

บทที่ 1 กล่าวทั่วไป

แผนภูมิเทอร์โมไดนามิกส์ (THERMODYNAMIC DIAGRAM)

แผนภูมิอเดียเบติก (ADIABATIC DIAGRAM)

แผนภูมินี้ใช้ในการศึกษาการทรงตัวของมวลอากาศที่ได้จากผลของการหยั่งอากาศชั้นบน (RADIO AND WIND SOUNDING OR RAWINSONDE)

การตรวจลมชั้นบน (PILOT BALLON OBSERVATION : PIBAL)

การตรวจลมชั้นบนด้วยเรดาร์ (RADAR WIND OBSERVATION : RAWIN)

การใช้วิทยุหยั่งอากาศ (RADIO SOUNDING OBSERVATION : RAOB)

การใช้วิทยุหยั่งอากาศและเรดาร์ตรวจลมชั้นบน (RADIO AND WIND SOUNDING : RAWINSONDE)

นอกจากนี้แผนภูมิเทอร์โมไดนามิกส์ยังใช้ศึกษาและคำนวณหาระยะห่างในทางตั้งระหว่างระดับของความกดอากาศ ระดับที่ใช้หาฐานเมฆ ยอดเมฆ ระดับการเกิดน้ำแข็ง ระดับการเกิดทางเมฆ (CONTRAIL) เวลาที่จะเกิดพายุฟ้าคะนอง และปรากฏการณ์อื่นๆ อีกมากมาย แผนภูมิดังกล่าวมีอยู่หลายชนิดด้วยกัน เช่น EMARGRAM, TEMPHIGRAM, STUVE DIAGRAM และ SKEW T. LOG P DIAGRAM แต่ละชนิดมีส่วนประกอบและสาระสำคัญคล้ายๆ กัน เช่นประกอบด้วย

เส้นความกดอากาศเท่า (ISOBAR)

เส้นอุณหภูมิเท่า (ISOTHERMS)

เส้นอเดียเบตแห้ง (DRY ADIABATS)

เส้นอเดียเบตอิ่มตัว (SATURATION ADIABATS)

เส้นแสดงอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (SATURATION MIXING RATIO LINES) เป็นต้น

สำหรับส่วนที่แตกต่างกันออกไปก็คือ ตำแหน่งของเส้นต่างๆ ในแผนภูมิเหล่านั้น ส่วนในกองทัพอากาศไทยขณะนี้ใช้ SKEW T. LOG P DIAGRAM เป็นหลักเพราะด้วยเหตุผลต่างๆ ดังนี้

1. สะดวกในการใช้งาน

2. สะดวกในการคำนวณหาค่าต่างๆ

3. เส้นที่เขียนลงในแผนภูมิทั้งหมดนั้น เป็นเส้นตรงมากที่สุด

4. มุมระหว่างเส้น ADIABATS กับเส้น ISOTHERMS นั้นเป็นมุมกว้างพอสะดวกในการหาค่าการทรงตัวของมวลอากาศ

5. อัตราส่วนของพื้นที่ในแผนภูมิทุก ๆ แห่งมีค่าเท่ากันหมด

6. ผลการหยั่งอากาศของบรรยากาศชั้น STRATOSPHERE นั้นสามารถจะนำมาเขียนลงได้โดยใช้แผนภูมินี้

7. แกนตั้งของแผนภูมินี้ สามารถแทนค่าความสูงของบรรยากาศได้เป็นอย่างดี โดยแผนภูมิ SKEW T. LOG P สามารถแยกตามคำจำกัดความได้เป็น 2 ส่วนคือ

SKEW T. SKEW = โค้ง เอียง หรือ เฉ

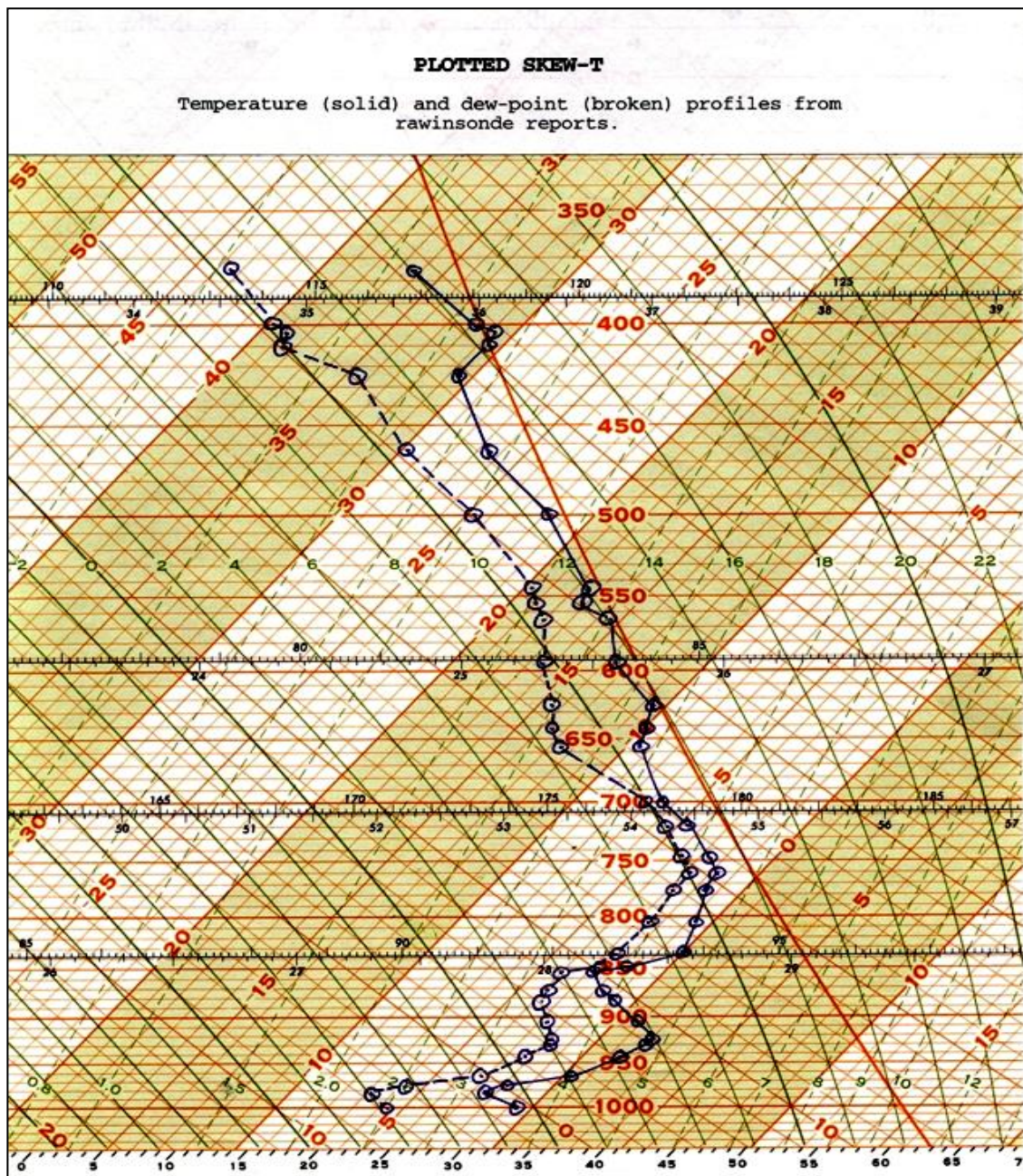
T. = TEMPERATURE

เมื่อรวมกันก็คือเส้นอุณหภูมิที่มีลักษณะโค้งหรือไม่อยู่ในแนวตั้งนั่นเอง

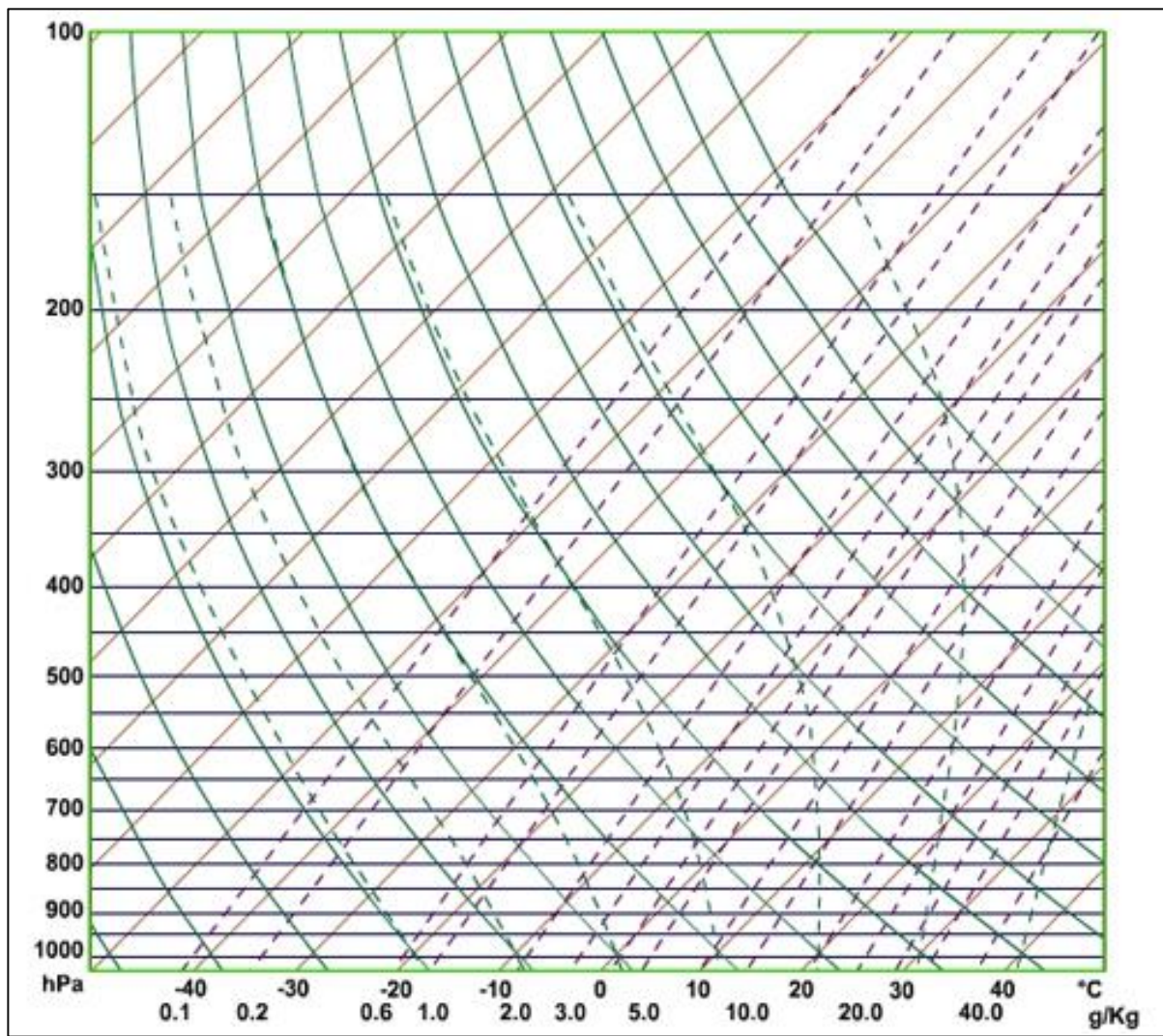
LOG P LOG = LOGARRITHM

P = PRESSURE

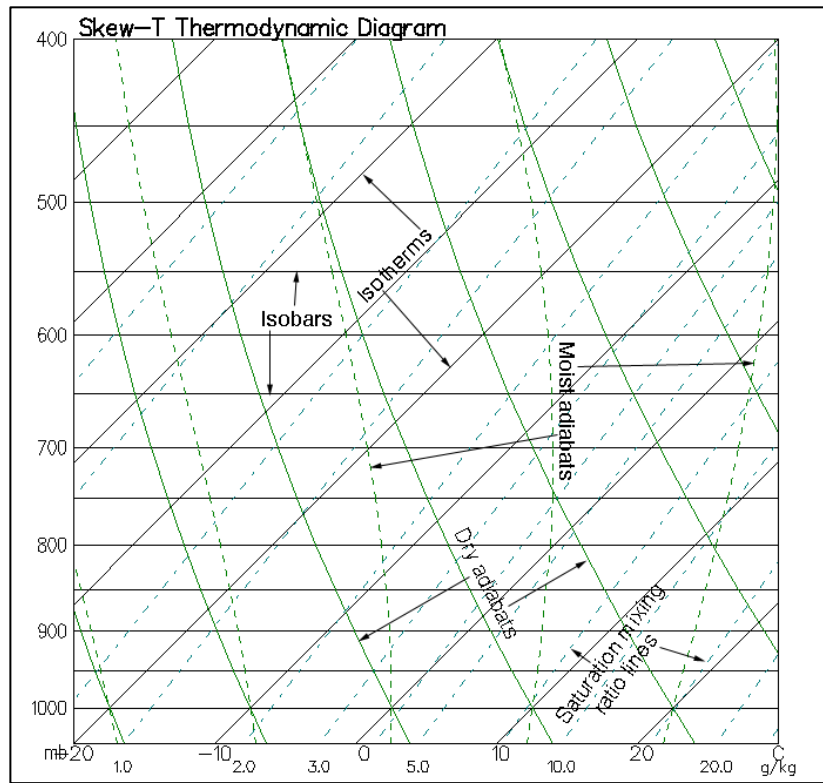
เมื่อรวมกันก็คือ เส้นความกดอากาศที่ใช้ค่าของ LOG มาคำนวณออกมา ด้วยเหตุนี้ เมื่อรวมความเข้าด้วยกันแล้ว แผนภูมิ SKEW T. LOG P จึงเป็นแผนภูมิที่ประกอบด้วยเส้นอุณหภูมิที่ไม่ใช้อยู่ในแนวตั้งและเส้นความกดอากาศเท่า ซึ่งเป็นเส้นในแนวนอนนั่นเอง (ดังภาพที่ 1, 2, 3)



