บทที่ 7
ความมีเสถียรภาพของบรรยากาศ
(Atmospheric Stability)

7.1 ความมีเสถียรภาพของอากาศ

7.1.1 การพิจารณาลักษณะของความมีเสถียรภาพ

7.2 อุณหภูมิศักย์ (Potential Temperature)

7.3 อุณหภูมิศักย์สมมูล (Equivalent Potential Temperature)

7.4 การคำนวณหาความสูงของฐานเมฆ

7.4.1 การลอยตัวของอากาศเมื่อพัดผ่านภูเขา

7.5 เอเดียแบติกไดอะแกรม

7.6 การหยั่งอากาศและความมีเสถียรภาพ

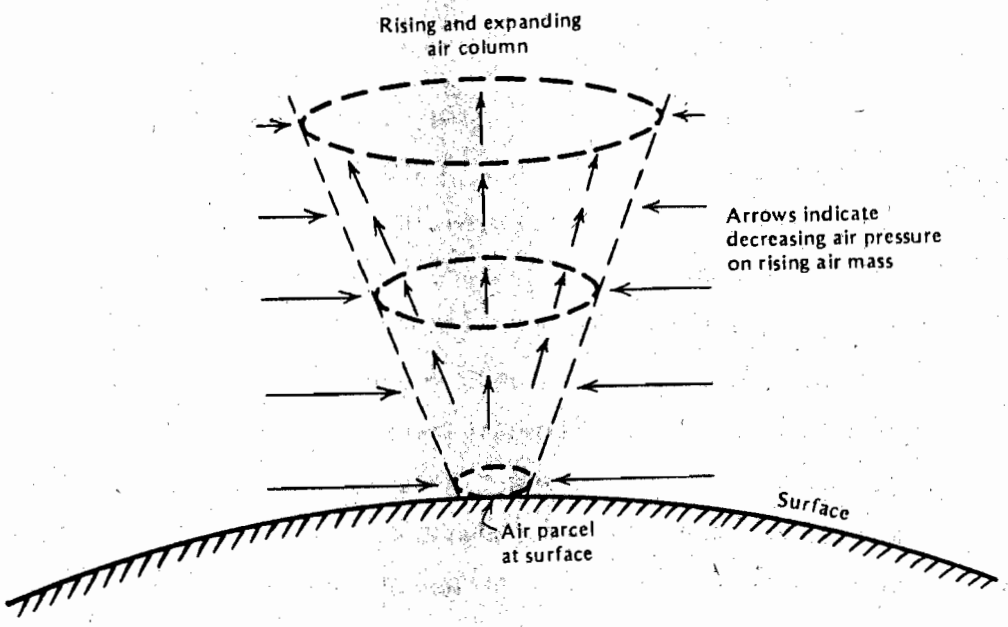
7.6.1 ตัวอย่างการหยั่งอากาศจริง

ในบทนี้เราจะพิจารณาถึงคุณสมบัติของไอน้ำซึ่งมีความสำคัญต่อกระบวนการเกิดลมฟ้าอากาศ เป็นที่ทราบแล้วว่าการควบแน่นเกิดขึ้นเมื่อไอน้ำเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลวหรือน้ำ การควบแน่นทำให้เกิดน้ำค้าง หมอก หรือเมฆ แม้ว่าวิธีการที่จะเกิดการควบแน่นในแต่ละชนิดจะแตกต่างกัน แต่ทุกชนิดจะต้องถึงจุดอิ่มตัวเสียก่อนเพื่อทำให้เกิดเป็นเมฆหรือหมอก วิธีการที่จะเกิดการอิ่มตัวอาจเกิดจากไอน้ำถูกเพิ่มเข้าไปในอากาศ หรือโดยเกิดจากอากาศเย็นลงจนถึงจุดน้ำค้าง ความร้อนใกล้พื้นดินจะแลกเปลี่ยนกันระหว่างพื้นดินและอากาศเบื้องบน ดังนั้นการเย็นตัวลงโดยการแผ่รังสีของพื้นโลกในเวลากลางคืนจะทำให้น้ำค้างและหมอกบางชนิดขึ้น สำหรับเมฆก้อนใหญ่นั้นมักเกิดในเวลากลางวันที่ร้อนจัด ดังนั้นวิธีการเกิดเมฆจะมีวิธีการอีกอย่างหนึ่ง

กระบวนการที่ทำให้เกิดเมฆอาจจะมองเห็นได้ง่าย โดยที่เมื่อเราสูบลมจักรยานนั้น หัวจุ๊บที่ใช้สูบลมจะร้อนเหตุที่เป็นเช่นนั้น เนื่องจากการอัดตัวเป็นการเพิ่มงานลงไปในอากาศ เมื่อพลังงานเพิ่มขึ้นโมเลกุลของแก๊สจะเคลื่อนไหวเพิ่มขึ้น ดังนั้นอุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นเช่นเดียวกันและโดยวิธีกลับกันเมื่ออากาศถูกปล่อยออกจากล้อจักรยาน มันจะขยายตัวและเย็นลง การที่อากาศขยายตัวจะต้องให้งานต่ออากาศแวดล้อม และเย็นลงเท่ากับจำนวนพลังงานที่ใช้ไป การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิดังที่กล่าวมาไม่ได้เกิดจากการเพิ่มความร้อนเข้าไปหรือนำความร้อนออกจากระบบ ซึ่งเรียกว่าการเปลี่ยนอุณหภูมิชนิดเอเดียแบติก (ดูการคำนวณบทที่ 5) การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเช่นนี้เกิดจากการอัดตัวและการขยายตัวโดยตรง

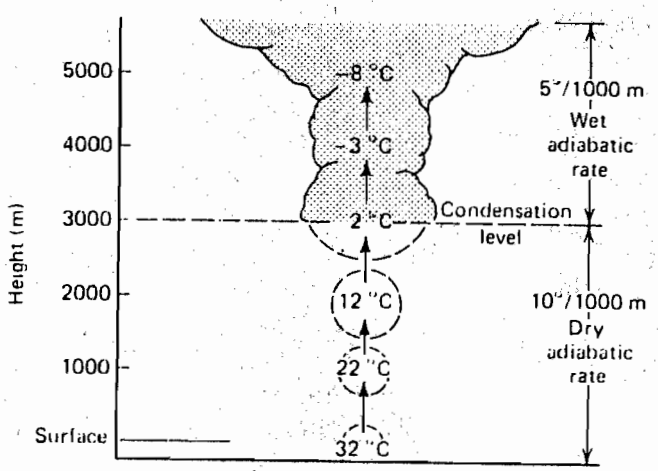
ทุกครั้งที่ก้อนอากาศลอยตัวสูงขึ้นเบื้องบนในแนวดิ่งก็จะผ่านชั้นต่าง ๆ ที่มีความกดดันน้อยกว่า และผลก็คืออากาศจะเย็นลงอย่างเอเดียแบติก สำหรับอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว (ยังไม่ควบแน่นเป็นเมฆ) จะเย็นลงด้วยอัตรา 1°C ต่อ 100 เมตร หรือ 10°C ต่อกิโลเมตรเมื่อเกิดการลอยตัวสูงขึ้น และในทางตรงกันข้ามอากาศที่จมตัวลงภายใต้ความกดที่เพิ่มขึ้นจะถูกอัดและอุ่นขึ้น 1°C ต่อทุก ๆ 100 เมตรเช่นเดียวกัน อัตราการเย็นตัวหรืออุ่นขึ้นนี้จะใช้เฉพาะกับการเคลื่อนตัวในแนวดิ่งของอากาศที่ยังไม่อิ่มตัวเท่านั้น และเรียกว่า อัตราเอเดียแบติกแห้ง (dry adiabatic rate) ดูรูป 7.1

ถ้าก้อนอากาศถูกยกสูงขึ้นได้มากพอ ก็จะเย็นลงจนถึงจุดควบแน่น ซึ่งเราเรียกจุดนี้ว่า ระดับควบแน่นของการยก (lifting condensation level) และในการควบแน่นนี้ความร้อนแฝงที่ไอน้ำเก็บไว้ในขณะที่ระเหยก็จะถูกปล่อยออกมา แม้ว่าก้อนอากาศจะยังคงเย็นลงอย่างเอเดียแบติก แต่ความร้อนแฝงที่ปล่อยมานี้จะทำให้อัตราการเย็นตัวลดลงจากเดิม อัตราการเย็นตัวอันใหม่ซึ่งเกิดจากการเพิ่มความร้อนแฝงเข้าไปเรียกว่า อัตราเอเดียแบติกเปียก (wet adiabatic rate) เนื่องจากจำนวนความร้อนแฝงที่ปล่อยออกมาขึ้นกับจำนวนไอน้ำที่มีในอากาศ ดังนั้น อัตราเอเดียแบติกเปียกจะเปลี่ยนแปลงจาก 0.5°C ต่อ 100 เมตร สำหรับอากาศที่มีความชื้นสูงจนถึง 0.9°C ต่อ 100 เมตร สำหรับอากาศที่มีความชื้นน้อย (ดูรูป 7.2) จากรูปแสดงถึงลักษณะการเย็นตัวแบบเอเดียแบติกที่ทำให้เกิดเมฆ ข้อสังเกตคือจากพื้นผิวถึงระดับควบแน่นของการยก อากาศจะเย็นตัวด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้ง 10°C ต่อ 1000 m และอัตราเอเดีย



รูป 7.1 การขยายตัวของคอลัมน์ของอากาศจากพื้นผิวโลก (ความยาวของลูกศรไม่เป็นสัดส่วนกับความกดจริง)

แบติกเปียกซึ่งเริ่มต้นจากระดับควบแน่นขึ้นไป จะมีค่า 5°C ต่อ 1000 m (โดยทั่วไปค่าเฉลี่ยของอัตราเอเดียแบติกเปียกเท่ากับ 6°C ต่อ 1000 เมตร)



รูป 7.2 ก้อนอากาศที่ลอยสูงขึ้นจะเย็นลงด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้ง 10°C ต่อ 1000 เมตร จนกระทั่งอากาศเย็นลงถึงจุดน้ำค้าง และเกิดการควบแน่นเป็นเมฆ ถ้าอากาศยังคงลอยต่อไป ความร้อนแฝงจะถูกคายออกมาโดยการควบแน่นทำให้อัตราการเย็นตัวน้อยลง ดังนั้นอัตราเอเดียแบติกเปียกจะน้อยกว่าอัตราเอเชียแบติกแห้งเสมอ

7.1 ความมีเสถียรภาพของอากาศ (stability)

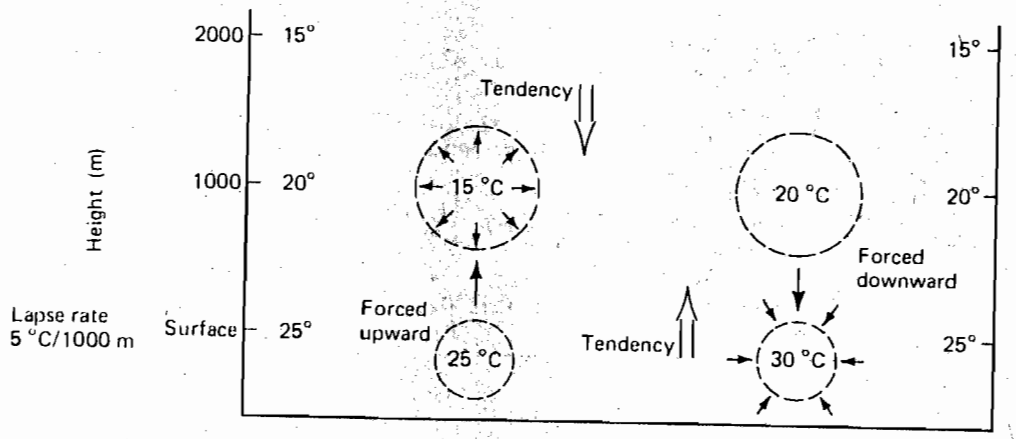
เป็นที่ทราบแล้วว่า เมื่ออากาศลอยตัวสูงขึ้น มันจะเย็นลงและขั้นสุดท้ายจะเกิดเมฆ แต่มีคำถามว่าทำไมในบางกรณีอากาศบางก้อนจึงลอย และบางกรณีจึงไม่ลอย และยิ่งไปกว่านั้น ทำไมขนาดของก้อนเมฆและจำนวนฝนที่ตกจึงเปลี่ยนแปลงไปมากมายเมื่อเทียบกับอากาศที่มีการลอยตัว คำตอบก็คือเกี่ยวข้องกับความมีเสถียรภาพของอากาศนั่นเอง เราลองมาพิจารณาดูว่ามีก้อนอากาศก้อนหนึ่งซึ่งผิวนอกของมันสามารถยืดหยุ่นได้ในขณะที่มีการขยายตัว และผิวนี้เองจะป้องกันไม่ให้ก้อนอากาสผสมกับอากาศแวดล้อม เมื่อก้อนอากาศถูกบังคับให้ลอยตัวสูงขึ้น อุณหภูมิของมันจะลดลงอันเนื่องมาจากการขยายตัว และโดยการเปรียบเทียบอุณหภูมิของก้อนอากาศกับอุณหภูมิของอากาศแวดล้อมที่ระดับเดียวกัน เราสามารถพิจารณาถึงความมีเสถียรภาพของอากาศได้ ในกรณีที่อุณหภูมิของก้อนอากาศมีค่าน้อยกว่าอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อมที่ระดับความสูงเดียวกันมันจะมีความหนาแน่นมากกว่า (หรือหนักกว่า) และจะจมกลับส่งมายังที่เดิม อากาศชนิดนี้เรียกว่ามีเสถียรภาพ (stable) และจะต่อต้านการลอยตัวขึ้นในแนวดิ่ง

อย่างไรก็ตาม ถ้าก้อนอากาศนี้อุ่นกว่าและมีความหนาแน่นน้อยกว่าอากาศแวดล้อมที่ระดับความสูงเดียวกัน มันก็จะยังคงลอยขึ้นไปอีกจนกระทั่งถึงความสูงที่ก้อนอากาศมีอุณหภูมิเท่ากับสิ่งแวดล้อมก็จะหยุดลอย อากาศชนิดนี้เรียกว่า ไม่มีเสถียรภาพ (unstable)

