด้านซ้ายมือ เป็น graph ระหว่างความสูงกับอุณหภูมิ วงกลมหมายถึงตัวอย่าง (sample) ของอากาศที่ถูกบังคับให้ลอยสูงขึ้น ครั้งแรกอากาศจะมีอุณหภูมิลดลงตามเส้น dry adiabatic สำหรับเส้นหนาที่อยู่ทางขวามือเป็น normal lapse rate ซึ่งเป็นอุณหภูมิของอากาศ (อุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม) ที่ระดับสูงต่าง ๆ กัน สมมติว่า sample ของอากาศถูกยกขึ้นจากพื้นดิน ที่ซึ่งมีอุณหภูมิ 90°F (32°C) หลังจากขึ้นไปสูง 2000 ft (600 m) อุณหภูมิของอากาศนี้จะลดลง 11°F (6°C) และจะมี (ดูรูป A) อุณหภูมิขณะนี้ 79°F (26°C) ในขณะที่ระดับนี้อากาศของสิ่งแวดล้อมมีอุณหภูมิลดลงเพียง 7°F (4°C) และจะมีอุณหภูมิ 83°F (28°C) ดังนั้นอากาศตัวอย่างจะมีอุณหภูมิเย็นกว่าอากาศที่สิ่งแวดล้อม ที่ความสูง 2000 ฟุต, และถ้าไม่มีแรงที่จะบังคับให้อากาศนี้ลอยสูงขึ้นไปอีก sample ของอากาศจำนวน นี้จะตกกลับลงมายังพื้นดิน สภาวะอย่างนี้แสดงให้เห็นว่าอากาศคงที่ สภาวะที่อากาศคงที่จะไม่ทำให้เกิด convection cell (เมฆที่เกิดจากการลอยตัวของอากาศในแนวตั้ง)

ในกรณีของ inversion ซึ่งมีอากาศอุ่นอยู่เหนือพื้นผิวของอากาศเย็น บรรยากาศในขณะนั้น และสถานที่นั้นจะคงที่มาก

ในรูปกราฟทางขวามือ เมื่อชั้นของอากาศใกล้พื้นดินถูกความร้อนจำนวนมากแผดเผา ค่าของ lapse rate จะเพิ่มขึ้น (ดูรูป) B sample ของอากาศใกล้พื้นดินจะลอยตัวขึ้นสูงเพราะเบากว่า อากาศที่อยู่ข้างเคียง ซึ่งไม่ถูกดวงอาทิตย์ส่องมาก เมื่ออากาศลอยสูงจนถึงระยะ 1000 ฟุต (300 m) ก็จะมีอุณหภูมิลดลงเหลือ 84.5°F (29°C) แต่ก็ยังมากกว่าอุณหภูมิของอากาศนิ่งที่อยู่โดยรอบในระยะ สูงเดียวกันซึ่งมีอุณหภูมิ 83°F , ที่ระยะ 2000 ฟุต สมมุติให้เป็นระยะควบแน่นเหนือระยะนี้ อากาศที่ กำลังลอยตัวขึ้นจะเย็นลงด้วยอัตรา adiabatic rate คือ 3.2°F ต่อ 1000 ฟุต ทั้งนี้เพราะ ความร้อนแฝงที่คายออกมาทำให้มีผลต่ออัตราเพิ่ม ที่ระยะ 3000 ฟุต (900 m) อากาศที่กำลังลอยตัว ขึ้นก็ยังคงอุ่นกว่าอากาศที่อยู่โดยรอบ ดังนั้นจึงยังคงลอยสูงขึ้นไปอีก ลักษณะอากาศเช่นนี้เรียกว่า unstable เมื่ออากาศลอยสูงขึ้นไปมาก ๆ แล้ว จะควบแน่นตกลงมาเป็นฝน เพราะฉะนั้นพลังงาน ก็หมดไป และอากาศจะหยุดการเคลื่อนที่ unstable air ทำให้เกิด convection ในรูปของ ฝนตกหนักและพายุฝนฟ้าคะนอง ซึ่งเกิดขึ้นเป็นประจำในบริเวณ tropic

สรุป อากาศที่ยังไม่อิ่มตัวจะคงที่ เมื่อ lapse rate มีค่าน้อยกว่า dry adiabatic rate และ อากาศจะไม่คงที่เมื่อ lapse rate มีค่ามากกว่า dry adiabatic rate

Conditional Instability

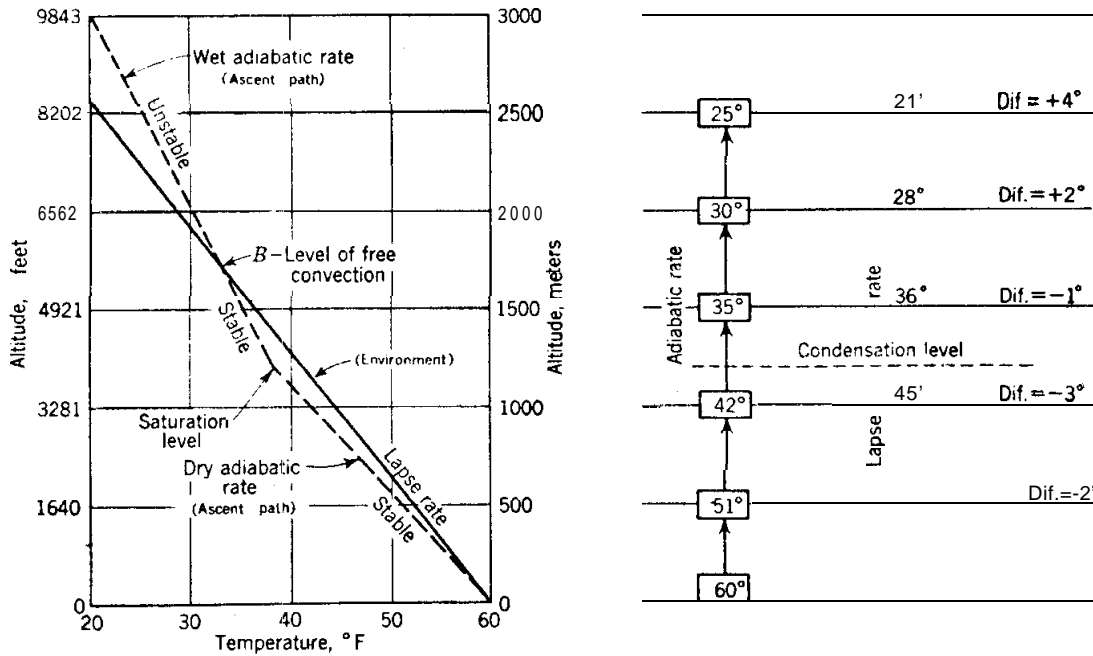


Figure 5.4 Conditional instability: Air that was originally stable is made unstable by forced ascent, during which heat of condensation is added

ในบางครั้งอากาศจะคงที่เมื่อยังไม่มีการควบแน่น แต่เมื่อควบแน่นแล้วจะเปลี่ยนเป็นไม่คงที่อย่างนี้เรียกว่า Conditional instability