ภาพที่ 1 COORDINATE SYSTEM OF THE SKEW T. LOG P DIAGRAM



ภาพที่ 2 COORDINATE SYSTEM OF THE SKEW T. LOG P DIAGRAM



ภาพที่ 3 COORDINATE SYSTEM OF THE SKEW T. LOG P DIAGRAM

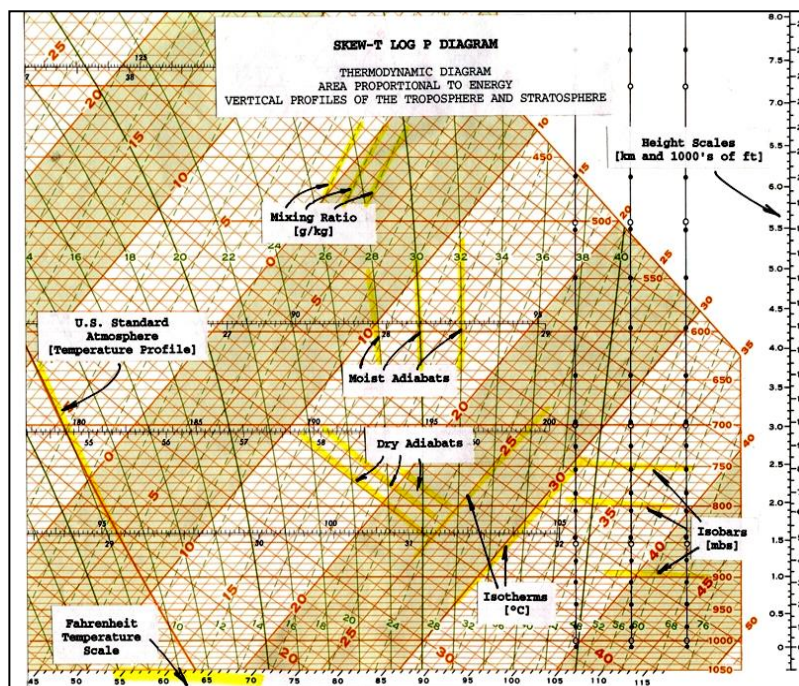
บทที่ 2

ส่วนประกอบของแผนภูมิเทอร์โมไดนามิกส์

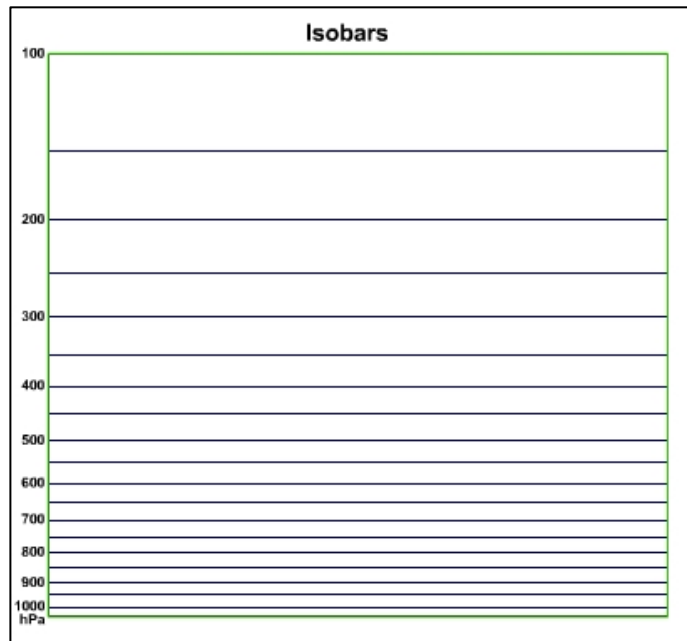
ในแผนภูมิเทอร์โมไดนามิกส์ (SKEW T. LOG P) นั้นมีเส้นต่างๆ ประกอบ ในการพิจารณาคำนวณค่าต่างๆ เพื่อช่วยในการพยากรณ์มากมาย ดังนั้นในการที่จะใช้แผนภูมิ SKEW T. LOG P เราจึงต้องรู้ถึงชื่อ ความหมายและค่าของเส้นที่ประกอบในแผนภูมิเสียก่อน ดังนี้

1. เส้นความกดอากาศเท่า (ISOBAR)

หมายถึง เส้นตรงสีน้ำตาลทึบในแนวนระดับ แต่ละช่องที่ห่างกันของเส้นความกดอากาศเท่ามีค่า 10 เฮกโตปาสคาล ซึ่งจะมีเลขกำกับค่าความกดอากาศที่ปลายทั้งสองข้างและตรงกลางของเส้น ทุกๆ ระยะ 50 เฮกโตปาสคาล ตั้งแต่ระดับ 1050 เฮกโตปาสคาลถึง 100 เฮกโตปาสคาล (ดังภาพที่ 4, 5)



ภาพที่ 4 แสดงเส้นความกดอากาศเท่า (ISOBAR)

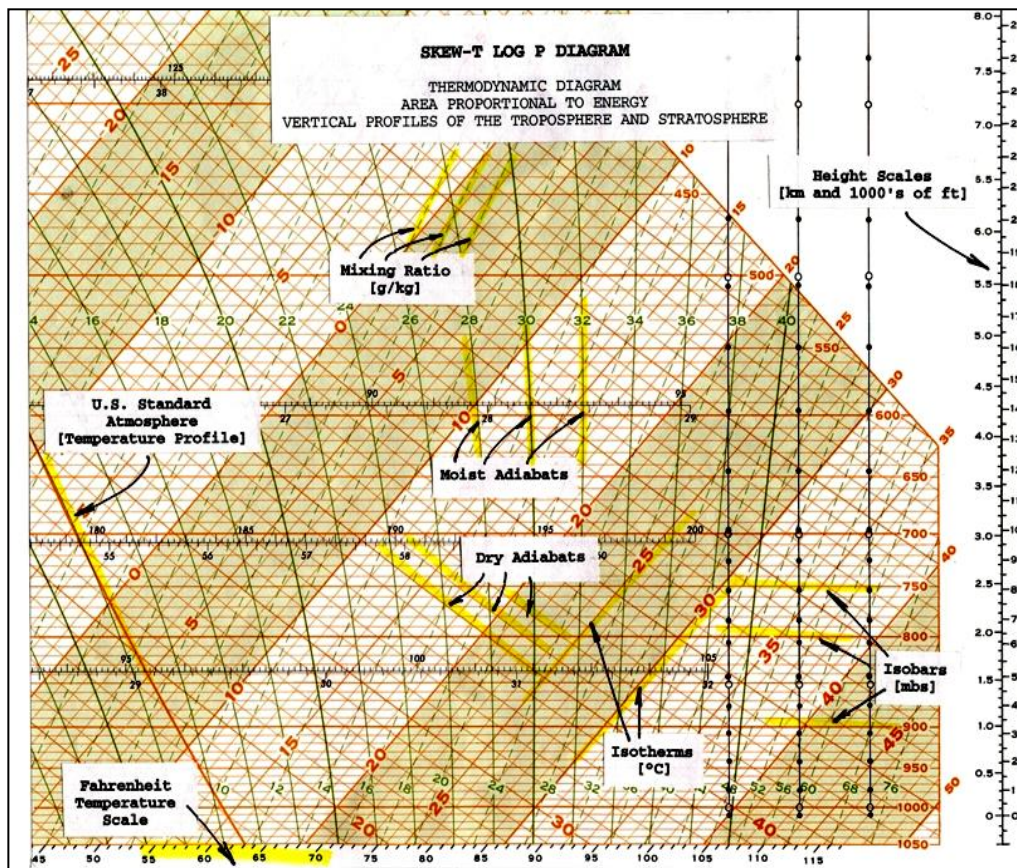


ภาพที่ 5 แสดงเส้นความกดอากาศเท่า (ISOBAR)

ในส่วนบนของแผนภูมิ SKEW T. LOG P ตั้งแต่เส้น 400 ถึง 100 เฮกโตปาสกาล เรานำมาใช้แทนเส้นความกดอากาศเท่า ตั้งแต่ 100 เฮกโตปาสกาล ถึง 25 เฮกโตปาสกาลได้ โดยกำหนดให้เส้น 400 เฮกโตปาสกาลเป็นเส้นเริ่มต้นของเส้นความกดอากาศเท่า 100 เฮกโตปาสกาล และนับขึ้นข้างบน 4 ช่องต่อความกดอากาศเท่าที่ต่างกันที่ต่างกัน 10 เฮกโตปาสกาล โดยมีเลขในวงเส้นที่ปลายทั้งสองข้างของเส้น เป็นเลขบอกค่าความกดอากาศเท่านั้น ในกรณีที่ต้องใช้ค่าที่สูงกว่า 25 เฮกโตปาสกาลขึ้นไปจนถึง 10 เฮกโตปาสกาล ในกรณีเช่นนี้เราใช้แผนภูมิเดียวกันนี้หาค่าได้ โดยเริ่มต้นใช้ที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล ถึง 100 เฮกโตปาสกาล แทนค่าความกดอากาศตั้งแต่ 100 เฮกโตปาสกาล ถึง 10 เฮกโตปาสกาล กล่าวคือ เราถือเอาที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล เป็นเส้นเริ่มต้น 100 เฮกโตปาสกาล เส้น 950 เฮกโตปาสกาล 95 เฮกโตปาสกาลขึ้นไปเรื่อยๆ จนกระทั่งถึงระดับ 100 เฮกโตปาสกาล แทนเส้น 10 เฮกโตปาสกาล ส่วนเลขกำกับเส้นความกดอากาศนั้น เราเขียนกำกับเองนอกขอบของแผนภูมิทางด้านซ้ายมือ

2. เส้นอุณหภูมิเท่า (ISOTHERMS)

หมายถึง เส้นตรงสีน้ำตาลทึบในแผนภูมิที่มีแนวเอียง (SLOPE) จากระดับ 1050 เฮกโตปาสกาล ไปทางขวาเป็นมุมประมาณ 45 องศา ช่องว่างระหว่างเส้นอุณหภูมิเท่าจะเท่ากันตลอดในแผนภูมินี้และจะมีเลขกำกับบอกค่าบนเส้นและที่ปลายเส้นทุกๆ 5 องศาและค่านี้มีค่าเป็น องศาเซลเซียส แต่ถ้าต้องการทราบค่าเป็น องศาฟาเรนไฮต์ เราอ่านค่าได้ที่ขอบด้านล่างของแผนภูมินั้น (คือด้านล่างของเส้น 1050 เฮกโตปาสกาล) ในกรณีที่ต้องใช้สูงกว่า 100 เฮกโตปาสกาลขึ้นไปเส้นอุณหภูมิเท่าเราต้องกำหนดขึ้นใหม่โดยการย้าย (SHIFT) เส้นอุณหภูมิเท่ามาทางด้านขวา ประมาณ 10 หรือ 20 องศาเซลเซียส ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับว่าระดับสูงที่เกิน 100 เฮกโตปาสกาลขึ้นไปนั้น มีอุณหภูมิต่ำสุด ต่ำกว่าอุณหภูมิที่มีอยู่นั้นเท่าใดถ้ามีอุณหภูมิต่ำกว่า 10 องศาเซลเซียส เราก็คิดโดยการย้าย เส้นอุณหภูมิเท่ามาทางด้านขวา 10 องศา และในทำนองเดียวกันเมื่ออุณหภูมิน้อยกว่าอุณหภูมิที่กำหนดในแผนภูมิภายใน 20 องศา แล้วเขียนตัวเลขกำกับบอกค่าอุณหภูมินั้นเอง เพื่อการอ่านค่าอุณหภูมิในระดับใหม่ (ดังภาพที่ 6, 7)



ภาพที่ 6 แสดงเส้นอุณหภูมิเท่า (ISOTHERMS)