7.1.1 การพิจารณาลักษณะของความมีเสถียรภาพ (Determiration of Stability)

ความมีเสถียรภาพของอากาศจะพิจารณาโดยการตรวจอุณหภูมิของอากาศที่ระดับความสูงต่าง ๆ ซึ่งเราเรียกว่า แล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อม (enviromental lapse rate) ค่าของแล็พซ์เรทได้จากการปล่อยบอลลูนหรือนำเครื่องบินขึ้นไปวัดอุณหภูมิที่ชั้นความสูงต่าง ๆ ของบรรยากาศ และอาจสับสนกับการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิชนิดเอเดียแบติก ซึ่งหมายถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเมื่อก้อนอากาศลอยสูงขึ้นในแนวดิ่งของบรรยากาศ

เพื่อจะให้เห็นชัดเจน เรามาพิจารณาสถานการณ์ที่แล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อมมีค่า 5°C ต่อ 100 เมตร (ดูรูป 7.3) สมมุติว่าในขณะนี้อากาศที่พื้นดินมีอุณหภูมิ 25° C ดังนั้นอากาศที่ชั้นความสูง 1000 เมตร จะเย็นกว่า 5°C หรือเท่ากับ 20° C และในขณะเดียวกันที่ชั้น 2000 เมตร อากาศแวดล้อมจะมีอุณหภูมิ 15°C และเป็นเช่นนี้เรื่อย ๆ ไป นี้คือค่าของแล็พซ์เรทของอากาศแวดล้อม ในขณะเดียวกันถ้าก้อนอากาศก้อนหนึ่งที่อยู่ติดพื้นดินและมีอุณหภูมิ 25°C ซึ่งยังไม่อิ่มตัวลอยสูงขึ้นไปถึงระดับความสูง 1000 เมตร มันจะขยายตัวและเย็นลงอัตราเอเดียแบติกแห้ง 1°C ต่อ 100 เมตร ดังนั้นเมื่อถึงระดับความสูง 1000 เมตร อุณหภูมิของมันจะลดลงทั้งหมด 10 °C เหลือเพียง 15°C และจะเย็นกว่าอากาศแวดล้อมในระดับ 1000 เมตรด้วยกัน 5°C ขณะนี้ก้อนอากาศจะเย็นกว่าอากาศแวดล้อมและจะหนักกว่าซึ่งจะทำให้จมกลับลงมายังตำแหน่งเดิม ดังนั้น

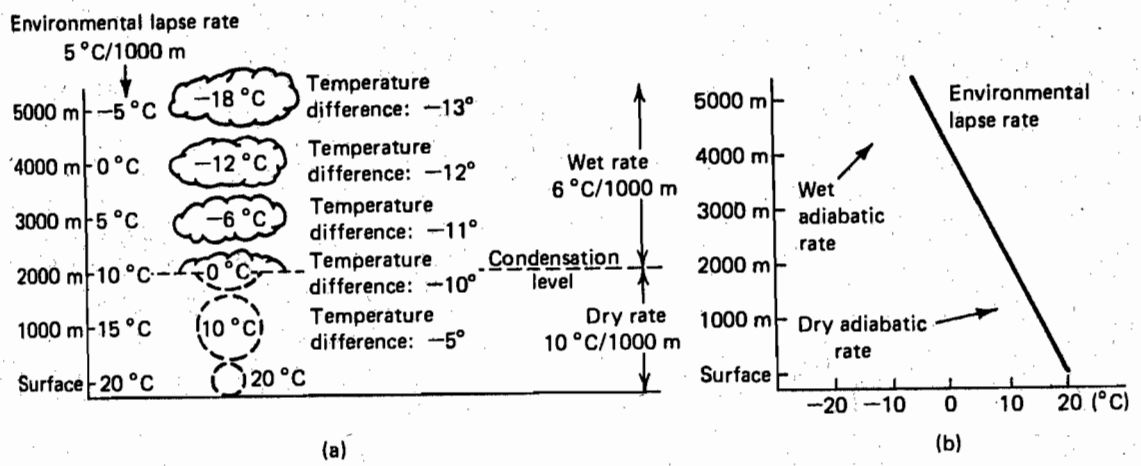


รูป 7.3 รูปแสดงความมีเสถียรภาพของอากาศ ก้อนอากาศในรูปด้านซ้ายซึ่งอยู่ใกล้พื้นดินจะมีศักยภาพเย็นกว่าอากาศเบื้องบน ดังนั้นจะต่อต้านการลอยตัว

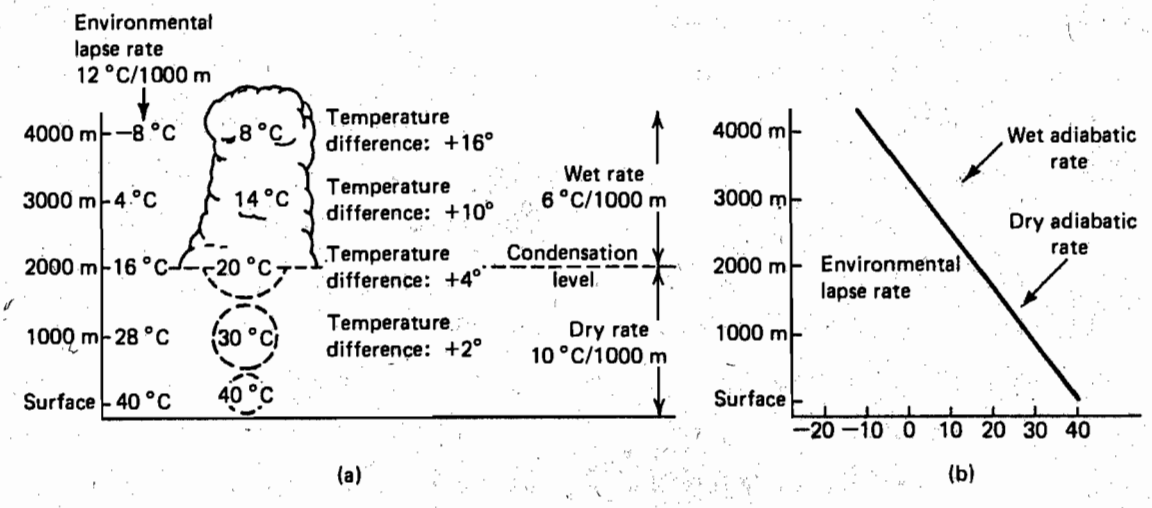
เราพูดว่าถ้าอากาศใกล้พื้นดินมีศักยภาพ (potentially) ที่จะเย็นกว่าอากาศเบื้องบน มันจะไม่พยายามลอยตัวขึ้น โดยเหตุผลเดียวกัน ถ้าก้อนอากาศที่ระดับความสูง 1000 เมตร ซึ่งมีอุณหภูมิ 20° C จมตัวลงมายังพื้นดิน อุณหภูมิจะเพิ่มขึ้น 10°C เช่นกัน และกลายเป็นมีอุณหภูมิ 30°C การที่มันมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศแวดล้อมที่อยู่ติดกับพื้นดิน ก็จะทำให้เบากว่าและจะลอยกลับไปสู่จุดเดิม อากาศที่กล่าวมานี้จะมีเสถียรภาพและต่อต้านการลอยตัวในแนวดิ่ง

สำหรับความมีเสถียรภาพสัมบูรณ์ (absoluti stability) จะเกิดขึ้นเมื่อแล็พซ์เรท ของสิ่งแวดล้อมมีค่าน้อยกว่าอัตราเอเดียแบติกเปียก (ดูรูป 7.4) จากรูปแสดงให้เห็นถึงแล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อมมีค่า 5°C ต่อ 1000 เมตร และอัตราเอเดียแบติกเปียกมีค่า 6°C ต่อ 1000 เมตร จากข้อสังเกตในรูปก็คือ ที่ระดับความสูง 1000 เมตร อุณหภูมิของสิ่งแวดล้อมมีค่า 15 °C ส่วนอุณหภูมิของก้อนอากาศที่ระดับ 1000 เมตร เดียวกันนี้มีค่า 10°C (อุณหภูมิ 10°C เกิดจากก้อนอากาศที่พื้นดินมีอุณหภูมิ 20°C และเมื่อลอยขึ้นไป 1000 เมตร จะเย็นลง 10°C) ซึ่งจะเห็นว่าเย็นกว่าอากาศแวดล้อมในระดับเดียวกัน แม้ว่าก้อนอากาศจะถูกบังคับให้ลอยขึ้นเหนือระดับควบแน่นก็ตาม มันก็ยังคงเย็นกว่าและหนักกว่าอากาศแวดล้อมและมีแนวโน้มที่จะลงกลับมายังพื้นดิน

สำหรับความไม่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์ (absolute instability) นั้นเกิดขึ้นเมื่อแล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อมมีค่ามากกว่าอัตราเอเดียแบติกแห้งซึ่งแสดงไว้ในรูป 7.5 ในรูปก้อนอากาศที่ลอยสูงขึ้นจะอุ่นกว่าอากาศแวดล้อมในระดับเดียวกัน และจะพยายามลอยสูงขึ้นด้วยแรงพยุงของมันเอง

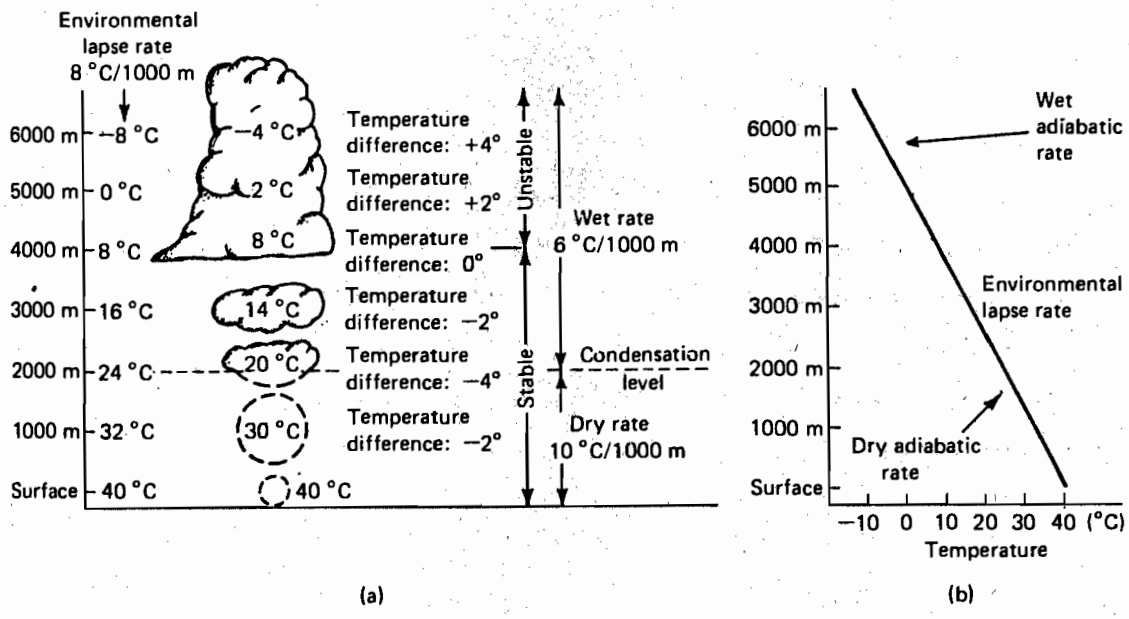


รูป 7.4 ความมีเสถียรภาพสัมบูรณ์เกิดขึ้นเมื่อแล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อมมีค่าน้อยกว่าอัตราเอเดียแบติกเปียก (a) ก้อนอากาศที่ลอยสูงขึ้นจะเย็นกว่าและหนักกว่าอากาศแวดล้อมในระดับเดียวกัน (b) รูปกราฟซึ่งแสดงแทนรูป a (ข้อสังเกตเส้นกราฟของแล็พซ์เรท จะตั้งชันกว่าเส้นกราฟของเอเดียแบติกเปียกและเส้นกราฟของเอเดียแบติกแห้ง)



รูป 7.5 รูปแสดงความไม่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์โดยการใช้ค่าแล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อม 12°C ต่อ 1000 เมตร (a) อากาศที่ลอยตัวสูงขึ้นจะอุ่นกว่าและเบากกว่าอากาศแวดล้อมในระดับเดียวกัน (b) รูปกราฟซึ่งแสดงแทนรูป a (ข้อสังเกต : เส้นกราฟของแล็พซ์เรทจะเอนมากกว่าเส้นกราฟของเอเดียแบติกแห้ง)

แม้ว่าความไม่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์จะสามารถเกิดขึ้นในวันที่มีอากาศร้อน สภาวะเช่นนี้โดยทั่วไปจะถูกจำกัดเฉพาะในสองสามกิโลเมตรของชั้นบรรยากาศเท่านั้น ชนิดของความไม่มีเสถียรภาพที่พบมากกว่าก็คือ ความไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไข (conditional instability) สภาวะเช่นนี้เกิดขึ้นเมื่อแล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อมอยู่ระหว่างอัตราเอเดียแบติกแห้งและอัตราเอเดียแบติกเปียก คืออยู่ระหว่าง 0.5°C ต่อ 100 เมตรและ 1°C ต่อ 100 เมตร ข้อสังเกตจากรูป 7.6 ก็คือก้อนอากาศที่ลอยสูงขึ้นจะเย็นกว่าอากาศแวดล้อมในช่วง 4000 เมตรแรก และในช่วงนี้พิจารณาว่าอากาศมีเสถียรภาพ จากการเพิ่มความร้อนแฝงเข้าไปเหนือระดับควบแน่น ทำให้อัตราเอเดียแบติกแห้ง 10°C ต่อ 1000 เมตร เปลี่ยนเป็นอัตราเอเดียแบติกเปียก 6°C ต่อ 1000 เมตร และ