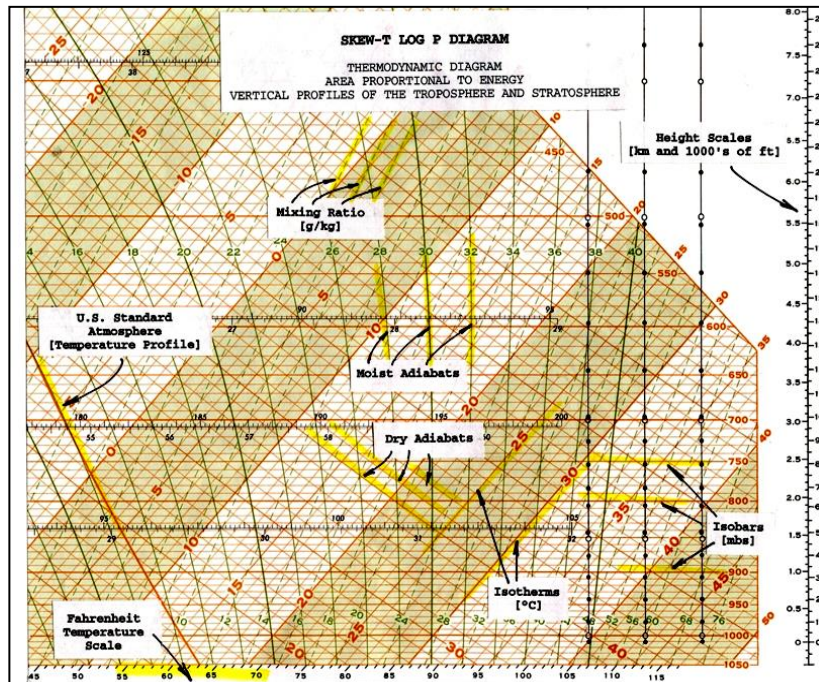
ภาพที่ 7 แสดงเส้นอุณหภูมิเท่า (ISOTHERMS)

3. เส้นเอดิแบตแห้ง (DRY ADIABATS)

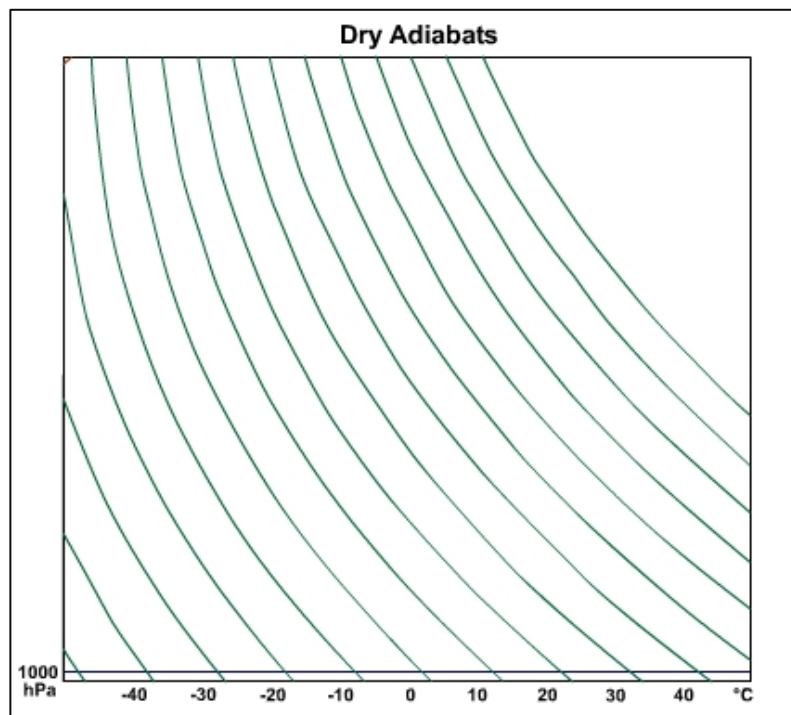
คือ เส้นโค้ง (SLIGHTLY CURVED) สีนํ้าตาลมีแนวเอียงจากทางขวาในตอนล่างไปยังด้านซ้ายในตอนบน เส้นนี้แสดงอัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิในอากาศแห้ง จำนวนหนึ่ง เมื่อลอยตัวขึ้นหรือจมตัวลงตามอัตรา ADIABATIC ซึ่งไม่มีการสูญเสียหรือเพิ่มความร้อนขึ้นในอากาศก่อนนั้น เส้นนี้จะมีเลขกำกับทุกๆ 10 องศา

เซลเซียส ตรงจุดตัดกับเส้นความกดอากาศเท่าที่ 1000 เฮกโตปาสคาลและตอนบนของแผนภูมิ (เส้น 100 เฮกโตปาสคาล) ในกรณีที่ต้องใช้แผนภูมินี้เหนือจากระดับ 1000 เฮกโตปาสคาลขึ้นไป เราอ่านค่าของ DRY ADIABATS ได้จากตอนบนสุดของแผนภูมิที่อยู่ในวงเล็บ ช่องว่างระหว่างเส้น DRY ADIABATS จะกว้างเมื่อมีค่าต่ำและจะเริ่มแคบเข้าเมื่อมีค่าสูงขึ้น

(ดังภาพที่ 8, 9)



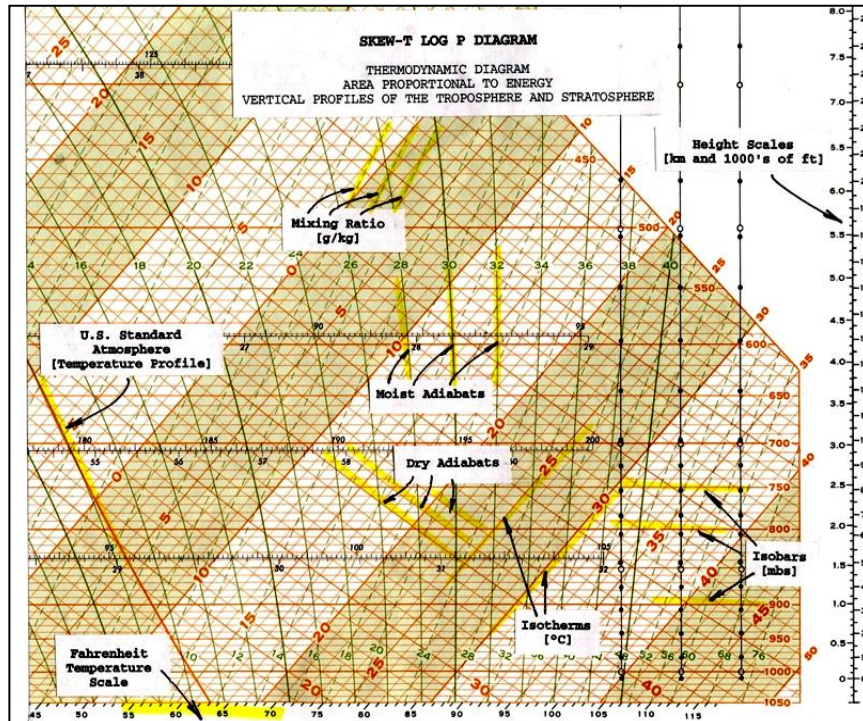
ภาพที่ 8 แสดงเส้นเอดิแบตแห้ง (DRY ADIABATS)



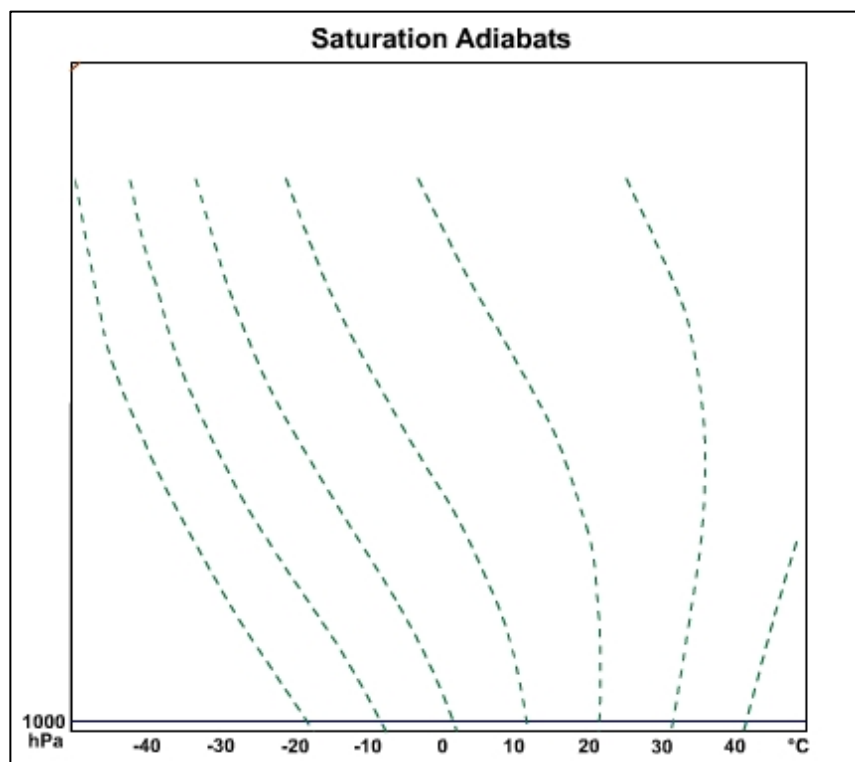
ภาพที่ 9 แสดงเส้นเอดิแบตแห้ง (DRY ADIABATS)

4. เส้นเอดิแบตอิ่มตัว (SATURATION ADIABATS)

หมายถึง เส้นโค้งสีเขียวที่ปซึ่งมีแนวเอียงจากด้านขวามือตอนล่างไปทางด้านซ้ายมือตอนบน เป็นเส้นที่แสดงถึงอากาศอิ่มตัวลอยขึ้นหรือจมตัวลงตามแนวนี้นี้และเป็นเส้นที่แทนอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิภายในอากาศอิ่มตัวก่อนหนึ่งซึ่งลอยตัวขึ้นไปด้วยอัตรา PSEUDO ADIABATIC PSEUDO ADIABATIC หมายถึง จำนวนไอน้ำที่ควบแน่นอยู่แล้ว ถูกสมมติว่าไม่มีอยู่ในอากาศก่อนนั้นขณะที่ยกตัวขึ้น) เส้น SATURATION ADIABATS จะมีเลขกำกับบอกค่าเป็นองศาเซลเซียส ทุกๆ 2 องศา ตรงกึ่งกลางและที่จุดตัดบนเส้นความกดอากาศเท่า 200 เฮกโตปาสกาล (ดังภาพที่ 10, 11)



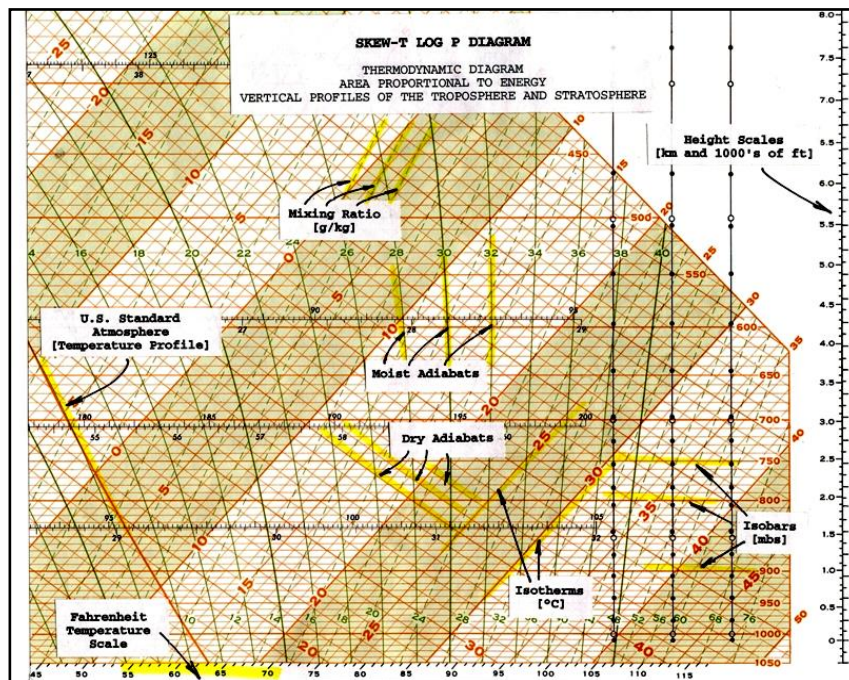
ภาพที่ 10 แสดงเส้นเอดิแบตอิ่มตัว (SATURATION ADIABATS)



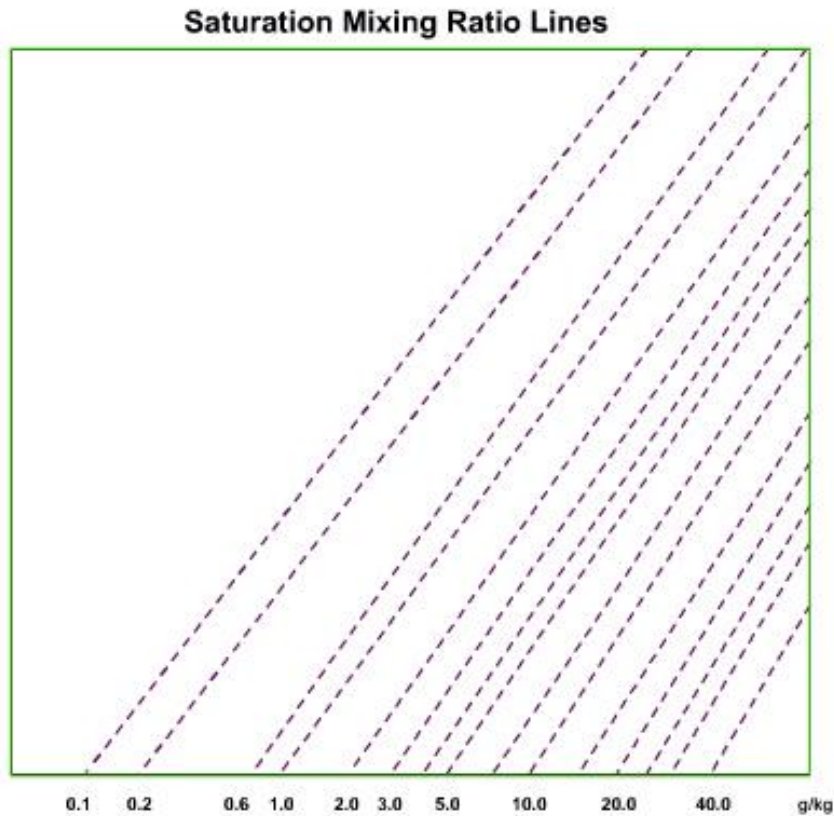
ภาพที่ 11 แสดงเส้นเอดิแบตอิมตัว (SATURATION ADIABATS)