รูป 7.6 รูปแสดงถึงความไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไข โดยการใช้ค่าแล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อมเท่ากับ 8°C ต่อ 1000 เมตร ซึ่งอยู่ระหว่างอัตราเอเดียแบติกเปียกและอัตราเอเดียแบติกแห้ง (a) ก้อนอากาศจะเย็นกว่าอากาศแวดล้อมเมื่ออยู่ต่ำกว่า 4000 เมตร และจะอุ่นกว่าอากาศแวดล้อมเมื่ออยู่สูงกว่า 4000 เมตร (b) เส้นกราฟแสดงแทนรูป (a) (ข้อสังเกต : เส้นกราฟของแล็พซ์เรทอยู่ระหว่างเส้นกราฟเอเดียแบติกเปียกและเส้นกราฟเอเดียแบติกแห้ง

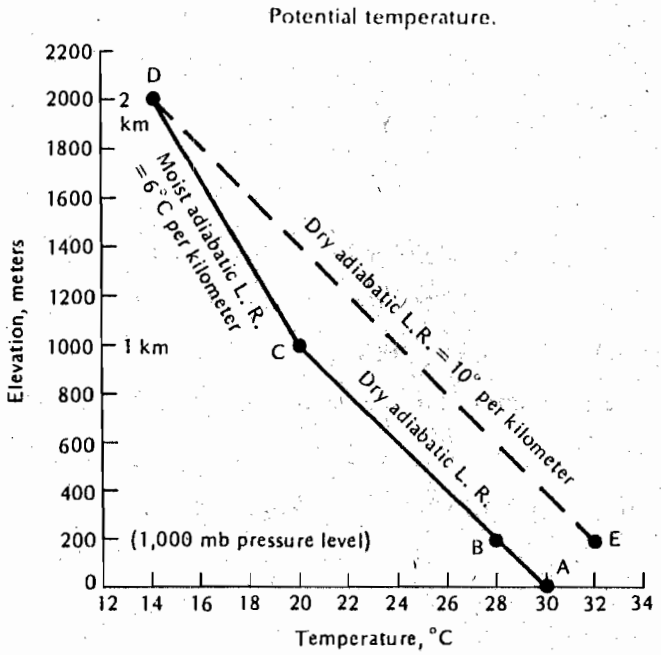
ก้อนอากาศจะเปลี่ยนเป็นอุ่นกว่าอากาศแวดล้อม จากจุดควบแน่นนี้ไปแล้วก้อนอากาศยังคงลอยขึ้นไปเรื่อย ๆ โดยไม่จำเป็นต้องมีแรงภายนอกมายกให้ลอยสูงขึ้น ดังนั้นจึงพิจารณาว่าในช่วงหลังนี้อากาศไม่มีเสถียรภาพ ดังนั้นการไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไข สามารถพูดได้ว่าเดิมทีก้อนอากาศจะเริ่มต้นลอยขึ้นอย่างมีเสถียรภาพ แต่เมื่อเลยจุดควบแน่นไปแล้ว จะเปลี่ยนเป็นไม่มีเสถียรภาพ คำว่าเงื่อนไข (conditional) นำมาใช้เพราะอากาศจะต้องถูกบังคับให้ลอยสูงขึ้นด้วยกลไกอันหนึ่ง เช่น พัดข้ามภูเขาก่อนที่จะเปลี่ยนเป็นไม่มีเสถียรภาพและลอยขึ้นเองด้วยแรงพยุง

ที่กล่าวมาแล้วสามารถสรุปได้ว่า (1) อากาศจะมีเสถียรภาพสัมบูรณ์ค่าแล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อมน้อยกว่าอัตราเอเดียแบติกเปียก (2) อากาศไม่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์เมื่อแล็พซ์เรทของอากาศแวดล้อมมีค่ามากกว่าอัตราเอเดียแบติกแห้ง (3) ถ้าค่าแล็พซ์เรทของสิ่งแวดล้อมอยู่ระหว่างอัตราเอเดียแบติกเปียกและแห้ง อากาศจะมีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไข

7.2 อุณหภูมิศักย์ (Potential Temperature)

อุณหภูมิศักย์เป็นคุณสมบัติที่คงที่ (conservative) ของบรรยากาศ ซึ่งมีความสำคัญในการคำนวณสภาวะของบรรยากาศและในการศึกษาการเคลื่อนไหวของมวลอากาศ

อุณหภูมิศักย์ก็คือ อุณหภูมิของปริมาณอากาศจำนวนหนึ่งที่ความกดมาตรฐาน 1000 มิลลิบาร์ ถ้าเรานำก้อนอากาศขึ้นหรือลงอย่างเอเดียแบติกมายังที่ความดัน 1000 มิลลิบาร์ อุณหภูมิที่อ่านได้นี้เรียกว่า อุณหภูมิศักย์ ซึ่งตราบใดที่อากาศยังไม่อิ่มตัวในระหว่างกระบวนการเอเดียแบติก อุณหภูมินี้จะคงที่ (ดูรูป 7.7)



รูป 7.7 รูปแสดงค่าของอุณหภูมิศักย์

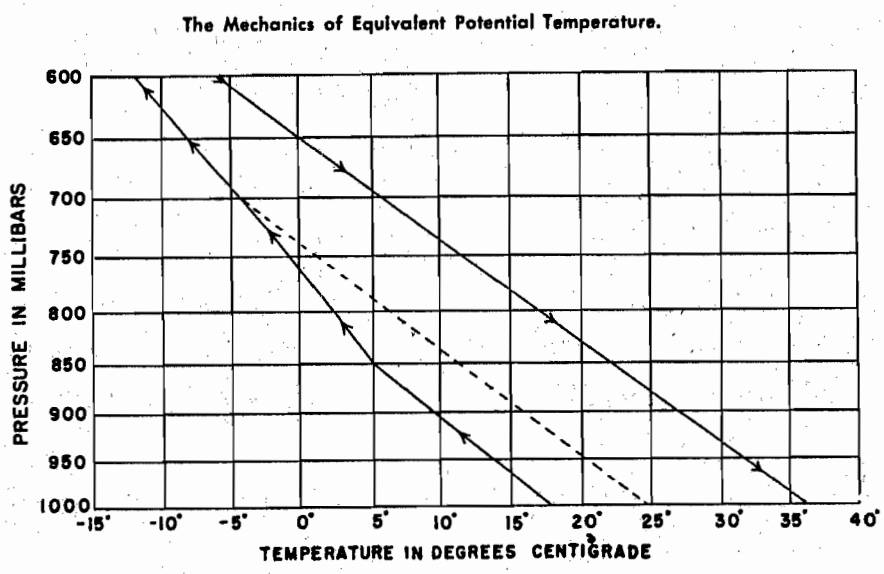
โดยการพิจารณาดูรูป 7.7 สมมุติว่าที่ความสูง 200 เมตร ความกดของบรรยากาศมีค่า 1000 มิลลิบาร์ และสมมุติว่าก้อนอากาศก้อนหนึ่งอยู่ที่ระดับน้ำทะเลมีอุณหภูมิ 30°C ซึ่งก็คือจุด A ที่แสดงไว้ในเส้นกราฟนั่นเอง ก้อนอากาศนี้จะลอยขึ้นและเย็นลงด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้งไปยังจุด B ซึ่งมีความกด 1000 มิลลิบาร์ สำหรับที่ระดับความสูง 200 เมตร ค่าของอุณหภูมิศักย์ที่แสดงไว้ก็คือ 28°C และถ้ายังคงนำก้อนอากาศขึ้นสูงต่อไปอีกก็จะเย็นลงจนถึงจุด C ซึ่งมีอุณหภูมิ 20°C และถ้าเรานำก้อนอากาศที่จุด C ลงมายังที่จุด B ใหม่ ค่าของอุณหภูมิศักย์ก็จะเท่าเดิมคือ 28°C โดยความจริงแล้วมวลอากาศที่ลอยสูงขึ้นหรือจมตัวลงตามเส้น ABC จะมีค่าอุณหภูมิศักย์ 28°C ดังนั้น ABC ซึ่งเป็นอัตราเอเดียแบติกแห้งก็จะเป็นเส้นของอุณหภูมิศักย์คงที่ (constant potential temperature) นั่นเอง

ถ้าอากาศลอยสูงกว่าจุด C ที่เป็นจุดควบแน่น (ที่ความสูง 1000 เมตร) ขึ้นไปอีกมันจะเย็นตัวด้วยอัตราเอเดียแบติกเปียก และอุณหภูมิจะกลายเป็น 14°C ซึ่งแสดงไว้ที่จุด D เส้น CD ก็คือเส้นกราฟของอัตราเอเดียแบติกเปียกนั่นเอง ในกรณีที่อากาศจมตัวลงจากจุด D ก็จะอุ่นขึ้นด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้งอย่างเดียวลงมายังระดับความกด 1000 มิลลิบาร์ ก้อนอากาศจะมีอุณหภูมิศักย์อันใหม่ที่จุด E เท่ากับ 32°C การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิศักย์เกิดจากความร้อนแฝงของการควบแน่นนั่นเอง สรุปได้ว่าค่าอุณหภูมิศักย์จะเปลี่ยนแปลงถ้ามีการควบแน่นเกิดขึ้น

7.3 อุณหภูมิศักย์สมมูล (Equivalent Potential Temperature)

คุณสมบัติที่คงที่มากที่สุดของก้อนอากาศก็คือ อุณหภูมิศักย์สมมูล ถ้าเรานำอากาศจำนวนหนึ่งเริ่มต้นที่ความกดมาตรฐาน 1000 มิลลิบาร์ นำขึ้นไปครั้งแรกตามเส้นกราฟของอัตราเอเดียแบติกเปียก จนกระทั่งไอน้ำสูญเสียไปจนหมดโดยการกลั่นตัว ซึ่งเท่ากับการเพิ่มความร้อนแฝงของการควบแน่นทั้งหมดของไอน้ำลงไปในอากาศ แล้วนำอากาศที่แห้งอย่างสมบูรณ์กลับลงมายังที่ความกดมาตรฐาน อุณหภูมิที่อ่านได้คือ อุณหภูมิศักย์สมมูล ค่านี้สามารถคำนวณได้เมื่อรู้อุณหภูมิเริ่มต้นและความชื้นสัมพัทธ์

ค่าอุณหภูมิศักย์ของมวลอากาศก้อนหนึ่งจะไม่เปลี่ยนแปลงโดยกระบวนการเอเดียแบติกแห้ง แต่สำหรับอุณหภูมิศักย์สมมูลจะยังคงเหมือนเดิม แม้ว่าการเคลื่อนที่ในแนวดิ่งจะเกี่ยวข้องกับการควบแน่น และการตกของหยาดน้ำฟ้า (precipitation) ก็ตาม มันอาจจะสามารถเปลี่ยนแปลงได้ก็โดยการเพิ่มจำนวนไอน้ำเข้าไป หรือโดยการสูญเสียความร้อนให้กับแหล่งความร้อนภายนอกหรือได้รับความร้อนจากแหล่งความร้อนภายนอก



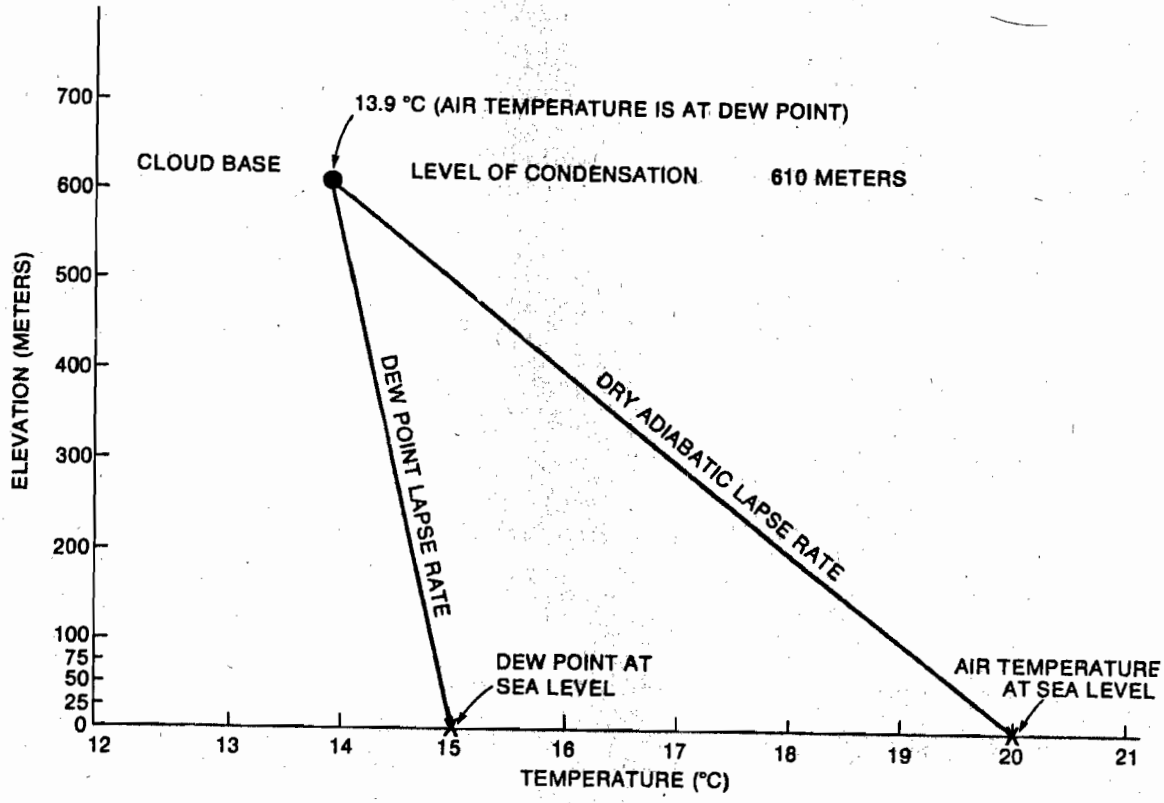
รูป 7.8 รูปแสดงค่าของอุณหภูมิศักย์สมมูล

จากรูป 7.8 ถ้าอากาศที่ความกด 1000 มิลลิบาร์ อุณหภูมิ 18°C ลอยตัวสูงขึ้นและเย็นลงด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้งไปยังความสูงระดับ 857 มิลลิบาร์ (4500 ฟุต) ก็จะอิ่มตัว ค่าของอุณหภูมิศักย์ก็ยังคงเท่ากับ 18°C และถ้านำขึ้นต่อไปอีกจะเย็นลงตามเส้นกราฟของอัตราเอเดียแบติกเปียกไปยังระดับความสูง 700 มิลลิบาร์ (10,000 ฟุต) ค่าอุณหภูมิศักย์จะเปลี่ยนเป็น 25°C และถ้ายังคงนำให้ลอยสูงขึ้นไปอีกจนกระทั่งไอน้ำควบแน่นจนหมดและความร้อนแฝงถูกดูดกลืน แล้วนำกลับลงมาตลอดด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้งจนถึงระดับ 1000 มิลลิบาร์ อุณหภูมิของอากาศจะเป็น 36°C และนี่คืออุณหภูมิศักย์สมมูลของอากาศ

7.4 การคำนวณหาความสูงของฐานเมฆ

เมื่ออากาศลอยตัวสูงขึ้นจะมีสิ่งที่เกิดขึ้น 2 ประการคือ (1) อากาศจะขยายตัวและเย็นลงด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้ง 10°C ต่อกิโลเมตร (2) อุณหภูมิของจุดน้ำค้างจะลดลงประมาณ 2°C ต่อกิโลเมตร (ค่าจริงเท่ากับ 0.17°C ต่อกิโลเมตร) ตามการลอยตัวสูงขึ้นของก้อนอากาศ อัตราอันนี้เรียกว่า แล็พซ์เรทของจุดน้ำค้าง (dew-point lapse rate) การที่จุดน้ำค้างลดลงเพราะเมื่ออากาศขยายตัวก็จะทำให้ความดันไอ (vapor pressure) ลดลงด้วย ดังนั้นอากาศจะต้องถูกทำให้เย็นลงไปมากกว่าเดิมเพื่อให้ถึงจุดอิ่มตัว (หรือจุดน้ำค้าง)

นักอุตุนิยมวิทยาสามารถใช้กราฟในการแสดงข้อมูล โดยแสดงให้เห็นว่าเส้นอุณหภูมิของอากาศและเส้นอุณหภูมิของจุดน้ำค้างจะเคลื่อนเข้าหากัน เมื่อก้อนอากาศเคลื่อนที่สูงขึ้นไปเบื้องบน จุดที่เส้นกราฟทั้งสองพบกันก็คือจุดควบแน่นของไอน้ำและเป็นฐานของเมฆนั่นเอง (ดูรูป



รูป 7.9 อุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของจุดน้ำค้างจะเข้าหากันเมื่อก้อนอากาศลอยสูงขึ้น

7.9) จากตัวอย่างในรูปสมมุติว่าอุณหภูมิของอากาศที่พื้นดินมีค่า 20°C และอุณหภูมิของจุดน้ำค้างเท่ากับ 15°C ในการที่ก้อนอากาศลอยตัวสูงขึ้นไป 610 เมตร อุณหภูมิจะลดตามเส้นเอเดียแบติกแห้งเหลือ 13.9°C และในระหว่างที่ลอยขึ้นไปสูง 610 เมตรนี้ เส้นแล็พซ์เรทของจุดน้ำค้างจะทำให้จุดน้ำค้างลดลงไป 1.1°C ด้วย และจะทำให้มีจุดน้ำค้างอันใหม่เป็น 13.9°C เช่นกัน จุดที่เส้นทั้งสองพบกันก็คือ จุดที่เกิดการควบแน่นเป็นเมฆนั่นเอง เราสามารถหาความสูงของฐานเมฆได้ดังนี้

สำหรับการลดลงของอุณหภูมิตามเส้นอัตราเอเดียแบติกแห้ง

$$T_h = T - (10^{\circ}C/km)\, H$$

และสำหรับการลดลงของอุณหภูมิตามเส้นแล็พซ์เรทของจุดน้ำค้าง

$$D_h = T_d - (2^{\circ}C/km)\, H$$

เมื่อ H เป็นความสูงของฐานเมฆ

T เป็นอุณหภูมิของอากาศที่พื้นผิว

T_d เป็นอุณภูมิของจุดน้ำค้างที่พื้นผิว
T_h เป็นอุณภูมิของฐานเมฆ
D_h เป็นจุดน้ำค้างที่ความสูง h

และเนื่องจาก $T_h = D_h$

เพราะฉะนั้น $T - (10^{\circ}C/km)\,H = T_d - (2^{\circ}C/km)\,H$

หรือ $(8^{\circ}C/km)\,H = T - T_d$

ดังนั้น $H = \frac{T - T_d}{8}$ km

กฎที่คำนวณได้นี้เป็นความสูงของฐานเมฆ ซึ่งเกิดจากการลอยตัวขึ้นในแนวตั้ง (ไม่ใช่ตามลาดเอียง) จากพื้นดิน

ตัวอย่างที่ 7.1

เมฆคิวมิวลัส ซึ่งเกิดจากการลอยตัวของอากาศจากพื้นดินโดยตรงเกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิที่พื้นดินเท่ากับ 40°C และจุดน้ำค้างเท่ากับ 24°C จงหาความสูงของฐานเมฆและจุดน้ำค้างที่ฐานเมฆ

จากสมการ :

$$\text{ความสูงของฐานเมฆ} = \frac{T - T_d}{8}$$

แทนค่า :

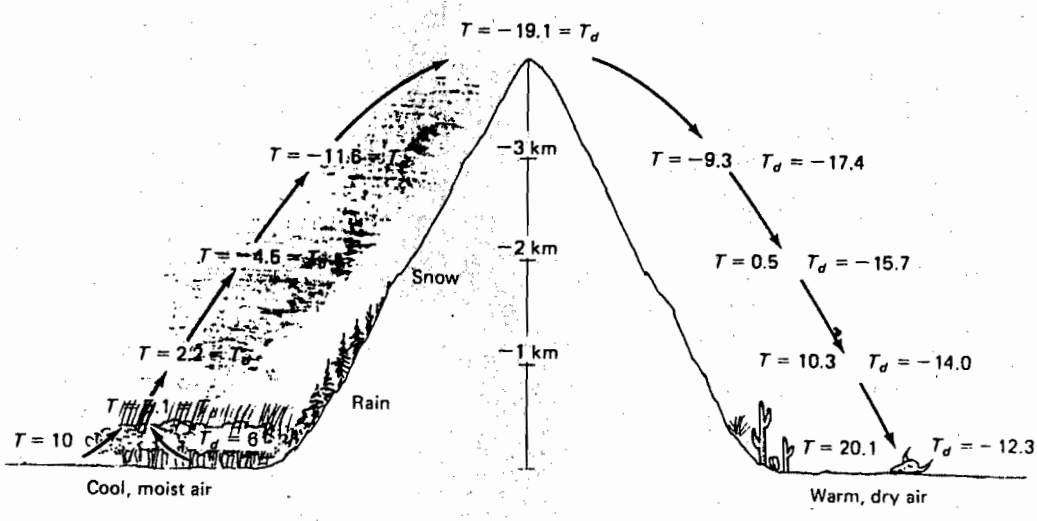
$$\text{ความสูงของฐานเมฆ} = \frac{(40 - 24)^{\circ}C}{8^{\circ}C/km} = 2 \text{ km}$$

เนื่องจากอุณหภูมิลดลง 10°C ต่อกิโลเมตร อุณหภูมิที่ฐานของเมฆจะเย็นกว่าที่พื้นดิน 20° C หรือเท่ากับ 20°C และเนื่องจากอุณหภูมิกับจุดน้ำค้างมีค่าเท่ากันที่ความสูงนี้ ดังนั้นนี่ก็คือระดับที่เกิดการควบแน่นนั่นเอง

7.4.1 การลอยตัวของอากาศเมื่อพัดผ่านภูเขา (Orographic Lifting)

สถานที่หลายแห่งบนพื้นโลกซึ่งตั้งอยู่ด้านหลังของตีนเขา จะมีประสบการณ์เกี่ยวกับอากาศที่ร้อนและแห้ง ซึ่งพัดลงมาตามลาดเขา ในประเทศเยอรมนี และสวิสเซอร์แลนด์ ลมเช่นนี้เรียกว่า fohn และในนครลอสแองเจลีส เรียกว่า แซนตาเอนา (Santa Ana) และทางด้านตะวันออกของภูเขาร็อคกี้ เรียกว่า ลมชินุก (Chinook) เมื่อลมเหล่านี้เริ่มต้นพัด อุณหภูมิจะขึ้นอย่างกระทันหัน ในขณะที่จุดน้ำค้างและโดยเฉพาะความชื้นสัมพัทธ์จะลดดิ่งลง เหตุการณ์ผิดปกติอันนี้สามารถอธิบายได้โดยใช้ความรู้เกี่ยวกับอัตราเอเดียแบติกเปียกและอัตราเอเดียแบติกแห้ง

การเกิดลมอุ่นและแห้ง ตามลาดภูเขาด้านหลังนั้นเป็นเพราะลมถูกบังคับให้จมลงตามลาดเขานั่นเอง โดยปกติอากาศจะถูกบังคับให้ลอยขึ้นตามด้านหน้าของภูเขามาก่อน ซึ่งในขณะที่เริ่มต้นพัดมานั้นจะเป็นอากาศที่เย็นและมีความชื้นสูง บางครั้งในระหว่างที่ลอยขึ้นอาจจะอิ่มตัว (โดยเฉพาะภูเขาที่สูง) และเกิดการควบแน่น ฝนและหิมะ อาจตกด้านหน้าของภูเขา (ดูรูป 7.10)

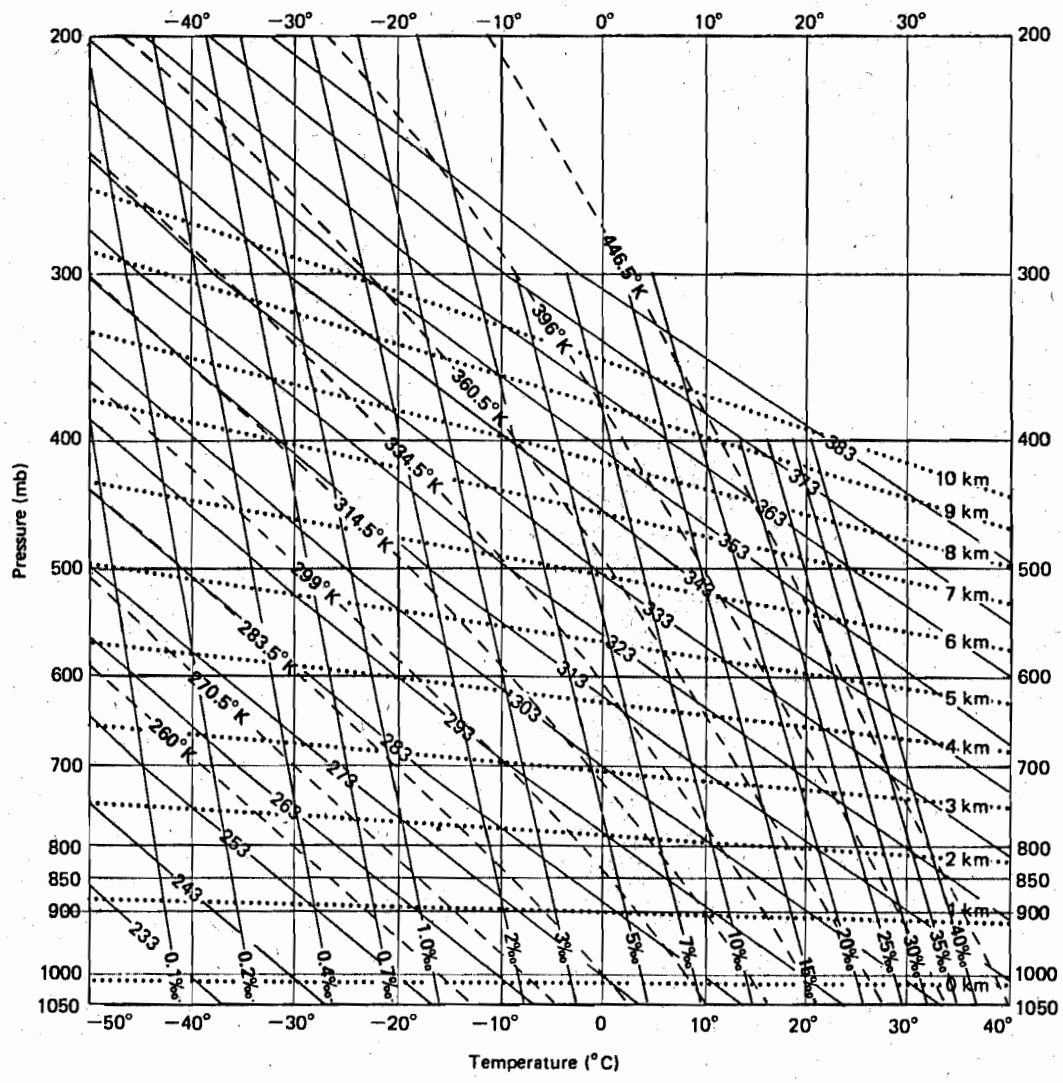


รูป 7.10 อากาศเย็นและชื้นที่ลอยขึ้นในลาดเขาสูง 4 กิโลเมตร จะเย็นลงด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้งจนกระทั่งเกิดการอิ่มตัว หลังจากนั้นจะเย็นลงด้วยอัตราเอเดียแบติกเปียก การควบแน่นจะเกิดขึ้นและฝนหรือหิมะจะตกด้านหน้าของภูเขา เมื่ออากาศพัดข้ามภูเขาและจมลงด้านหลังก็จะอุ่นขึ้นด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้งอย่างเดียวจนกระทั่งถึงระดับพื้นน้ำทะเลที่ระดับนี้อากาศจะอุ่นกว่าเมื่อเริ่มต้นพัดมาด้านหน้า