5. เส้นแสดงอัตราส่วนผสมอิมตัว (SATURATION MIXING RATIO LINE)

หมายถึง เส้นตรงสีเขียวประ มีแนวเอียงจากตอนล่างด้านซ้ายไปยังด้านบนขวา จากระดับ 1050 เฮกโตปาสกาล จนกระทั่งถึง 200 เฮกโตปาสกาล เป็นระดับสูงสุด มีเลขสีเขียวกำกับ บอกค่าเป็นกรัมต่อกิโลกรัม ที่แนวระดับระหว่างเส้นความกดอากาศเท่า 1000 และ 950 เฮกโตปาสกาล ช่องว่างระหว่างเส้นจะแคบลง เมื่อค่าของ SATURATION MIXING RATIO สูงขึ้น เมื่อดูจากแผนภูมิ SKEW T. LOG P จะเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ ไปทางขวา จนกระทั่งถึง 76 กรัมต่อกิโลกรัม ดังนั้นระยะทาง MIXING RATIO ซึ่งเริ่มจาก 0.1 ถึง 76 กรัมต่อกิโลกรัม (ดังภาพที่ 12, 13)



ภาพที่ 12 แสดงเส้นอัตราส่วนผสมอิมตัว (SATURATION MIXING RATIO)



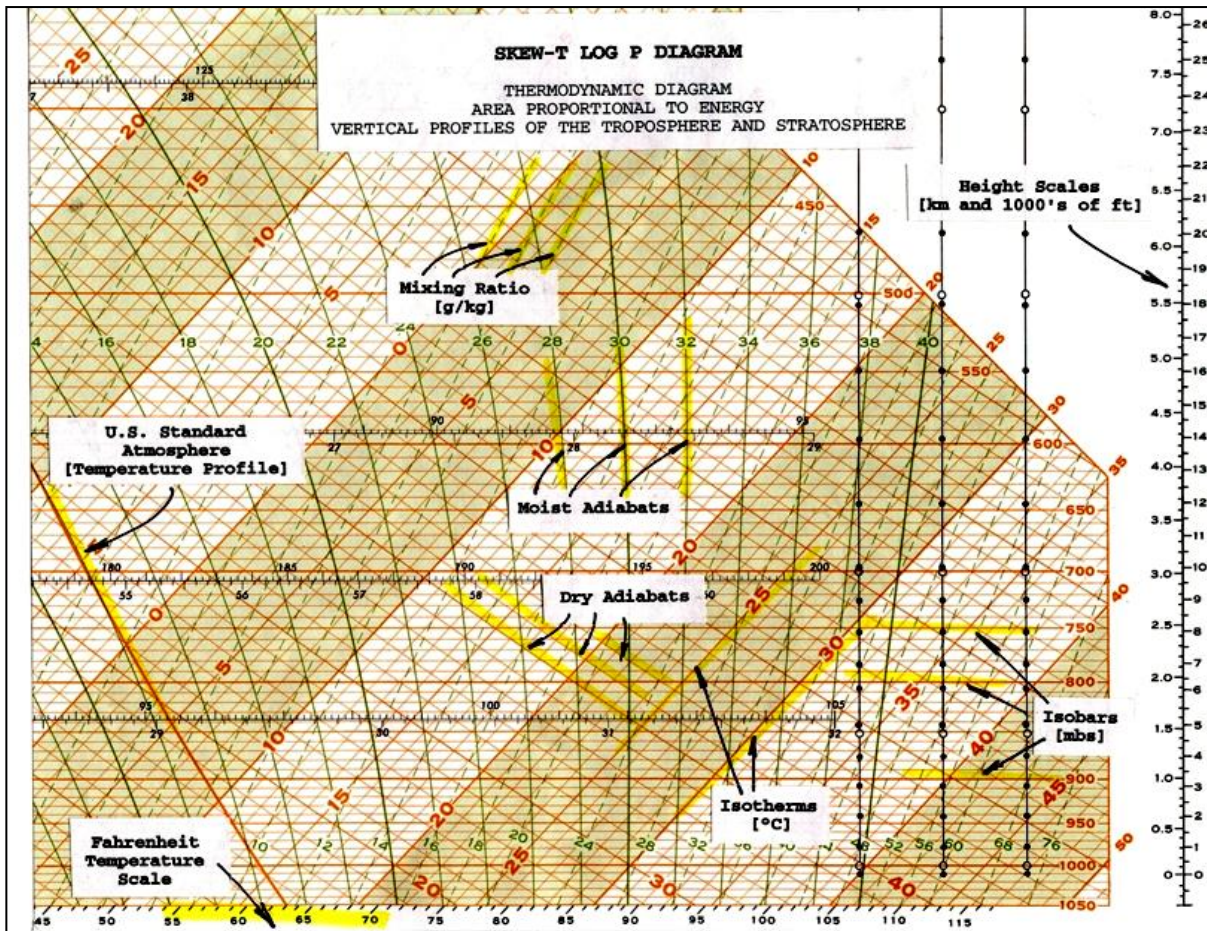
ภาพที่ 13 แสดงเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (SATURATION MIXING RATIO)

6. THICKNESS SCALE

หมายถึง เส้นที่ใช้คำนวณหาค่า THICKNESS ในชั้นบรรยากาศต่างๆ ซึ่งมีทั้งหมด 9 เส้น แทนด้วยเส้นสีดำในแนวระนาบในแผนภูมิ SKEW T. LOG P และอยู่ในระหว่างเส้นความกดอากาศเท่า 2 เส้น มีเลขกำกับเพื่อแสดงค่า THICKNESS ในชั้นบรรยากาศต่างๆดังนี้คือในช่วงชั้นบรรยากาศระหว่าง

1000	เฮกโตпасกาล	ถึง	700	เฮกโตпасกาล
1000	เฮกโตпасกาล	ถึง	500	เฮกโตпасกาล
700	เฮกโตпасกาล	ถึง	500	เฮกโตпасกาล
500	เฮกโตпасกาล	ถึง	300	เฮกโตпасกาล
150	เฮกโตпасกาล	ถึง	100	เฮกโตпасกาล
100	เฮกโตпасกาล	ถึง	50	เฮกโตпасกาล
50	เฮกโตпасกาล	ถึง	25	เฮกโตпасกาล

และ แต่ละเส้นมีเลขบอกค่าความหนาของแต่ละชั้นของบรรยากาศ ตอนบนมีค่าเป็นฟุต เลขที่กำกับตอนล่างมีค่าเป็นเมตร เมื่อต้องการคำนวณหาค่า THICKNESS ต้องคิดเป็นจำนวน 100 ของเลขที่กำกับนั้นๆ เช่นที่ชั้นบรรยากาศระหว่างความกดอากาศเท่า 1000 เฮกโตпасกาล ถึง 700 เฮกโตпасกาล มีเลขกำกับตอนบน 90 เวลาคำนวณหาค่า THICKNESS ณ จุดนั้นก็คือ 9,000 ฟุต (ดังภาพที่ 14)



ภาพที่ 14 แสดง THICKNESS SCALE

สิ่งที่ควรระวังก็คือการใช้ค่าบน THICKNESS SCALE ต้องใช้ค่าให้ตรงกับในช่องชั้นบรรยากาศที่ต้องการหาค่านั้น เช่นจะหาค่า THICKNESS ในช่วงระยะ 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสกาล เวลาอ่านค่าก็ต้องอ่านบน THICKNESS SCALE ที่มีเลขกำกับทางด้านซ้ายมือบอก 1000/700 หลักในการคำนวณหาค่า THICKNESS ศึกษาได้จาก บทที่ 6

7. THE 1000 hPa HEIGHT NOMOGRAM

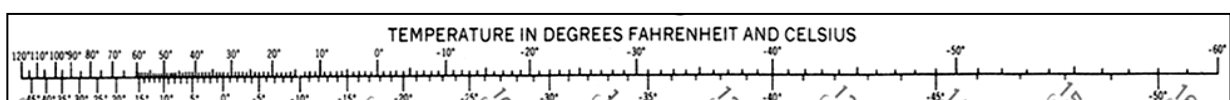
มีเส้นประกอบเพื่อใช้ในการคำนวณหาความสูงที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล มี 3 เส้นด้วยกันคือ

7.1 เส้นอุณหภูมิ อยู่ด้านบนสุดของแผนภูมิ SKEW T. LOG P

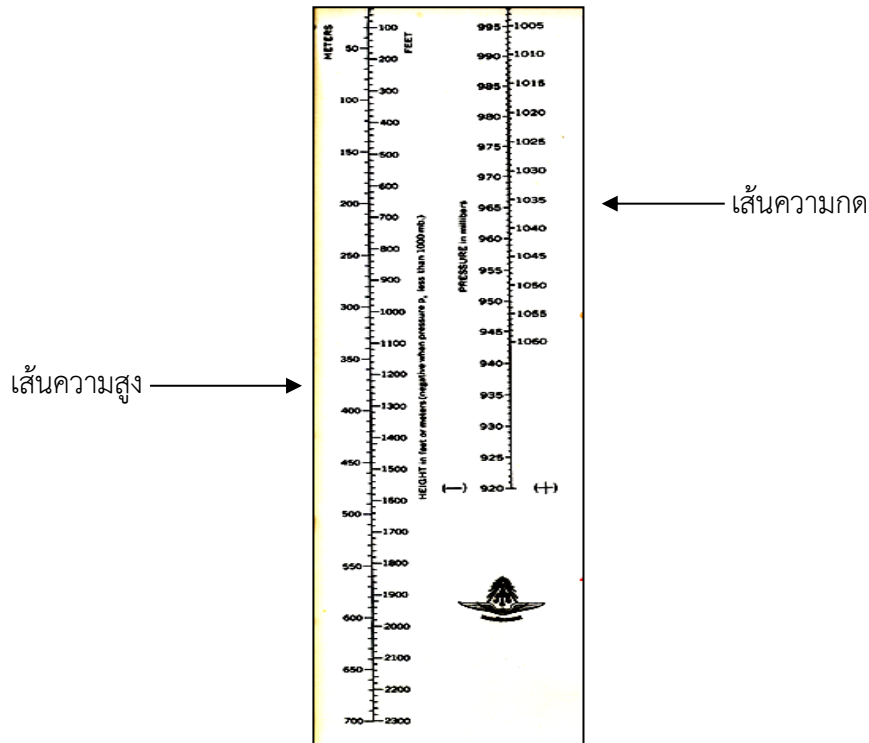
7.2 เส้นความกดอากาศ อยู่ด้านซ้ายตอนในสุดติดขอบแผนภูมิ SKEW T. LOG P

7.3 เส้นความสูง อยู่ด้านซ้ายริมนอกของแผนภูมิ SKEW T. LOG P

(ดังภาพที่ 15, 16) ส่วนรายละเอียดต่างๆ จะได้ทราบในบทที่ 6 ต่อไป



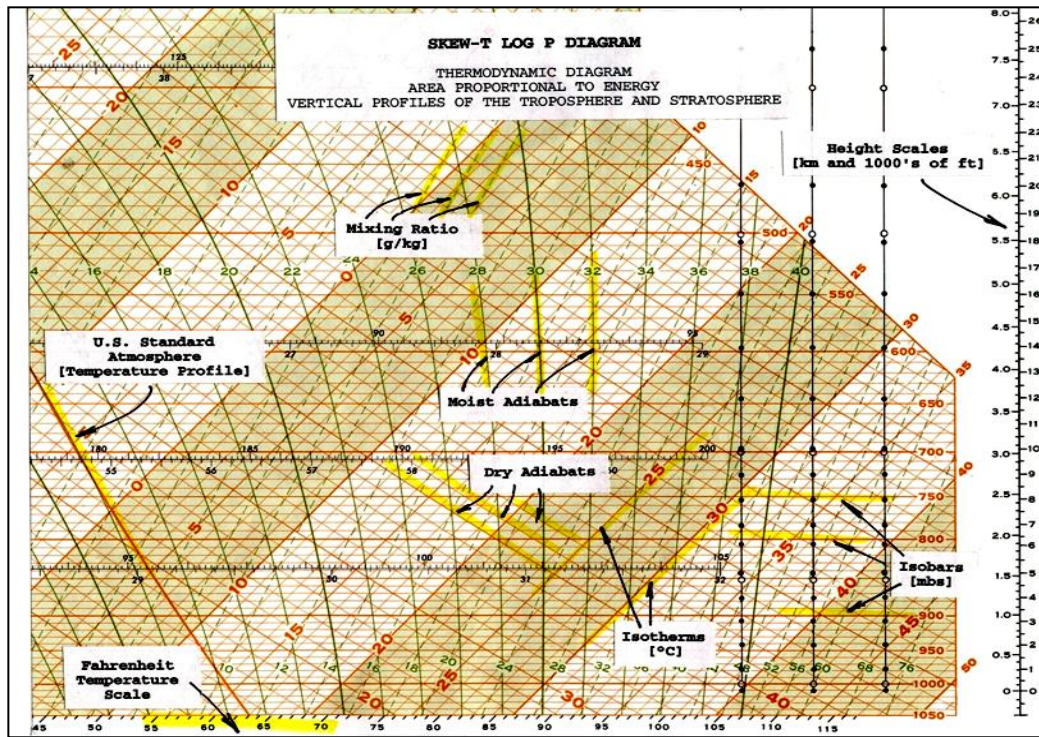
ภาพที่ 15 แสดง AUXILIARY SCALES ON THE SKEW T. LOG P