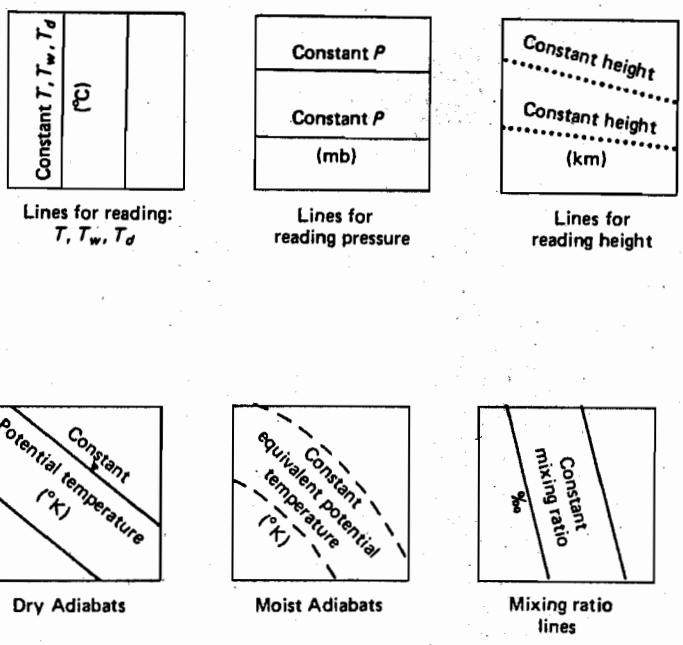
เนื่องจากความร้อนแฝงของการควบแน่นที่ปล่อยออกมา อากาศที่พัดข้ามมาถึงด้านหลังของภูเขา จะอุ่นมากกว่าเดิม และเนื่องจากจำนวนไอน้ำลดลงอากาศก็จะแห้งยิ่งกว่าเดิม ซึ่งรวมทั้งจุดน้ำค้างก็จะลดต่ำลงด้วย

7.5 เอเดียแบติกไดอะแกรม (Adiabatic Diagram)

เอเดียแบติกไดอะแกรม หรือแผนภูมิอุณหพลศาสตร์นั้น ก็คือ กราฟนั่นเอง ดังนั้นจึงมีความจำเป็นต้องให้คำจำกัดความถึงพิกัด (coordinate) ของกราฟเหล่านี้ เส้นในแนวดิ่งสามารถเป็นทั้งอุณหภูมิ (T) อุณหภูมิของกระเปาะเปียก (T_w) และอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง (T_d) โดยทั่วไปแล้วค่าของอุณหภูมิจะแสดงด้วยจุดกลมเล็ก ๆ และค่าของจุดน้ำค้างแสดงด้วยกากะบาทเล็ก ๆ (x) (ดูรูป 7.11)



รูป 7.11 รูปอุณหพลศาสตร์แผนภาพและความหมายของเส้นต่าง ๆ

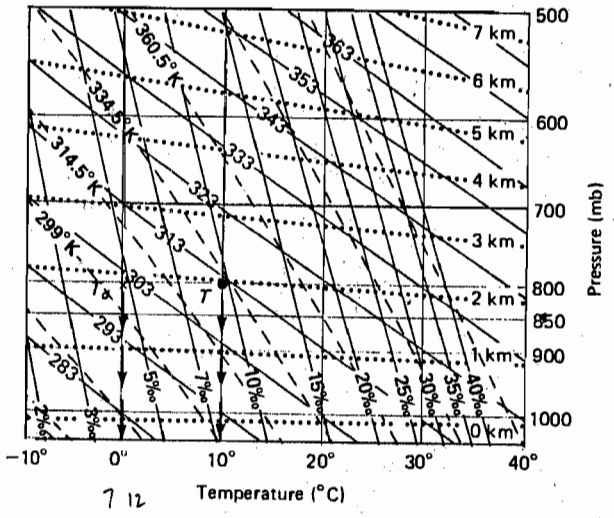


(เส้นกราฟแต่ละชนิดในรูปเล็ก ๆ ที่เห็นเมื่อรวมกันทั้งหมดก็จะเป็นเอเดียแบติกไดอะแกรม)

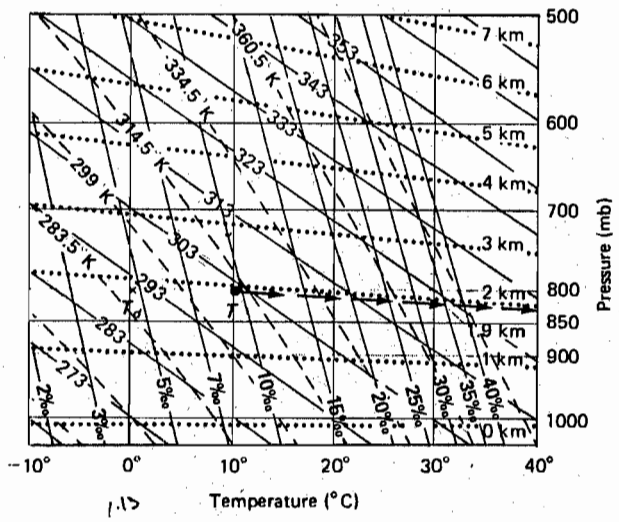
ข้อสังเกตว่าเส้นกราฟมีความหมายแทนบรรยากาศ 2 ประการคือ (1) ความกดจะลดลงเมื่อขึ้นไปสูง (2) ครั้งแรกเมื่ออยู่ใกล้พื้นดินความกดจะลดลงอย่างรวดเร็ว แต่เมื่อขึ้นไปสูงก็จะลดช้าลง

ต่อไปเราจะแสดงวิธีใช้เอเดียแบติกไดอะแกรม รูปตั้งแต่ 7.12 ถึง 7.18 เส้นลูกศรหนัก (heavy arrow) จะบอกถึงทั้งกระบวนการทางกายภาพ (physical process) หรือแสดงถึงการอ่านค่าที่เปลี่ยนแปลงต่าง ๆ ในรูปที่ 7.12 กำหนดให้ว่าอุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของจุดน้ำค้างอยู่ที่ระดับความกด 800 mb ดังนั้นบนเส้นความกด 800 mb จะมี T = 10°C และ T_d = 0°C

เซตของกราฟเส้นถัดไปแสดงถึงความสูง ซึ่งได้แก่เส้นที่เป็นจุดไข่ปลาเล็ก ๆ ที่เกือบจะเป็นเส้นขนาน และเอียงลงเล็กน้อยไปทางขวามือ ความสูงจะอ่านค่าโยงจากอุณหภูมิของอากาศขนานกับเส้นที่เป็นจุดไข่ปลา (รูป 7.13) (ไม่ใช่โยงจากอุณหภูมิของกระเปาะเปียกหรือจุดน้ำค้าง) เส้นความสูงเหล่านี้ได้คำนวณขึ้นโดยใช้ข้อสมมุติที่ว่า (1) ความกดที่ระดับน้ำทะเลเท่ากับ 1,013 mb (2) อุณหภูมิของชั้นบรรยากาศลดลง 6.5°C ต่อกิโลเมตร (ในชั้นบรรยากาศมาตรฐาน) ดังนั้นจึงเป็นค่าความสูงโดยประมาณ ภายใต้สภาวะที่กล่าวแล้วนี้ อากาศที่ 800 mb พบว่าเท่ากับความสูง 1.9 ก.ม. หรือ 1,900 ม. (ดูรูป 7.13)



รูป 7.12 วิธีอ่านค่าอุณหภูมิของอากาศ อุณหภูมิของจุดน้ำค้างและความกดอากาศที่อยู่บนแผนภาพอุณหพลศาสตร์ ถ้าอุณหภูมิของกระเปาะเปียกถูกพล็อทขึ้นด้วยก็จะอ่านค่าของมันเช่นเดียวกับการอ่านอุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง



รูป 7.13 วิธีอ่านค่าความสูง (เส้นจุดไข่ปลา) บนอุณหพลศาสตร์แผนภูมิ ความสูงจะต้องอ่านจากอุณหภูมิของอากาศ (ความสูงถูกพิจารณาบนแผนภูมิโดยใช้ข้อสมมุติหลายอย่าง ดังนั้น จึงอาจผิดพลาดจากความจริงได้เล็กน้อย)

สมมุติว่าเรายกก้อนอากาศจาก 1.9 ก.ม. ไปยัง 2.9 ก.ม. บนกราฟ ค่า 2.9 ก.ม จะเกิดขึ้นที่ 715 mb ในระหว่างการลอยตัวสูงขึ้น อากาศยังคงไม่อิ่มตัวและจะเย็นลงจาก 10°C ไปยัง 0°C เส้นหนักที่เป็นเส้นเอียง (ไม่มีค่า K กำกับข้างตัวเลข) จะแสดงถึงว่าอุณหภูมิของอากาศที่ยังไม่อิ่มตัวลดลงตามความสูงได้อย่างไร เส้นนี้คือเส้นเอเดียแบติกแห้ง (dry adibatic) (ในรูป 7.14 จาก T = 10°C จะโยงลูกศรขนานกับเส้นเอเดียแบติกแห้งขึ้นไปที่ T = 0°C)

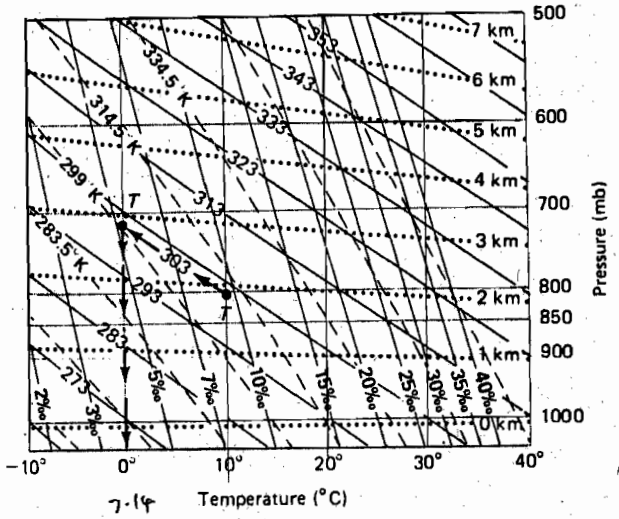
ดังนั้นเส้นเอเดียแบติกแห้งจะแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศที่ยังไม่อิ่มตัวอันเกิดจากลอยสูงขึ้นหรือจมลง ซึ่งบางทีเรียกว่าเส้น อุณหภูมิศักย์คงที่ (constant potential temperature) และมีค่าเป็นองศาเคลวิน

เซตของเส้นถัดไป ซึ่งเกือบจะอยู่ในแนวดิ่ง และเป็นเส้นหนัก (solid line) เช่นกัน จะแสดงถึงอุณหภูมิของจุดน้ำค้างว่าเปลี่ยนแปลงได้อย่างไรเมื่ออากาศยังไม่อิ่มตัว ก้อนอากาศที่ถูกยกจาก 1.9 ก.ม. ไปยัง 2.9 ก.ม. ก็จะมีจุดน้ำค้างลดลงเช่นเดียวกัน จุดน้ำค้างจะลดลงจาก 0°C ไปยัง -1.7°C (ซึ่งแสดงด้วยลูกศรขึ้นบนที่ขนานกับเส้นดำหนาจนถึงความสูง 2.9 ก.ม. แล้วลากลูกศรขนานกับเส้นอุณหภูมิลงมา) (ดูรูป 7.15) ความสำคัญของเส้นหนักที่เกือบจะอยู่ในแนวดิ่งนี้ก็คือบอกถึงจำนวนอัตราส่วนผสมจริงของอากาศเมื่อทราบค่าของจุดน้ำค้าง และยังบอกถึงอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว (saturated mixing ratio) เมื่อรู้ค่าของอุณหภูมิของอากาศ จากแผนภาพเราจะเห็นว่าอากาศที่ 800 mb ซึ่งมีจุดน้ำค้าง 0°C มีอัตราส่วนผสม 4.8 o/oo ในขณะที่อัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวเมื่อ T = 10°C จะเท่ากับ 9.6 o/oo (ดูลูกศรที่โยงขนานกับเส้นอัตราส่วนผสม)

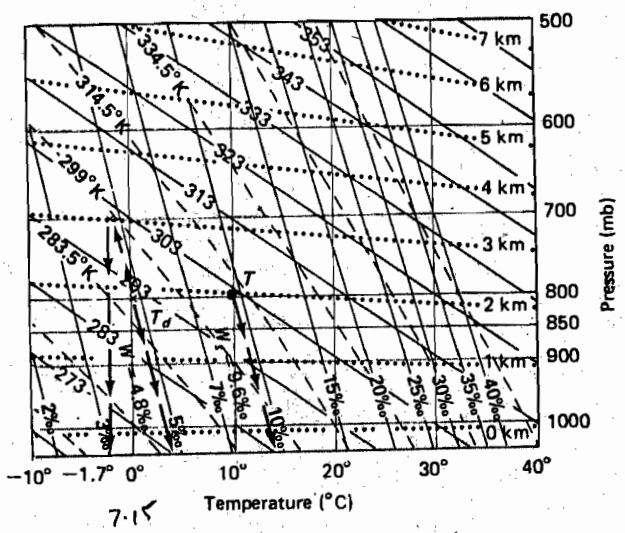
เซตของเส้นชุดสุดท้ายก็คือเส้นอัตราเอเดียแบติกเปียก (wet adiabatic rate or moist adiabatic rate) ซึ่งมีลักษณะเป็นเส้นประ (dash) เส้นเหล่านี้แสดงถึง T, T_w และ T_d ว่ามีค่าลดลงได้อย่างไรเมื่ออากาศที่อิ่มตัวลอยสูงขึ้น (ดูรูป 7.16) มีข้อสังเกตว่าสำหรับอากาศอิ่มตัวที่ลอยสูงขึ้นค่าทั้งสามจะลดลงด้วยอัตราเท่ากัน

ถ้าเรายังคงยกอากาศจาก 800 mb ขึ้นไปอีก ในที่สุดอุณหภูมิก็จะลดลงถึงจุดน้ำค้าง (ค่า T_d) สิ่งนี้เกิดขึ้นเมื่อ T และ T_d มีค่าประมาณ -2 °C และจะเกิดขึ้นที่ความสูงประมาณ 3200 เมตร นี่คือระดับควบแน่นนั่นเอง และถ้าอากาศถูกยกขึ้นไปอีก 1000 เมตร อุณหภูมิของกระเปาะเปียกและจุดน้ำค้างทั้งคู่จะลดลง 6.5°C (ตามเส้น wet adiabatic) ไปอยู่ที่ -8.5°C (เส้นเอเดียแบติกเปียกจะเป็นเส้นที่แสดงว่าอุณหภูมิของกระเปาะเปียกเปลี่ยนแปลงอย่างไร เมื่ออากาศลอยตัวสูงขึ้นหรือจมตัวลง)

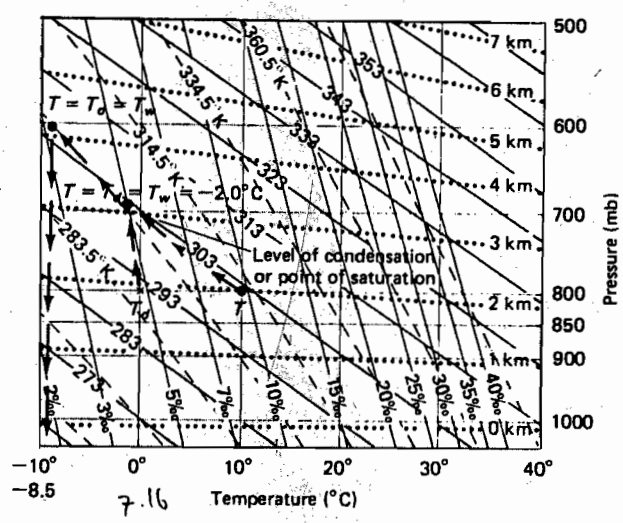
สำหรับเส้นเอเดียแบติกเปียกนี้ บางครั้งเรียกว่า เส้นอุณหภูมิศักย์สมมูล (equivalent potential temperature)



รูป 7.14 เส้นเอเดียแบติกแห้ง (เส้นหนักเอียงซึ่งไม่มีค่า K กำกับข้างตัวเลข) จะแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิเมื่อก้อนอากาศที่ยังไม่อิ่มตัวลอยขึ้นหรือจมลง เส้นเอเดียแบติกแห้งก็คือเส้นของอุณหภูมิศักย์คงที่นั่นเอง (constant potential temperature)



รูป 7.15 เส้นของอัตราส่วนผสมคงที่ (เส้นหนักที่มีตัวเลขตามหลังด้วย o/oo) จะแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิของจุดน้ำค้างอันเกิดจากก้อนอากาศที่ยังไม่อิ่มตัวลอยตัวสูงขึ้นหรือจมตัวลง โดยการอ่านค่าอัตราส่วนผสมที่มีจริง (w) จากอุณหภูมิของจุดน้ำค้างและอ่านค่าอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว (w_s) จากอุณหภูมิของอากาศ



รูป 7.16 เส้นเอเดียแบติกเปียก (เส้นประยาวที่มีองศา K กำกับอยู่ข้างตัวเลข) จะแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศ อุณหภูมิของกระเปาะเปียก และอุณหภูมิของจุดน้ำค้างว่าทั้งสามค่านี้จะลดลงเมื่อก้อนอากาศที่อิ่มตัวลอยตัวสูงขึ้น เส้นเอเดียแบติกเปียกก็คือเส้นของอุณหภูมิศักย์สมมูลคงที่ (constant equivalent potential temperature) อากาศจะลอยขึ้นตามเส้นเอเดียแบติกเปียกหลังจากอุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของจุดน้ำค้างพบกันแล้ว จุดที่พบกันนี้เรียกว่าระดับของการควบแน่น

อุณหภูมิศักย์สมมูลก็คืออุณหภูมิของอากาศซึ่งเกิดขึ้นภายหลังที่ไอน้ำถูกควบแน่นไปจนหมด (นี่คือการเพิ่มความร้อนแฝงเข้าไป) แล้วนำกลับลงมาอย่างเอเดียแบติกแห้งมาที่ความกด 1000 mb และเนื่องจากความร้อนแฝง อุณภูมิศักย์สมมูลจะสูงกว่าอุณหภูมิศักย์เสมอ (ยกเว้นแต่จะไม่มีไอน้ำเลยในอากาศ)

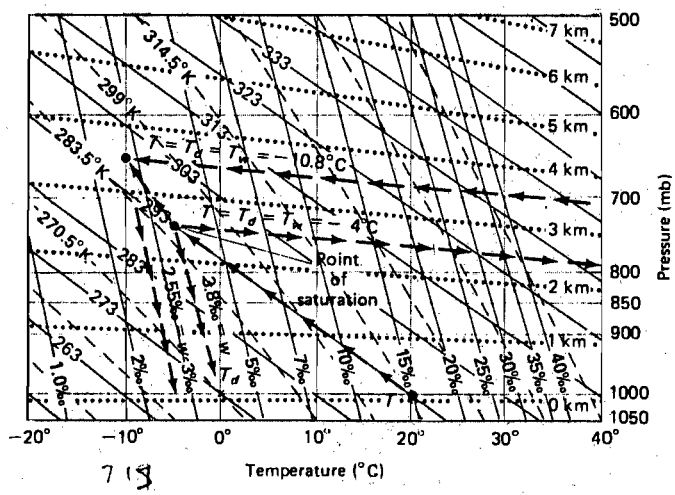
เรามักจะพิจารณาอุณหภูมิศักย์สมมูลจากเส้นเอเดียแบติกเปียกซึ่งอุณหภูมิของกระเปาะเปียกตั้งอยู่

ตัวอย่าง 7.2

อากาศที่ 1000 mb มี T = 20°C และ T_d = 0°C ถูกยกขึ้นจนกระทั่งอิ่มตัว

1. อากาศจะอิ่มตัวที่ระดับความสูงเท่าไร
2. อากาศอิ่มตัวที่ความกดเท่าไร
3. ที่ความสูงนี้มีอุณหภูมิและจุดน้ำค้างเท่าไร
4. ที่ความสูงนี้มีค่าอัตราส่วนผสมเท่าไร

วิธีทำ : ใช้เอเดียแบติกไดอะแกรม จากรูป 7.17



7 (5

รูป 7.17 ก้อนอากาศมี T = 20°C และ T_d = 0°C ถูกยกขึ้นจากระดับ 1000 mb มันจะเย็นลงตามเส้นเอเดียแบติกแห้งจนถึงจุดอิ่มตัวที่ระดับความสูง 2.5 ก.ม. หลังจากนี้ก้อนอากาศเย็นจะเย็นลงช้ากว่าเดิมด้วยอัตราเอเดียแบติกเปียก ข้อสังเกตเมื่ออากาศลอยตัวสูงขึ้นเหนือจุดอิ่มตัว อัตราส่วนผสมของตัวก้อนอากาศจะลดลงจำนวนอัตราส่วนผสมที่ลดลงบอกถึงจำนวนไอน้ำที่ควบแน่นว่ามีมากน้อยเท่าไร

ก้อนอากาศมี T = 20°C และ T_d = 0° C ถูกยกไปที่ 1000 mb จะเย็นด้วยอัตราเอเดียแบติกแห้งจนกระทั่งถึงจุดอิ่มตัวที่ 2.5 ก.ม. (จุดที่พบกันของเส้นเอเดียแบติกแห้งเมื่อ T = 20°C และเส้นอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวเมื่อ T_d = 0°C) ที่ความสูง 2.5 ก.ม. อ่านค่าความกดโดยการโยงลูกศรขนานกับเส้นความสูงจะอ่านความกดได้ 780 mb ณ ความสูง 2.5 ก.ม.นี้ (จากกราฟ) จุดที่พบกันจะมี T_d = -4°C และค่าอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวเท่ากับ 3.8 o/oo

คำตอบ 1. 2.5 km 2. 780 mb 3. -4°C 4. 3.8 o/oo

ตัวอย่างที่ 7.3

จากตัวอย่างที่ 7.2 ถ้าอากาศที่อิ่มตัวนี้ถูกยกสูงขึ้นไปอีก 1000 m

1. จงหาอุณหภูมิอันใหม่ จุดน้ำค้างและค่าของกระเปาะเปียก (wet bulb)
2. จงหาค่าอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวอันใหม่

วิธีทำ ถ้าอากาศอิ่มตัวถูกยกขึ้นไปอีก 1000 ม. มันจะขึ้นไปตามเส้นเอเดียแบติกเปียกและจะมีอุณหภูมิ -10.8°C เนื่องจากเป็นการยกขึ้นของอากาศที่อิ่มตัวเพราะฉะนั้นค่า $T = T_d = T_w$ = -10.8°C ที่จุดนี้อ่านค่าอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวจากกราฟได้ 2.55 o/oo

คำตอบ (1) -10.8°C (2) 2.55 o/oo

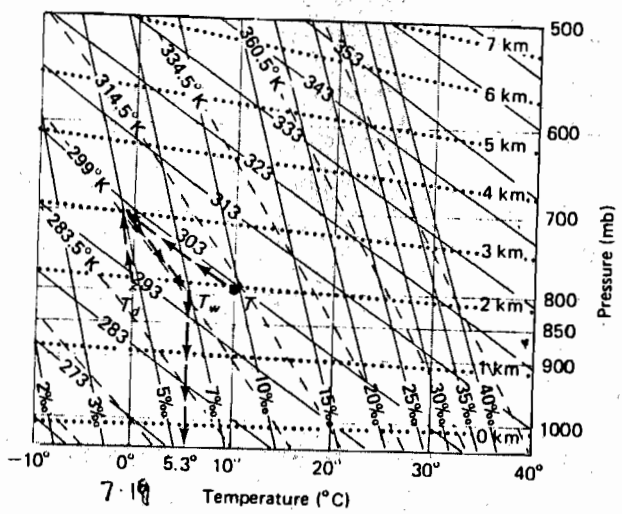
นอกจากนี้เอเดียแบติกไดอะแกรมมีความสำคัญในการนำมาใช้ประโยชน์หลายประการ

1. ถ้าอุณหภูมิของอันใดอันหนึ่ง คือ อุณหภูมิของกระเปาะเปียก หรืออุณหภูมิของจุดน้ำค้างเป็นค่าที่รู้ ก็สามารถใช้เอเดียแบติกไดอะแกรมหาของอีกตัวได้ และเมื่ออากาศอิ่มตัว ค่าทั้งสาม T, T_w และ T_d จะเท่ากัน เมื่ออากาศยังไม่อิ่มตัวอุณหภูมิจะขึ้นตามเส้นเอเดียแบติกแห้ง และอุณหภูมิของกระเปาะเปียกจะขึ้นตามเส้นเอเดียแบติกเปียก และจุดน้ำค้างจะขึ้นตามเส้นอัตราส่วนผสม ไม่ว่าตัวอย่าง (sample) ใด ๆ ของอากาศ ทั้งสามเส้นจะพบกันที่สุด ๆ หนึ่ง

ตัวอย่างที่ 7.4

ที่ความกด 800 mb อากาศมีอุณหภูมิ T = 10°C และ T_d = 0°C จงหาอุณหภูมิของกระเปาะเปียก

วิธีทำ : โดยการใช้เอเดียแบติกไดอะแกรม ซึ่งแสดงไว้ในรูป 7.18 ครั้งแรกขึ้นไปตามเส้นเอเดียแบติกแห้งจาก T = 10°C และขึ้นไปตามเส้นอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวจาก T_d = 0°C และเส้นทั้งสองจะพบกันที่จุดอิ่มตัว ต่อไปจากจุดอิ่มตัวก็ลงมาตามเส้นเอเดียแบติกเปียก มายังระดับเดิมที่ความกด 800 mb ค่านี้คือค่าอุณหภูมิของกระเปาะเปียก ซึ่งค่าที่อ่านได้ T_w = 5.3°C



7.18

รูป 7.18 วิธีหาอุณหภูมิของกระเปาะเปียกเมื่อรู้ค่าอุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง ครั้งแรกอุณหภูมิจะขึ้นไปตามเส้นเอเดียแบติกแห้ง ส่วนอุณหภูมิของจุดน้ำค้างขึ้นไปตามเส้นอัตราส่วนผสมจนกระทั่งพบกัน หลังจากนั้นให้นำกลับลงมาตามเส้นเอเดียแบติกเปียกมายังระดับเริ่มต้นเพื่อหาอุณหภูมิของกระเปาะเปียก ดังนั้นโดยวิธีการนี้เราสามารถหา T, T_d หรือ T_w ตัวใดตัวหนึ่งได้ถ้ารู้ค่าอีกสองค่า (นี่คือวิธีการคำนวณและไม่ได้แสดงถึงลอยสูงขึ้นหรือจมลงของอากาศ)

2. จากเอเดียแบติกไดอะแกรม เราสามารถคำนวณความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศได้ เนื่องจากความชื้นสัมพัทธ์หรือ RH มีสูตรว่า

$$RH = \frac{\text{จำนวนอัตราส่วนผสมที่มีจริง}}{\text{จำนวนอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว}} \times 100\ \% = \frac{w}{w_s} \times 100\ \%$$

จากค่าอุณหภูมิของจุดน้ำค้างเราสามารถอ่านค่าอัตราส่วนผสมที่มีจริงได้และจากค่าอุณหภูมิของอากาศก็สามารถอ่านค่าอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวได้เช่นเดียวกัน

ตัวอย่างที่ 7.4

จงหา RH ของอากาศที่ 800 mb เมื่อ T = 10° C และ T_d = 0°C

ข้อมูล : จากเอเดียแบติกไดอะแกรม เราพบว่า อัตราส่วนผสมที่มีจริง (w) = 4.8 o/oo และอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (w_s) = 9.6 o/oo (ดูรูป 7.15)