ภาพที่ 16 แสดงเส้นความกดอากาศและเส้นความสูง

8. STANDARD ATMOSPHERE DATA

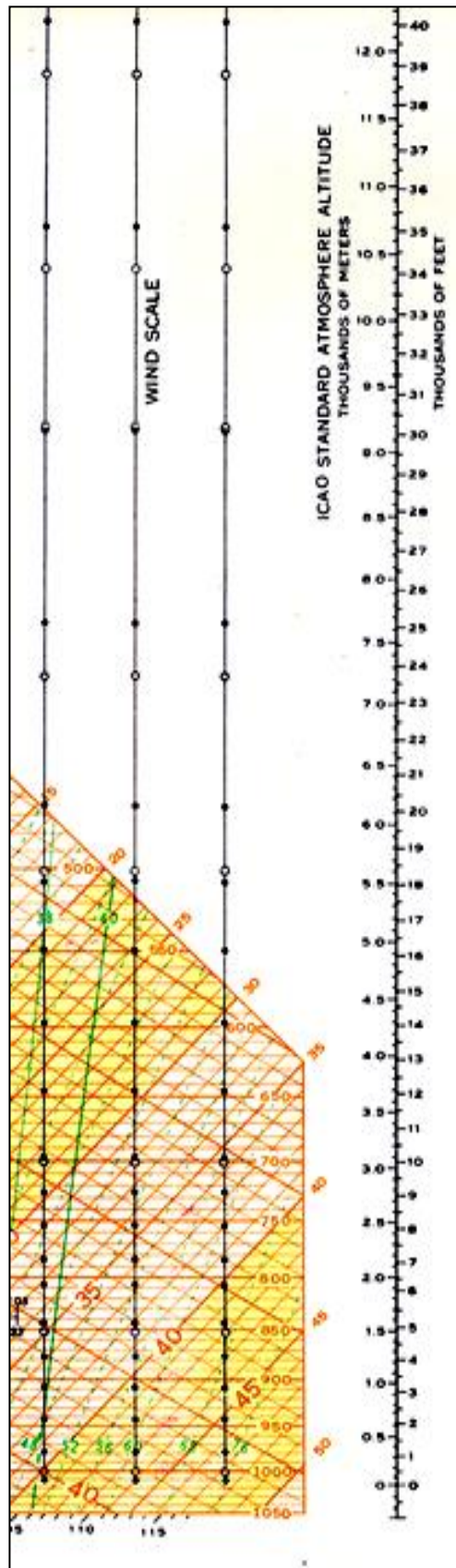
หมายถึง เส้นแสดงการลดค่าอุณหภูมิตามส่วนสูงซึ่งกำหนดด้วยเส้นสีน้ำตาลหนักทึบ ในแผนภูมิ SKEW T. LOG P เส้นนี้จะผ่านจุดตัดระดับ 1013 เฮกโตปาสกาล ณ อุณหภูมิ 15 องศาเซลเซียสและสูงขึ้นไปถึงระดับ 100 เฮกโตปาสกาล ค่าความสูงอ่านได้จาก เส้นในแนวตั้งทางด้านขวามือ ริมขอบของแผนภูมิ SKEW T. LOG P นั้นบนเส้นแสดงค่าความสูงนี้จะมีเลขกำกับบอกค่าของความสูงของทั้งสองด้าน ด้านซ้ายมือ (ริมใน) บอกค่าเป็น เมตร ทางด้านขวามือ (ริมนอก) บอกค่าเป็นฟุต ซึ่งทั้งสองด้านคิดเป็นค่าของพัน (THOUSAND OF METERS OF FEET) (ดังภาพที่ 17)



ภาพที่ 17 เส้นสีน้ำตาลดำที่ขึ้น STANDARD ATMOSPHERE DATA

9. WIND SCALE

หมายถึง เส้นในแนวตั้งสีดำที่ขึ้น 3 เส้น ทางด้านขวามือภายในแผนภูมิ SKEW T. LOG P มีตัวหนังสือกำกับในเส้นกลางว่า “WIND SCALE” ใช้เพื่อ PLOT ลมชั้นบนในระดับต่างๆ ที่ได้จากการหยั่งลมชั้นบนในครั้งนั้นๆ ลงไป จุดดำเล็กๆ บนเส้น WIND SCALE นี้ เป็นจุดที่ใช้ PLOT ลม ณ ระดับต่างๆ (ดังภาพที่ 18)



ภาพที่ 18 WIND SCALE

10. ANALYSIS BLOCK

เป็นตารางบรรจุค่าต่างๆ ที่ได้จากการวิเคราะห์แผนภูมิ SKEW T. LOG P ตารางบรรจุค่านี้อยู่ทางด้านขวาสุดของแผนภูมิ SKEW T. LOG P (ดังภาพที่ 19)

SKEW T - LOG P ANALYSIS			
TIME		TIME	
AIRMASS ANALYSIS			
TYPE	BOUNDARY	FT.	FT.
TYPE	BOUNDARY	FT.	FT.
TYPE	BOUNDARY	FT.	FT.
FREEZING LEVEL(S)			
INVERSIONS			
FRONTAL			
RADIATION			
SUBSIDENCE			
TROPOPAUSE			
L.C.L.			
C.C.L.			
L.F.C.			
SIGNIFICANT WIND			
MAX.			
MIN.			
LEVELS OF SHEAR			
STABILITY			
INDEX		INDEX	
TO		TO	
TO		TO	
TO		TO	
CLOUDS			
TYPE			
AMOUNT			
BASES			
TOPS			
ICING			
TYPE			
SEVERITY			
BOUNDARIES			
CONTRAILS			
PERSISTENCE			
HEIGHT			
TURBULENCE			
DEGREE			
HEIGHT(S)			
MAX WIND GUSTS			
HAIL SIZE			
TEMPERATURES			
MAX.			
MIN.			
CUMULUS CLOUD FORMATION AT TEMP _____ TIME _____			
DISSIPATION OF LOW LEVEL INVERSION AT _____ TIME _____			
REMARKS			
FORECASTER		FORECASTER	

↑
FORECASTER (QG)

NUMBER (48327)	NUMBER	STATION	STATION (VTCC)
TIME 0000 UTC	TIME (GCT)	DATE (GCT)	DATE 12 NOV 17

ภาพที่ 19 ANALYSIS BLOCK

บทที่ 3

การกำหนดค่าที่ได้จากการหยั่งอากาศ

ในบทนี้จะกำหนดค่าของอุณหภูมิและอุณหภูมิจุดน้ำค้างที่ตรวจได้จากการหยั่งลมชั้นบนที่ระดับต่างๆ ทั้งนี้เพื่อนำค่าตัวอย่างที่กำหนดให้ไปเขียนลงบนแผนภูมิ SKEW T. LOG P เพื่อหาค่าต่างๆตามที่ต้องการ การกำหนดค่าลงบนแผนภูมินี้ เรากำหนดให้เส้นที่บแทนเส้นอุณหภูมิ (T) และเส้นประแทนเส้นอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Td)

ตารางที่ 1 ตัวอย่างที่ 1 (SOUNDING ที่ 1)

PT.	PRESS	T.	Td.
1	1000	24	22
2	980	26	23
3	890	20	14
4	860	18	10
5	750	11	6
6	720	9	3
7	630	3	-11
8	590	0	-22
9	540	-2	-23
10	490	-8	-23
11	450	-11	-17
12	400	-18	-21

ตารางที่ 2 ตัวอย่างที่ 2 (SOUNDING ที่ 2)

PT.	PRESS	T.	Td.
1	980.5	-6.1	-8.1
2	850	-15.3	-19.0
3	785	-28.5	-23.2
4	700	-22.2	-33.3
5	683	-22.5	-36.8
6	627	-25.0	M
7	585	-27.5	-40.3
8	542	-26.3	-31.7
9	500	-29.2	-35.0
10	427	-36.2	-47.0
11	400	-38.7	M

ตารางที่ 3 ตัวอย่างที่ 3 (SOUNDING ที่ 3)

PT.	PRESS	T.	Td.
1	980.5	-2.8	-3.5
2	884	-7.4	-8.4
3	850	-7.2	-8.3
4	745	-6.8	-7.5
5	700	-8.7	-9.8
6	500	-25.4	-27.5
7	400	-36.4	-39.0
8	340	-39.8	-42.0
9	300	-51.0	M
10	250	-56.5	M
11	227	-57.0	M
12	200	-56.2	M

สำหรับตัวอย่างที่ 2, 3 ที่กำหนดให้นั้นสามารถจะกำหนดลงบนแผนภูมิแผ่นเดียวกันได้ โดยกำหนดให้สีน้ำเงิน แทนตัวอย่างที่ 2 และสีแดงแทนตัวอย่างที่ 3 ทั้งนี้เป็นการประหยัดแผนภูมิไปด้วย

ตารางที่ 4 ตัวอย่างที่ 4 (SOUNDING ที่ 4)

PT.	PRESS	T.	Td.
1	1020	12.0	-4.2
2	1000	15.0	-5.5
3	990	16.3	-7.5
4	950	17.0	-7.5
5	850	11.2	-11.2
6	822	9.1	-12.1
7	700	3.0	M
8	620	-2.0	M

ตารางที่ 5 ตัวอย่างที่ 5 (SOUNDING ที่ 5)

PT.	PRESS	T.	Td.
1	1018	23.3	-0.5
2	1000	21.3	-2.8
3	950	15.5	-8.0
4	850	11.6	M
5	700	3.0	M
6	640	2.0	M
7	600	4.1	M

ตัวอย่างที่ 4, 5 เขียนลงแผนภูมิเดียวกัน โดยกำหนดให้ใช้ สีน้ำเงิน สำหรับตัวอย่างที่ 4 และสีแดง สำหรับตัวอย่างที่ 5

ตารางที่ 6 ตัวอย่างที่ 6 (SOUNDING ที่ 6)

PT.	PRESS	T.	Td.
1	1026	16.0	6.0
2	1000	14.0	5.2
3	850	2.5	-0.5
4	818	-0.5	-2.6
5	810	5.5	-1.2
6	800	5.8	-4.8
7	768	6.4	M
8	700	2.5	M
9	570	-9.8	M
10	500	-19.5	M

บทที่ 4

การใช้ค่าแทนความชื้นสัมพัทธ์

1. MIXING RATIO (w)

หมายถึง มวลไอน้ำต่อหน่วยของมวลอากาศแห้ง (MASS OF WATER VAPOR PER UNIT MASS OF DRY AIR) มีหน่วยเป็นกรัมต่อกิโลกรัม (gm/Kgm) MIXING RATIO เป็น FUNCTION ของอุณหภูมิจุดน้ำค้างกับความกดอากาศหรือ $W = T_d, P$

1.1 การหาค่า MIXING RATIO

เราหาค่า MIXING RATIO ได้จากค่าความกดอากาศที่กำหนดให้ ที่ตัดกับเส้นอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ณ จุดตัดระหว่างเส้น MIXING RATIO จะได้ค่าของ MIXING RATIO ออกมา มีหน่วยเป็น gm/kgm ถ้าจุดตัดไม่อยู่บนเส้น MIXING RATIO จากจุดตัดให้ลากเส้นขนานกับเส้น MIXING RATIO แล้วอ่านค่าที่ใกล้ที่สุดออกมาเป็นค่า MIXING RATIO

ตัวอย่าง

ณ ความกดอากาศ 980 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิจุดน้ำค้าง 23°C เราอ่านค่าบนแผนภูมิ SKEW T. LOG P ได้ค่า $W = 20 \text{ gm/Kgm}$