วิธีทำ :

$$RH = \frac{\text{อัตราส่วนผสมที่มีจริง}}{\text{อัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว}} \times 100\ \%$$

$$= \frac{4.8\ \text{o/oo}}{9.6\ \text{o/oo}} \times 100\ \% = 50\ \%$$

3. ประโยชน์ที่สำคัญอีกอย่างหนึ่งของเอเดียแบติกไดอะแกรมก็คือสามารถคำนวณค่าโดยประมาณของจำนวนฝนที่ตกจากเมฆ ในตัวอย่างที่ 7.3 อากาศถูกยกจาก 1000 mb ไปยังความสูง 3.5 km ครั้งแรกมีอัตราส่วนผสม 3.8 o/oo แต่หลังจากควบแน่นแล้วปรากฏว่าเหลืออัตราส่วนผสมเพียง 2.55 o/oo ดังนั้นทุก ๆ กิโลกรัมของอากาศ 1.25 กรัมของไอน้ำ จะถูกควบแน่นกลายเป็นฝน จำนวนส่วนใหญ่ของน้ำนี้อาจจะมาถึงพื้นเป็นฝน เมื่อพิจารณาถึงพายุฝนฟ้าคะนองในแต่ละพายุที่เกี่ยวข้องกับน้ำหนักของอากาศที่ลอยสูงขึ้นนับพันล้านกิโลกรัมแล้ว ก็หมายความว่าจะมีฝนเกิดขึ้นนับพันล้านกิโลกรัมเช่นกัน

7.6 การหยั่งอากาศและความมีเสถียรภาพ (Atmospheric Soundings and Stability)

สถานีตรวจอากาศหลายร้อยแห่งทั่วโลก จะส่งบอลลูนขึ้นไปตรวจอากาศทุก ๆ 12 ชั่วโมง ในแต่ละบอลลูนจะนำกล่องเครื่องมือขึ้นไปซึ่งวิธีการนี้เรียกว่า เรดิโอซอนด์ (radiosonde) เพื่อจุดประสงค์ในการวัดอุณหภูมิ ความกด ความชื้น และลม

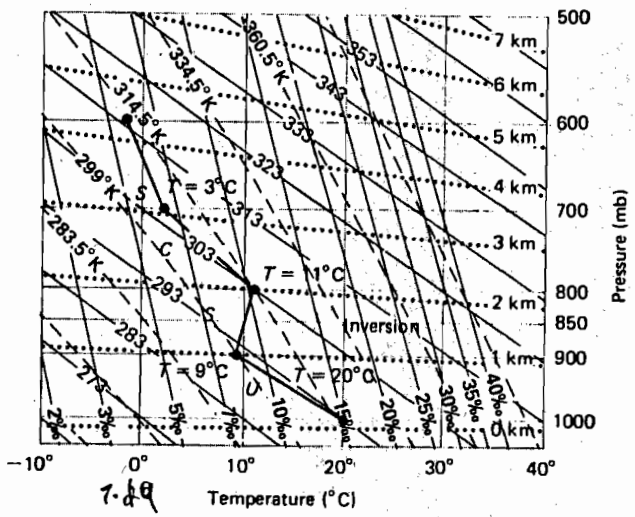
สำหรับบนมหาสมุทรและสถานที่ที่ยังไม่เจริญ ซึ่งไม่สามารถส่งเรดิโอซอนด์ได้ ข้อมูลจะได้จากดาวเทียม การหยั่งอากาศโดยเรดิโอซอนด์ หรือดาวเทียมสามารถนำมาพล็อตลงบนเอเดียแบติกไดอะแกรม และจากรูปกราฟลักษณะความมีเสถียรภาพของอากาศและคุณสมบัติทางอุตุนิยมวิทยาของบรรยากาศก็สามารถตีความได้อย่างง่ายดาย

เมื่อค่าอุณหภูมินำมาพล็อตลงบนเอเดียแบติกไดอะแกรม ค่าแล็พซ์เรทของบรรยากาศจะมีผลพลอยได้โดยอัตโนมัติ ดูรูป 7.19 ความมีเสถียรภาพจะต้องทดสอบในชั้นต่อชั้น

ในชั้นที่อยู่ล่างสุดของการหยั่งอากาศนี้ อุณหภูมิลดลง 11°C ต่อ 900 m ดังนั้น ค่าแล็พซ์เรทของบรรยากาศในชั้นนี้เท่ากับ 11°C/ 0.90 km = 12.2°C ต่อกิโลเมตร และเนื่องจากมีค่ามากกว่าอัตราเอเดียแบติกแห้ง อากาศตั้งแต่พื้นดินถึง 900 เมตร จะเป็นชนิดไม่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์ (absolute unstable)

ในชั้นถัดไปอุณหภูมิของอากาศเพิ่มขึ้น 2°C ในหนึ่งกิโลเมตร นี่คือสิ่งที่ทำให้เกิดอุณหภูมิกลับชั้น (inversion temperature) ซึ่งในกรณีเช่นนี้ อุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นตามความสูง ดังนั้นแล็พซ์เรทในชั้นนี้ก็คือ -2°C ต่อกิโลเมตร เนื่องจากค่านี้น้อยกว่าอัตราเอเดียแบติกเปียก ดังนั้นลักษณะอากาศเป็นชนิดมีเสถียรภาพสัมบูรณ์ (absolute stable)

ในลักษณะเดียวกันแล็พซ์เรทในชั้นที่ 3 (จาก 800 ถึง 700 mb) จะพบว่าเท่ากับ 8°C/1.05 Km = 7.6°C ต่อกิโลเมตร ที่ความสูงนี้อัตราเอเดียแบติกเปียกมีค่าประมาณ 6.4°C ต่อกิโลเมตร เนื่องจากแล็พซ์เรทของบรรยากาศช่วงนี้อยู่ระหว่างอัตราเอเดียแบติกเปียกและอัตราเอเดียแบติกแห้ง ชั้นนี้จะมีลักษณะมีเสถียรภาพแบบมีเงื่อนไข (conditional unstable)

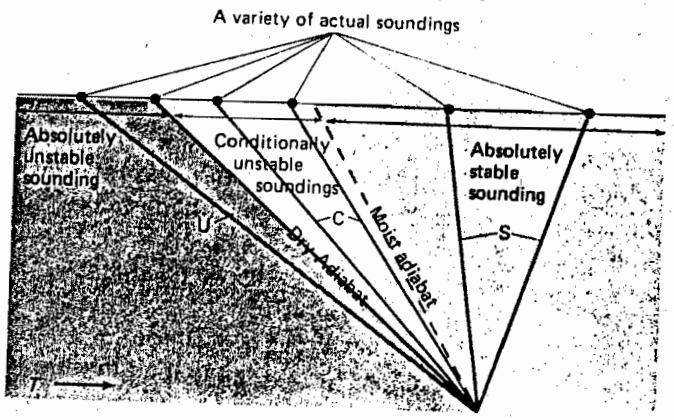


รูป 7.19 การหยั่งอากาศที่ประกอบด้วยชั้น 4 ชั้น U หมายถึง แล็พซ์เรทที่ไม่มีเสถียรภาพอย่างสัมบูรณ์ C หมายถึงแล็พซ์เรทที่ไม่มีเสถียรภาพอย่างมีเงื่อนไข และ S หมายถึง แล็พซ์เรทที่มีเสถียรภาพอย่างสัมบูรณ์ หมายเหตุ ลักษณะความไม่มีเสถียรภาพดูได้จากค่าความชันของเส้นกราฟในการหยั่งอากาศ

ชั้นสูงสุดจะมีแล็พซ์เรทเท่ากับ 4°C/1.2 Km = 3.3°C ต่อกิโลเมตร เนื่องจากค่านี้น้อยกว่าค่าอัตราเอเดียแบติกเปียก ชั้นนี้จะเป็นชั้นที่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์

จากการคำนวณมามากมายนั้น ความจริงแล้วเป็นสิ่งที่ไม่จำเป็น ในทางปฏิบัติโดยวิธีเพียงแต่มองดูเส้นกราฟในเอเดียแบติกไดอะแกรมเราก็สามารถบอกได้ว่า ความมีเสถียรภาพของอากาศจะมีลักษณะเช่นไร

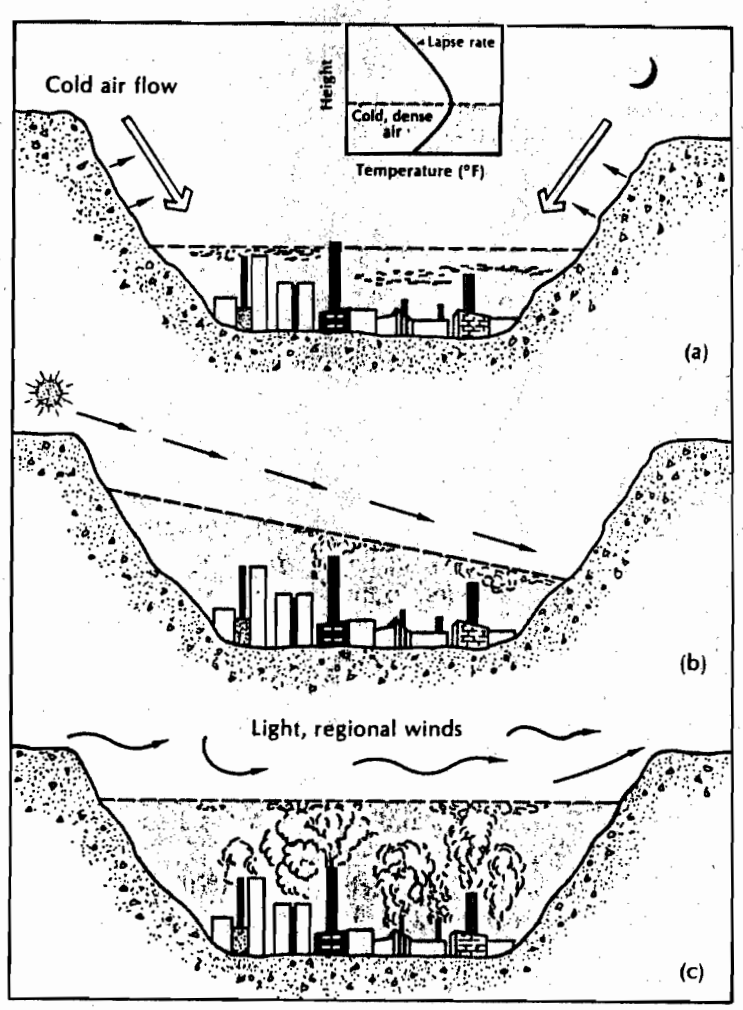
ยกตัวอย่าง จากรูป 7.19 เมื่อเส้นกราฟของแล็พซ์เรทเอียงไปทางซ้ายมากกว่าเส้นเอเดียแบติกแห้ง ชั้นของอากาศจะเป็นไม่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์ เส้นเหล่านี้จะมีสัญลักษณ์ U และเมื่อเส้นหยั่งอากาศ (ค่าแล็นซ์เรทนั่นเอง) เอนน้อยกว่า (ตั้งชันกว่า) เส้นเอเดียแบติกเปียก ชั้นบรรยากาศจะเป็นมีเสถียรภาพสัมบูรณ์ (absolute stable) เส้นเหล่านี้จะให้สัญลักษณ์ S (ดูรูป 7.20) และเมื่อเส้นหยั่งอากาศมีลักษณะเอนกลับข้างไปทางขวามือ ก็หมายถึง เกิดอุณหภูมิกลับชั้น ซึ่งเป็นสถานการณ์ที่มีเสถียรภาพมากที่สุด สิ่งสุดท้าย เมื่อเส้นหยั่งอากาศมีความชันอยู่ระหว่างเส้นเอเดียแบติกเปียก และเส้นเอเดียแบติกแห้ง ก็หมายถึงชั้นอากาศไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไข เส้นเหล่านี้ก็คือเส้น C ในรูป



รูป 7.20 วิธีพิจารณาความมีเสถียรภาพของการหยั่งอากาศจากค่าความชันต่าง ๆ บนอุณหพลศาสตร์แผนภาพ ถ้าเส้นกราฟเอียงไปด้านบนทางซ้ายมากว่าเส้นเอเดียแบติกแห้งแสดงถึงความไม่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์ ถ้าเส้นกราฟเอียงไปทางขวามือมากกว่าเส้นเอเดียแบติกเปียก ก็จะเป็นความมีเสถียรภาพสัมบูรณ์ ส่วนเส้นกราฟที่อยู่ระหว่างเส้นเอเดียแบติกเปียก และเส้นเอเดียแบติกแห้ง จะเป็นความไม่มีเสถียรภาพอย่างมีเงื่อนไข