2. SATURATION MIXING RATIO (Ws)

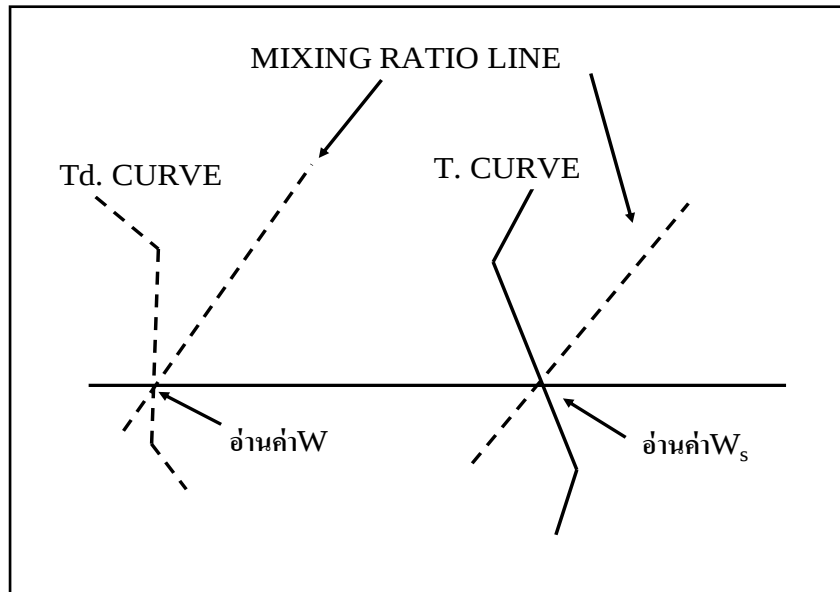
หมายถึง มวลไอน้ำต่อมวลของอากาศอิ่มตัว (MASS OF WATER VAPOR PER UNIT MASS OF SATURAT AIR) มีหน่วยเป็น FUNCTION ของอุณหภูมิกับความกดอากาศหรือ $W_s = T, P$

2.1 การหาค่า SATURATION MIXING RATIO

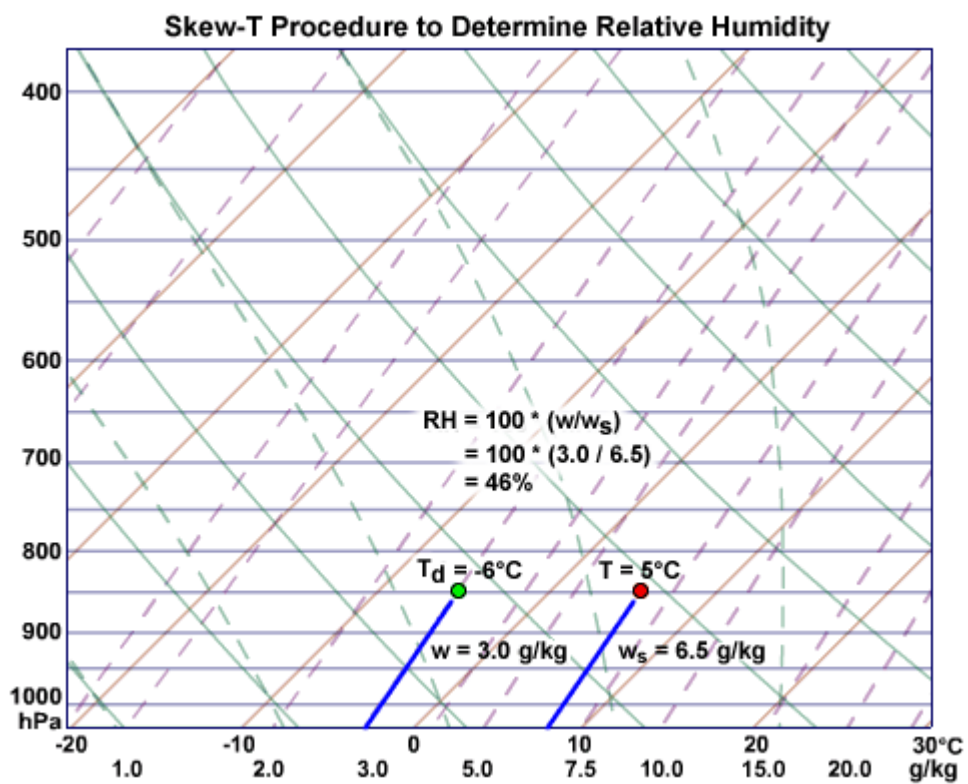
กรรมวิธีต่างๆและการอ่านค่า เหมือนกับการหาค่า MIXING RATIO ทุกประการ ต่างกันที่ค่าของ SATURATION MIXING RATIO อ่านค่าบนจุดตัดระหว่างเส้นความกดอากาศกับเส้นอุณหภูมิเท่านั้นเอง (ดังภาพที่ 20, 21)

ตัวอย่าง

จากแผนภูมิ SKEW T. LOG P ณ ความกดอากาศ 900 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ 26 °C จะอ่านค่า
 $W_s = 24 \text{ gm/kgm}$



ภาพที่ 20 การอ่านค่า W และ W_s



ภาพที่ 21 การอ่านค่า W และ W_s

3. VAPOR PRESSURE (E)

หมายถึง ส่วนของความกดอากาศของบรรยากาศที่ถูกยกตัวขึ้นไปด้วย ไอน้ำ มีหน่วยเป็นเฮกโตปาสกาล

$$\begin{aligned}\text{จากการคำนวณ } W &= \frac{622(E)}{(P - E)} \\ &= \frac{PW}{622 + W} \\ &= PW\end{aligned}$$

3.1 การหาค่า E จากแผนภูมิ SKEW T. LOG P

จากค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้างบนความกดอากาศที่กำหนดให้ ลากเส้นไปตามหรือขนานกับเส้นอุณหภูมิเท่า จนกระทั่งถึงระดับ 622 เฮกโตปาสกาล

จากจุดตัดบนเส้นความกดอากาศ 622 เฮกโตปาสกาลนี้ อ่านค่าบนเส้น MIXING RATIO ให้ได้ค่าที่ใกล้เคียงที่สุด ค่าที่ได้จะเป็นค่าของ VAPOR PRESSURE (E) ซึ่งมีหน่วยเป็นเฮกโตปาสกาล

ตัวอย่าง

ณ ความกดอากาศ 950 เฮกโตปาสกาล และอุณหภูมิจุดน้ำค้างมีค่าเท่ากับ -1.0°C ลากเส้นไปตามเส้น ISOTHERM จนถึงระดับ 622 เฮกโตปาสกาล อ่านค่า MIXING RATIO ที่ได้ใกล้เคียง 5.75

ดังนั้น ค่าของ VAPOR PRESSURE มีค่าเท่ากับ 5.75 เฮกโตปาสกาล

4. SATURATION VAPOR PRESSURE (Es)

หมายถึง ส่วนของความกดของบรรยากาศอิ่มตัว ถูกยกขึ้นไปด้วยไอน้ำ มีหน่วยเป็นเฮกโตปาสกาล

$$\text{จากการคำนวณ } Es = \frac{PW_s}{Ws + 622}$$

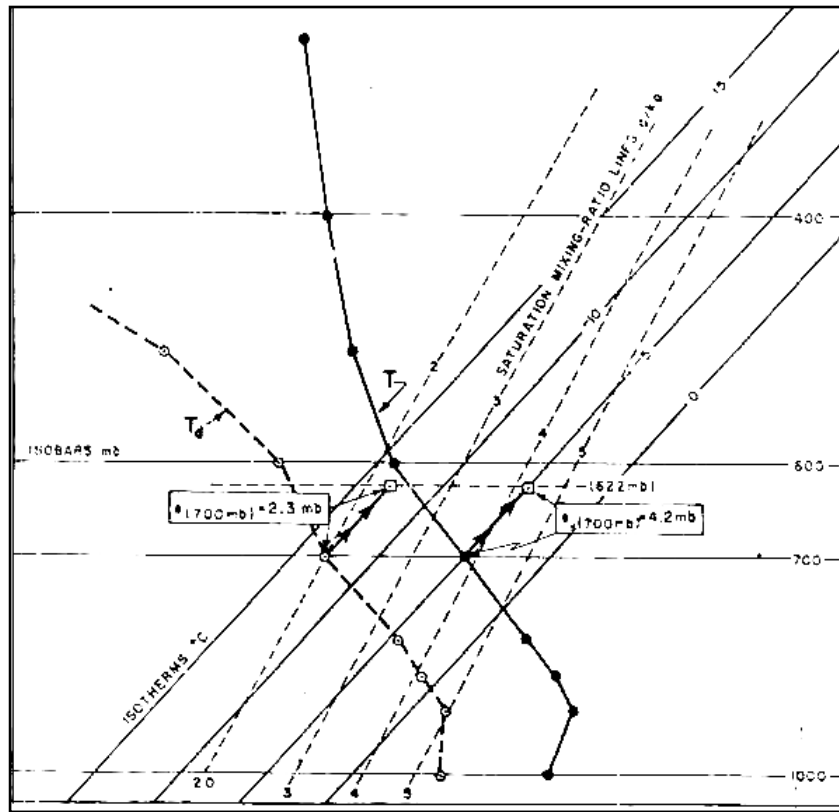
4.1 การหาค่า Es จากแผนภูมิ SKEW T. LOG P

จากค่าอุณหภูมิตั้งบนระดับความกดอากาศที่กำหนดให้ ลากเส้นไปตามหรือให้ขนานกับเส้นอุณหภูมิเท่า (ISOTHERM) จนกระทั่งถึงระดับความกดอากาศที่ 622 เฮกโตปาสกาล ณ จุดตัดบนเส้นความกดอากาศ 622 เฮกโตปาสกาลนี้ อ่านค่าบนเส้น MIXING RATIO หรือค่าที่ใกล้เคียงที่สุด ค่าที่อ่านได้จะเป็นค่าของ SATURATION VAPOR PRESSURE (Es) (ดังภาพที่ 22)

ตัวอย่าง

บนแผนภูมิ SKEW T. LOG P ณ ความกด 500 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ -20°C ให้ลากเส้นไปตามเส้น อุณหภูมิเท่า (ISOTHERM) จนถึงระดับ 622 เฮกโตปาสกาล ณ จุดตัดนั้นอ่านค่าบนเส้น MIXING RATIO ให้ได้ ค่าที่ใกล้เคียงที่สุด เท่ากับ 1.25

ดังนั้นค่า SATURATION VAPOR PRESSURE (Es) มีค่าเท่ากับ 1.25 เฮกโตปาสกาล (ดูการหาค่า E และ Es)



ภาพที่ 22 แสดงการหาค่า E และ Es

5.ความชื้นสัมพัทธ์ (RELATIVE HUMIDITY = RH.)

หมายถึง จำนวนของไอน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศสัมพันธ์กับไอน้ำที่สามารถจะมีได้เมื่ออิ่มตัว ภายใต้สภาวะความกดอากาศและอุณหภูมิเดียวกัน เราคิดออกมาเป็นเปอร์เซ็นต์

5.1 การหาค่าความชื้นสัมพัทธ์ มีวิธีหาค่าความชื้นสัมพัทธ์ได้ 3 วิธี สองวิธีแรกเป็นการหาโดยใช้สูตรในการคำนวณ ส่วนอีกวิธีหนึ่งเป็นการหาโดยใช้แผนภูมิ SKEW T. LOG P

วิธีที่ 1

หาโดยใช้สูตรคำนวณวิธีนี้ใจห้จะกำหนดค่าของความกดอากาศมาให้ จากค่าความกดอากาศที่กำหนดมาให้ เรานำไปหาค่า W และ Ws ตามวิธีที่อธิบายมาแล้วในข้อ 1 และข้อ 2 โดยนำค่า W และ Ws ที่ได้มาหาค่าความชื้นสัมพัทธ์ โดยใช้สูตร

$$RH = \frac{W}{W_s} \times 100 \%$$

วิธีที่ 2

วิธีนี้ใช้สูตรในการคำนวณหาเช่นกัน โดยกำหนดค่าความกดอากาศมาให้ เราเอาค่าความกดอากาศนั้นนำไปหาค่า E และ Es ตามวิธีที่ได้อธิบายไว้แล้วในข้อ 3 และข้อ 4 และนำค่า E และ Es ที่ได้มาหาค่าความชื้นสัมพัทธ์ โดยใช้สูตร

$$RH = \frac{E}{E_s} \times 100 \%$$

วิธีที่ 3

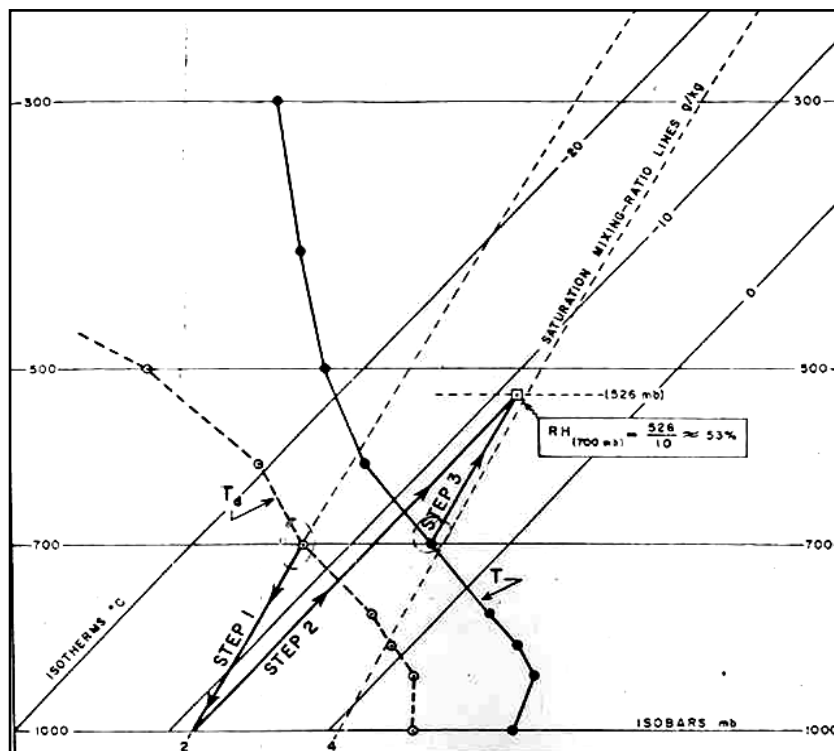
วิธีนี้ไม่ใช้ในการคำนวณ แต่หาจากแผนภูมิ SKEW T. LOG P เมื่อกำหนดความกดอากาศมาให้

ขั้นตอนในการหา

1. ลากเส้นจากอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) ณ ความกดอากาศที่กำหนดมาให้ โดยลากขนานกับเส้น MIXING RATIO ลงมายังความกดอากาศที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล
2. จากจุดตัดบนเส้นความกดอากาศ 1000 เฮกโตปาสกาลนี้ ลากเส้นให้ขนานเส้นอุณหภูมิเพื่อย้อนกลับขึ้นไป
3. จากจุดอุณหภูมิตุ้มแห้ง (T) ณ ความกดอากาศที่กำหนดให้เดียวกันนั้น ลากเส้นให้ขนานกับเส้น MIXING RATIO จนกระทั่งไปตัดกับเส้นที่ลากไว้ในข้อ 2
4. ณ จุดตัดที่ในข้อ 3 อ่านค่าความกดอากาศออกมาเป็นเฮกโตปาสกาล แล้วหารด้วย 10 ค่าที่ได้จะเป็นค่าความชื้นสัมพัทธ์ที่มีค่าเป็นเปอร์เซ็นต์

หมายเหตุ สำหรับวิธีที่ 3 นี้ มีบางครั้งจุดตัดที่ได้จากข้อ 2 และข้อ 3 จะไปตัดกันนอกแผนภูมิ ในกรณีเช่นนี้ การอ่านค่าความกดอากาศ เราก็ลากเส้นจากจุดตัดนั้นในแนวระดับให้ขนานกับเส้นความกดอากาศเพื่อบังคับทางด้านซ้ายมือ จนพบขอบของแผนภูมิ เราก็สามารถจะอ่านค่าของความกดอากาศได้ เมื่อได้ค่าความกดอากาศแล้วหารด้วย 10 ก็จะได้ค่าความชื้นสัมพัทธ์ (หากมีเศษเป็นจุดทศนิยมตั้งแต่ 0.5 ขึ้นไปให้ปัดค่าขึ้นเป็นจำนวนเต็ม) จึงอนุโลมให้หาโดยวิธีใดวิธีหนึ่งก็ได้

การหาความชื้นสัมพัทธ์ โดยวิธีใช้แผนภูมิ SKEW T. LOG P (ดังภาพที่ 23)



ภาพที่ 23 แสดงการหาค่าความชื้นสัมพัทธ์โดยใช้แผนภูมิ SKEW T. LOG P

ตัวอย่าง

วิธีที่ 1 ณ ความกดอากาศที่ 900 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ 26°C อุณหภูมิจุดน้ำค้าง 23°C หาค่า W ได้ 20gm./Kgm. และหาค่า W_s ได้ 24gm./Kgm.

จากสูตร

$$RH = \frac{W}{W_s} \times 100 \%$$

$$RH = \frac{20}{24} \times 100 \%$$

$$RH = 83.3 \%$$

วิธีที่ 2 ณ ความกดอากาศที่ 900 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ 26°C อุณหภูมิจุดน้ำค้าง -1°C หาค่า E ได้เท่ากับ 5.75 เฮกโตปาสกาล และหาค่า Es ได้เท่ากับ 8.8 เฮกโตปาสกาล

จากสูตร

$$RH = \frac{E}{E_s} \times 100 \%$$

$$RH = \frac{5.75}{8.8} \times 100 \%$$

$$RH = 65.3 \%$$

วิธีที่ 3 ณ ความกดอากาศ 950 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ 5°C อุณหภูมิจุดน้ำค้าง -1°C หาค่าความชื้นสัมพัทธ์จากแผนภูมิ SKEW T. LOG P

วิธีหา

จากจุดตัดที่ความกดอากาศ 950 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิจุดน้ำค้าง -1°C ลากเส้นขนานกับเส้น MIXING RATIO ลงมาที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล จากจุดตัดบนเส้น 1000 เฮกโตปาสคานั้น ลากเส้นขนานไปกับเส้นอุณหภูมิเท่า

จากอุณหภูมิ 5°C บนเส้นความกดอากาศ 950 เฮกโตปาสกาล ลากเส้นขนานกับเส้น MIXING RATIO ขึ้นไป จนกระทั่งตัดกับเส้นที่ลากขนานกับเส้นอุณหภูมิเท่า จากความกดอากาศที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล จากจุดที่ตัดกันนี้อ่านค่าบนเส้นความกดอากาศได้ 653 เฮกโตปาสกาล

$$RH = \frac{653}{10} \times 100 \%$$

$$RH = 65.3 \%$$

บทที่ 5

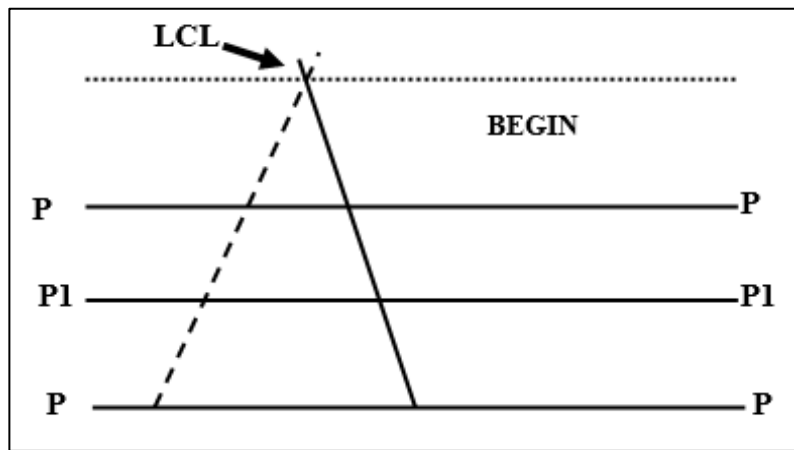
การใช้ค่าแทนการควบแน่น

1. LIFTING CONDENSATION LEVEL (LCL)

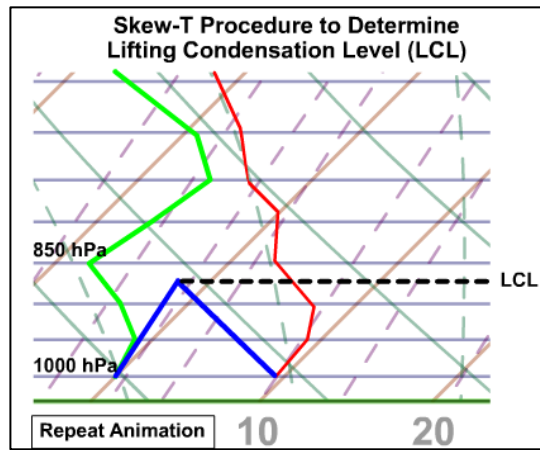
หมายถึง ระดับที่อนุภาคของอากาศถูกยกตัวขึ้นไปตาม ADIABATS จนกระทั่งถึงจุดอิ่มตัวหรือก็คือระดับที่มีอากาศอิ่มตัว ซึ่งเป็นระดับที่เริ่มก่อตัวของเมฆนั่นเอง การยกตัวขึ้นไปตาม ADIABATS นี้ สามารถจำแนกได้เป็นการยกตัวเนื่องจาก พื้นภูมิประเทศที่เป็นภูเขา (OROGRAPIC LIFT) การยกตัวเนื่องจากแนวปะทะ (FRONTAL LIFT) การยกตัวเนื่องจากการไหลสอของลม (CONVERGENCE)

วิธีหาค่า LCL

1. จากอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) บนระดับความกดอากาศที่กำหนดให้ (หรือบนเส้นความกดอากาศระดับแรกในการหยั่งลมชั้นบนของแต่ละสถานีนั้นๆ) ลากเส้นขนานขึ้นไปตามเส้น MIXING RATIO
2. จากจุดอุณหภูมิ (T) บนเส้นความกดอากาศที่กำหนดมาให้ ลากเส้นขึ้นไปขนานเส้น DRY ADIABATS จนกระทั่งตัดกับเส้นที่ลากไว้ ในข้อ 1
3. จากจุดตัดที่หาได้ในข้อ 2 อ่านค่าความกดอากาศ ณ จุดนั้น จะได้ค่าออกมาเป็นเฮกโตпасกาล หรือเป็นฟุต นั่นคือ ณ ระดับความกดอากาศที่หาได้ก็คือ ระดับของความกดอากาศที่ถูกยกตัวขึ้นไปตาม ADIABATS จนอิ่มตัวหรือก็คือจุด LCL นั่นเอง (ดังภาพที่ 24, 25)



ภาพที่ 24 แสดงการหาค่า LCL



ภาพที่ 25 แสดงการหาค่า LCL

สิ่งที่ควรรู้ ท่านทราบอะไรบ้างจากจุด LCL ที่ท่านวิเคราะห์ได้

1. ณ จุดนี้ ค่าของ $T = T_d$
2. ณ จุดนี้ ค่าของ $W = W_s$
3. ณ จุดนี้ ค่าของ $E = E_s$
4. ณ จุดนี้ ค่าของ $RH = RH$
5. ณ จุดนี้ ค่าของอากาศอิ่มตัวที่จะเป็นจุดที่เริ่มการควบแน่นหรือเป็นจุดที่บอกถึงระดับของฐานเมฆที่เริ่มก่อตัวขึ้น

ตัวอย่าง

จากความกดอากาศที่ 1010 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ (T) = 10°C

อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) = 0°C จงหาค่า LCL

วิธีหา

1. จากอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) ที่ 0°C ณ ความกดอากาศ 1010 เฮกโตปาสกาล ลากเส้นขนานขึ้นไปตามเส้น MIXING RATIO
2. จากจุดอุณหภูมิ (T) ที่ 10°C ณ ความกดอากาศ 1010 เฮกโตปาสกาล ลากเส้นขนานขึ้นไปตามเส้น DRY ADIABATS จนกระทั่งตัดกับเส้นแรก ณ จุดตัดนั้น อ่านค่าบนเส้นความกดอากาศจะได้ค่า 867 เฮกโตปาสกาล หรือ ฟุต นั่นคือ LCL อยู่ที่ระดับ 867 เฮกโตปาสกาล

2. WET BULB TEMPERATURE (T_w)

หมายถึง ค่าของอุณหภูมิที่ต่ำที่สุด ซึ่งอากาศสามารถเย็นตัวลงได้ด้วยการระเหยของน้ำ ณ ความกดอากาศที่คงที่ ซึ่งความร้อนที่ทำให้เกิดการระเหยนี้ได้มาจากอากาศ

วิธีหาค่า (T_w)

จากจุด LCL ลากเส้นมาตามหรือขนานกับเส้น MOIST ADIABATS มายังระดับที่เริ่มต้น (ระดับความกดอากาศที่ทำการหาค่า LCL นั้น) ณ จุดตัดบนเส้นความกดอากาศที่เริ่มต้นนี้ อ่านค่าอุณหภูมิออกมา ค่าที่ได้คือค่าของ T_w มีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส

ตัวอย่าง

ที่ความกดอากาศ 1010 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ (T) = 10°C อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) = 0°C จงหาค่า T_w

วิธีหา

จากค่าที่กำหนดมาให้เราสามารถหาค่า LCL ได้ที่ระดับ 867 เฮกโตпасกาล และจากจุดที่ได้นี้ ลากเส้นตาม MOIST ADIABATS ลงมาที่ระดับความกดอากาศที่เริ่มต้น คือ 1010 เฮกโตпасกาล อ่านค่าอุณหภูมิบนจุดตัดนั้นจะได้ค่าเท่ากับ 5.5°C นั่นคือ T_w มีค่า 5.5°C

3. WET BULB POTENTIAL TEMPERATURE (θ_w)

หมายถึง อุณหภูมิของ WET BULB เมื่ออนุภาคของอากาศถูกลดลงตาม SATURATION ADIABATS จนถึงระดับความกดอากาศที่ 1000 เฮกโตпасกาล

วิธีหาค่า θ_w

จากค่า T_w หรือ LCL ที่หาได้ ลากเส้นไปตามหรือขนานกับเส้น MOIST ADIABATS ลงมาที่ระดับ 1000 เฮกโตпасกาล บนเส้นความกดอากาศที่ 1000 เฮกโตпасกาล อ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดนั้น ค่าอุณหภูมิที่อ่านได้คือค่าของ θ_w ซึ่งมีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส