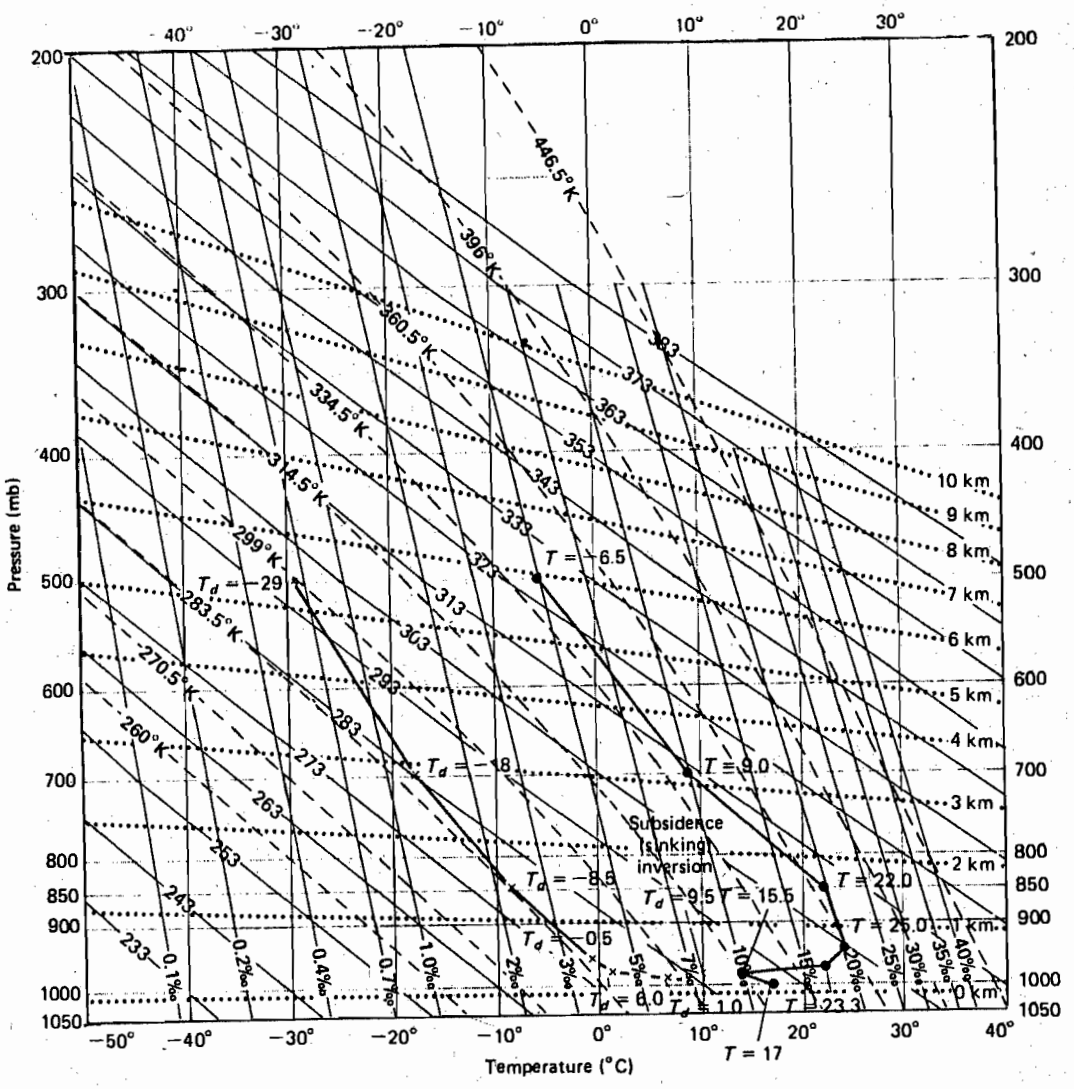
ในวันที่แดดจ้าอากาศใกล้เคียงพื้นดินมักจะเป็นชนิดไม่มีเสถียรภาพสัมบูรณ์ อากาศที่พื้นดินอาจจะอุ่นกว่าอากาศชั้นบนที่สูงเพียง 1 เมตร ถึง 20°C ซึ่งหมายความว่าจะมีค่าแล็พซ์เรท 20,000° C ต่อกิโลเมตร แต่แล็พซ์เรทที่มีค่ามากดังนี้ จะไม่เสถียรภาพอย่างยิ่งและจะต้องผสมกับอากาศชั้นบนในทันที ดังนั้นมันสามารถเกิดขึ้นใกล้พื้นดินได้ต่อเมื่อได้รับแสงอาทิตย์อย่างต่อเนื่องเท่านั้น

เวลากลางคืน อุณหภูมิที่พื้นดินอาจจะเย็นกว่าอากาศข้างบนที่ระยะหนึ่งเมตรถึง 5°C ภายใต้สภาวะเช่นนี้ การที่อากาศอุ่นขึ้นพร้อมกับความสูง ค่าแล็พซ์เรทของบรรยากาศจะเป็นลบ สถานการณ์เช่นนี้เรียกว่า อุณหภูมิกลับชั้น (inversion) แล็พซ์เรทที่เป็นค่าลบจะเป็นสถานการณ์ที่มีเสถียรภาพมาก ในกรณีที่อากาศเกิดมลภาวะก็เกิดโดยสถานการณ์เช่นนี้ (ดูรูป 7.21)



รูป 7.21 การเกิดอุณหภูมิกลับชั้นในหุบเขา (a) อากาศเย็นไหลลงมายังหุบเขาเบื้องล่าง ทำให้เกิดเป็นบ่อของอากาศเย็น (b) ลักษณะภูมิประเทศทำให้แสงแดดไม่สามารถทำให้ชั้นอินเวอร์ชันอุ่นขึ้น (c) อากาศอุ่นที่ลอยสูงขึ้นจากปล่องโรงงานจะเย็นลงมากว่าอากาศแวดล้อม และจมลงทำให้เกิดมลภาวะ

7.6.4 ตัวอย่างการหยั่งอากาศจริงและลักษณะอากาศที่เกิดขึ้น



รูป 7.22 การหยั่งอากาศที่เมืองปอยท์ อาร์กัวไล รัฐคาลิฟอร์เนีย เมื่อวันที่ 30 มิถุนายน 2504 อากาศที่เย็นและชื้นซึ่งอยู่ใต้ชั้นอินเวอร์ชัน ถูกอยู่เหนือ (topped) โดยอากาศอุ่นที่แห้งมาก และความแห้งของอากาศเบื้องบนชั้นอินเวอร์ชันจะหมายถึงการเคลื่อนที่จมลงของอากาศ (subsidence)

รูป 7.22 นี้เป็นการหยั่งอากาศที่เมืองปอยท์ อาร์กัวไล (Point Arguello) ของรัฐคาลิฟฟอร์เนีย ในวันที่ 30 มิถุนายน 2504 เวลา 6.00 น.

การหยั่งอากาศนี้แสดงถึงชั้นอากาศที่เย็นและชื้น และบางมากที่อยู่ติดกับพื้นดิน (T = 17°C T_d = 9.5°C RH = 60% ที่ 1000mb) เนื่องจากอุณหภูมิของจุดน้ำค้างต่ำกว่าอุณหภูมิ

ของอากาศมาก จึงไม่มีหมอกเกิดขึ้น (แต่ได้เกิดขึ้นในวันรุ่งขึ้น) ชั้นที่เย็นและชื้นนี้มีชั้นของอินเวอร์ชัน (อุณหภูมิกลับชั้น) ที่รุนแรงอยู่ข้างบนโดยที่มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น 8°C ตามความสูงในระยะเพียง 160 เมตร ซึ่งหมายถึงว่าผู้ซึ่งอยู่บนยอดของเนินเขาจะมีอากาศอุ่นในขณะที่ผู้ซึ่งอยู่ที่ตีนเขาเดียวกันเบื้องล่างจะอยู่ในอากาศที่เย็นกว่า 8°C

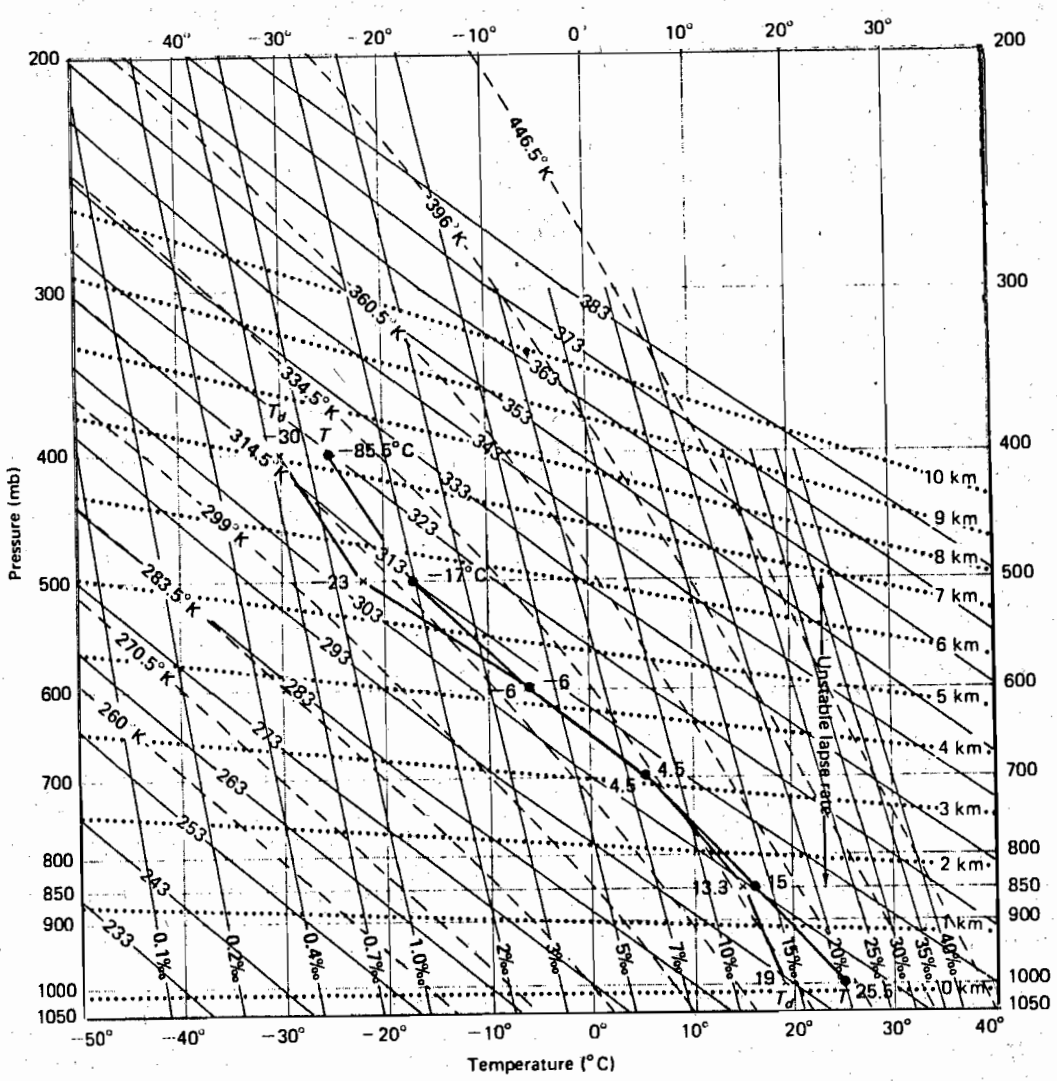
อุณหภูมิกลับชั้นมักเกิดขึ้นตามชายฝั่งคาลิฟฟอร์เนีย หมอกเช่นนี้จะถูกจำกัดในชั้นอากาศที่เย็นใกล้กว่าพื้นดิน และจะไม่ทะลุชั้นอินเวอร์ชันขึ้นไป

อากาศอุ่นเหนือชั้นอินเวอร์ชัน จะเป็นชนิดไม่มีเสถียรภาพแบบมีเงื่อนไข (conditionally unstable) แต่เนื่องจากอากาศแห้งมาก (RH อยู่ระหว่าง 10 ถึง 20 เปอร์เซ็นต์) ทำให้ความไม่มีเสถียรภาพยังไม่เกิดขึ้น เหนือชั้นอินเวอร์ชันอากาศจะใส (crystal clear) แม้ว่าอากาศเบื้องล่างใต้ชั้นอินเวอร์ชันจะชื้นก็ตาม แต่เนื่องจากเป็นอากาศเย็นจึงหนักเกินไปที่จะลอยขึ้น

ทำไมอากาศเหนือชั้นอินเวอร์ชันจึงแห้งมาก แม้ว่ามหาสมุทรจะอยู่ห่างไปไม่ถึงหนึ่งกิโลเมตร คำตอบก็คืออากาศเหนือชั้นอินเวอร์ชันจะจมลง การจมลงของอากาศจะทำให้อากาศอุ่นขึ้นอย่างเอเดียแบติก 10°C ต่อกิโลเมตร ในขณะที่จุดน้ำค้างจะเพิ่มขึ้นช้ากว่า (เพียง 2°C ต่อกิโลเมตร) ผลอันนี้ทำให้อุณหภูมิของอากาศมีค่าค่อนข้างสูงและจุดน้ำค้างมีค่าค่อนข้างต่ำ

เมื่อใดก็ตามที่การหยั่งอากาศประกอบกับอากาศที่แห้งอยู่เหนือชั้นอินเวอร์ชัน จะหมายถึงว่า อากาศกำลังจมลง ลักษณะของการหยั่งอากาศเช่นนี้จะเกิดขึ้นเป็นธรรมดาในบริเวณความกดอากาศสูง และในแถบบริเวณกึ่งเมืองร้อน (subtropic) ซึ่งถ้าเกิดในบริเวณกึ่งเมืองร้อนก็จะเรียกว่า เทรดวินอินเวอร์ชัน (trade wind inversion) การเกิดอุณหภูมิกลับชั้นจะจำกัดการลอยตัวของอากาศ ดังนั้น พายุฝนฟ้าคะนองจึงไม่ค่อยเกิด แต่มลพิษต่าง ๆ จะถูกขังอยู่ได้โดยง่าย

ในรูปที่ 7.23 จะเป็นการหยั่งอากาศของเมืองเชรฟฟอร์ท (Shreveport) รัฐหลุยเซียนา ในวันที่ 1 พฤษภาคม 2504 จะเห็นว่าอากาศไม่มีเสถียรภาพ เป็นอย่างยิ่ง โดยที่ชั้นที่หนาของอากาศชื้น มีแล็พซ์เรทของบรรยากาศมากกว่าเอเดียแบติกเปียก ซึ่งจะทำให้อากาศอุ่นใกล้พื้นดินลอยขึ้นสูงและอากาศเย็นจากเบื้องบนจมลง บรรยากาศเช่นนี้เป็นเหตุให้เกิดพายุฟ้าคะนองที่รุนแรงตามมา



รูป 7.23 การหยั่งอากาศที่เมืองเชรฟพอร์ท รัฐหลุยส์เซียนา เมื่อวันที่ 1 พฤษภาคม 2504 อากาศถูกทำให้อิ่มตัว และความไม่มีเสถียรภาพเกิดตลอดชั้นความหนาของบรรยากาศ จึงไม่น่าประหลาดที่มีลักษณะอากาศที่รุนแรงเกิดขึ้นทั่วไป