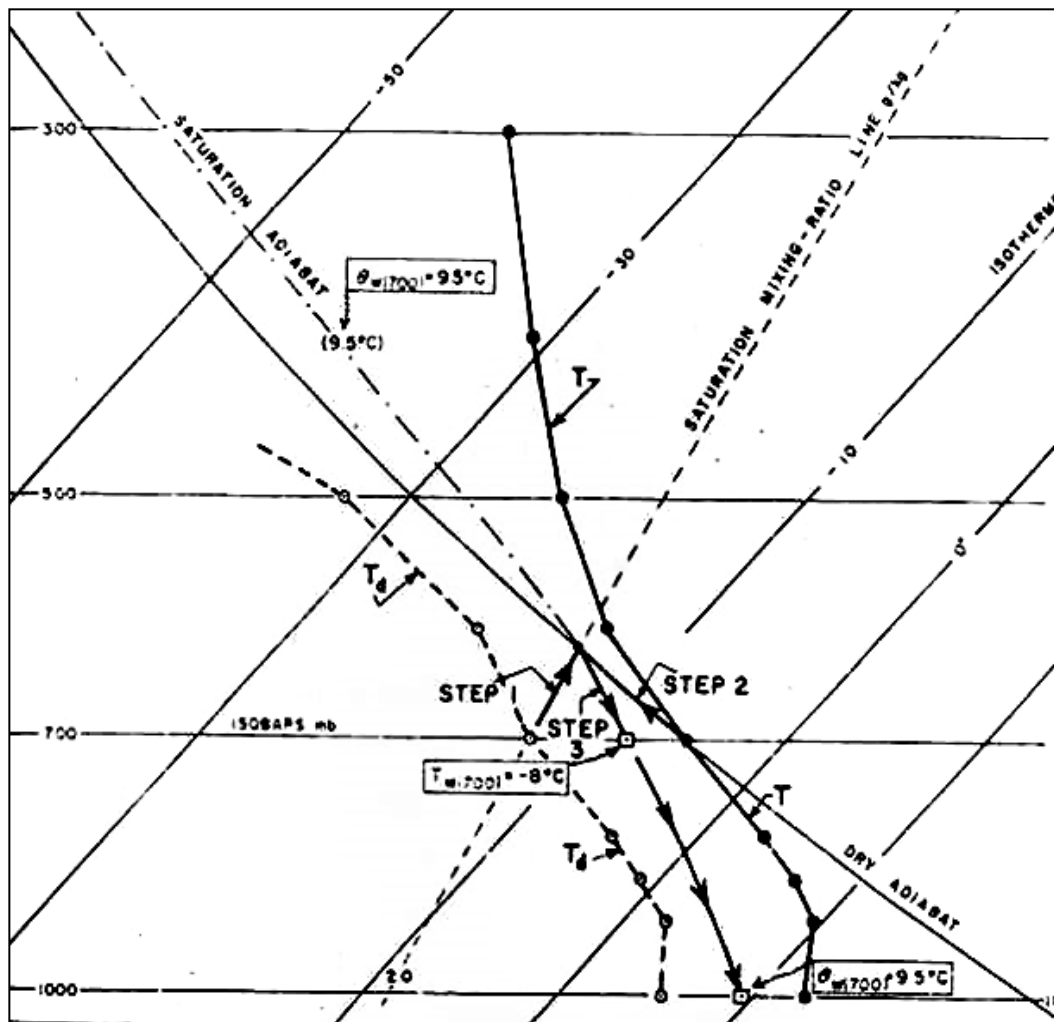
ตัวอย่าง

ณ ความกดอากาศ 1010 เฮกโตпасกาล อุณหภูมิ (T) = 10°C อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) = 0°C

วิธีหา

จากโจทย์ที่กำหนดมาให้เราหาค่า LCL ได้ที่ระดับ 867 เฮกโตпасกาล จากจุด LCL ที่ได้นี้ ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS ลงมาถึงระดับ 1000 เฮกโตпасกาล อ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดนั้นได้ค่า 5°C

หมายเหตุ ณ ระดับความกดอากาศ 1000 เฮกโตпасกาล ไม่ว่าอุณหภูมิ และอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะมีค่าเท่าใดก็ตาม ค่าของ T_w และ θ_w จะมีค่าเท่ากันเสมอ (ดังภาพที่ 26)



ภาพที่ 26 แสดงการหาค่า T_w และ θ_w

4. WET BULB CURVE

คือ การต่อจุด WET BULB TEMPERATURE (T_w) ที่หาได้ทุกระดับจากการหยั่งอากาศชั้นบนเข้าด้วยกัน เส้นต่อเนื่องระหว่างจุด T_w นี้เรียกว่า WET BULB CURVE

5. POTENTIAL TEMPERATURE (θ)

หมายถึง อุณหภูมิของอากาศที่เคลื่อนตัวไปตาม DRY ADIABATS ณ ความกดอากาศ 1000 เฮกโตปาสกาล

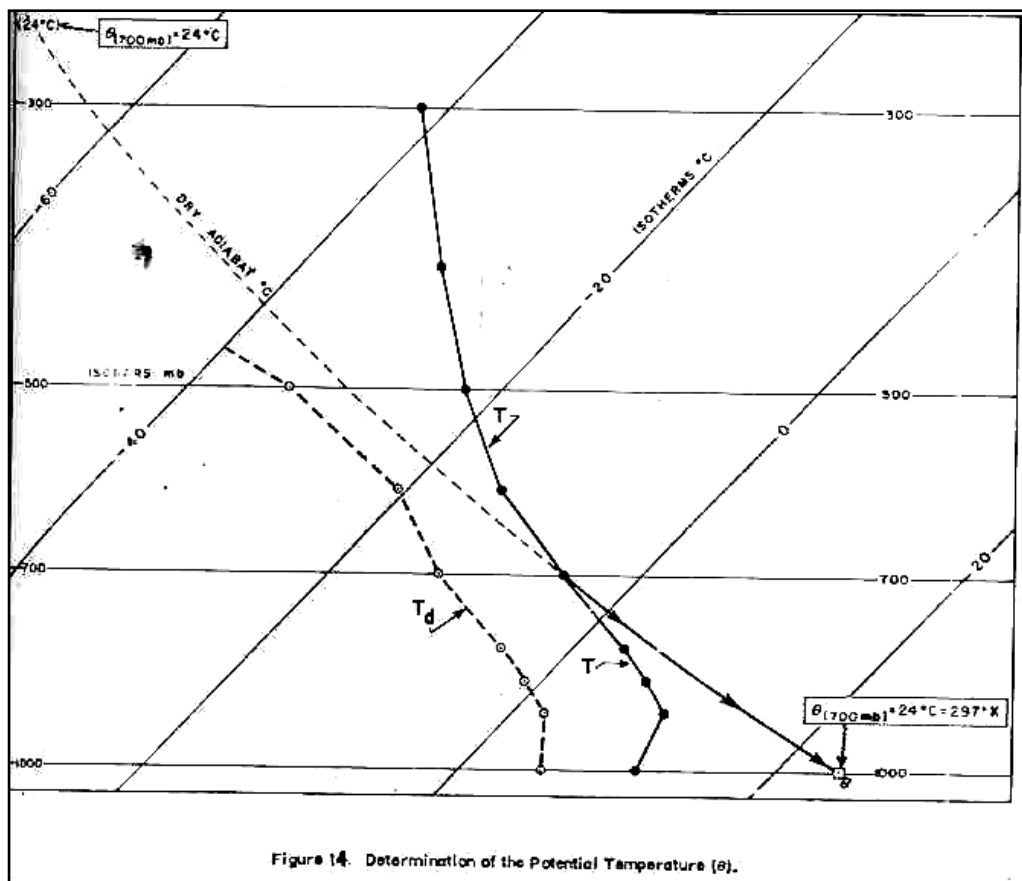
วิธีหา

1. จากอุณหภูมิที่กำหนดให้ลากเส้นไปตาม DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับความกดอากาศที่ 1000 เฮกโตปาสกาล

2. จากจุดตัดบนความกดอากาศ 1000 เฮกโตปาสกาล อ่านค่าอุณหภูมิ ณ ความกดอากาศนั้น อุณหภูมิที่อ่านได้คือ POTENTIAL TEMPERATURE (θ) มีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส เราอาจเรียกเส้น DRY ADIABATS ว่า POTENTIAL TEMP. LINE หรือ θ LINE ก็ได้ เพราะค่าของ θ หาได้จากเส้น DRY ADIABATS นี้

หมายเหตุ ในบางกรณีไม่สามารถหาค่า θ ได้ทั้งนี้เนื่องจากเมื่อลากเส้นจากอุณหภูมิที่กำหนดมาตามเส้น DRY ADIABATS แล้วไม่ตัดกับเส้นความกดอากาศ 1000 เฮกโตปาสกาล หรือออกไปตัดกันนอกแผนภูมิ SKEW T.

LOG P. เป็นเหตุให้เราไม่สามารถอ่านค่าได้ ในกรณีเช่นนี้การอ่านค่าของ θ เราอ่านได้โดยลากเส้น ย้อนตามเส้น DRY ADIABATS ขึ้นไปข้างบนของแผนภูมิ SKEW T. LOG P จนกระทั่งไปตัดกับเส้นความกดอากาศเท่าที่ 100 เฮกโตปาสกาล (ดังภาพที่ 27)



ภาพที่ 27 แสดงการหาค่า θ

ตัวอย่าง

ณ ความกดอากาศที่ระดับ 1010 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ 10°C อุณหภูมิจุดน้ำค้าง 0°C จงหาค่าของ θ

วิธีหา

ณ อุณหภูมิ 10°C ลากเส้นไปตาม DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับความกดอากาศเท่าที่ 1000 เฮกโตปาสกาล แล้วอ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดบนเส้นความกดอากาศเท่า 1000 เฮกโตปาสกาลนั้นจะได้ค่าอุณหภูมิ 9.5°C นั่นคือค่า θ มีค่า 9.5°C

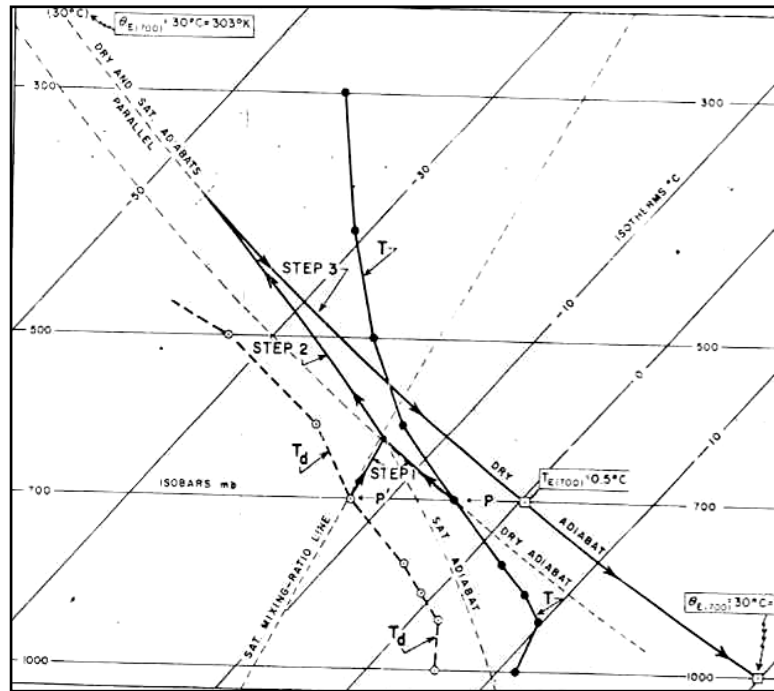
6. EQUIVALENT TEMPERATURE (T_e)

คือ อุณหภูมิของก้อนอากาศ (PARCEL OF AIR) หลังจากที่มีความชื้นหมดไปด้วยระบบ PSEUDO ADIABATS แล้วจมตัวลงตาม DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับของความกดอากาศที่เริ่มต้น

วิธีหา T_e

1. จากจุด LCL ลากเส้นขนานไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับ 200 เฮกโตปาสกาล
2. จากจุดตัดบนความกดอากาศเท่าที่ระดับ 200 เฮกโตปาสกาล ลากขนานไปตาม DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับความกดอากาศที่เริ่มต้น

3. อ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดบนเส้นความกดอากาศที่เริ่มต้นนั้น ค่าของอุณหภูมิที่ได้คือ ค่าของ EQUIVALENT TEMPERATURE (T_e) มีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส (ดังภาพที่ 28)



ภาพที่ 28 แสดงการหาค่า EQUIVALENT TEMPERATURE (T_e)

หมายเหตุ ในกรณีที่ลากตามเส้น DRY ADIABATS แล้วออกนอกแผนภูมิ SKEW T. LOG P นั้น เราสามารถหาค่าของ T_e โดยใช้สูตร เพื่อหาค่าของ T_e ออกมา แต่การจะใช้สูตรการคำนวณหาค่านั้นเราจะใช้เมื่อไม่สามารถจะหาค่าได้จากแผนภูมิ SKEW T. LOG P เท่านั้น

สูตร การคำนวณหาค่า T_e

$$T_e = T + (\theta_e - \theta)$$

เมื่อ

$$T_e = \text{TEMPERATURE}$$

$$\theta_e = \text{EQUIVALENT POTENTIAL TEMPERATURE}$$

$$\theta = \text{POTENTIAL TEMPERATURE}$$

ตัวอย่าง

ณ ความกดอากาศที่ระดับ 1010 เฮกโตปาสกาล อุณหภูมิ 10°C อุณหภูมิจุดน้ำค้าง 0°C
จงหาค่าของ T_e

วิธีหา

1. จากโจทย์เราสามารถหาค่า LCL ได้ที่ระดับ 867 เฮกโตปาสกาล จากจุดนี้ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งตัดกับเส้นความกดอากาศเท่าที่ 200 เฮกโตปาสกาล

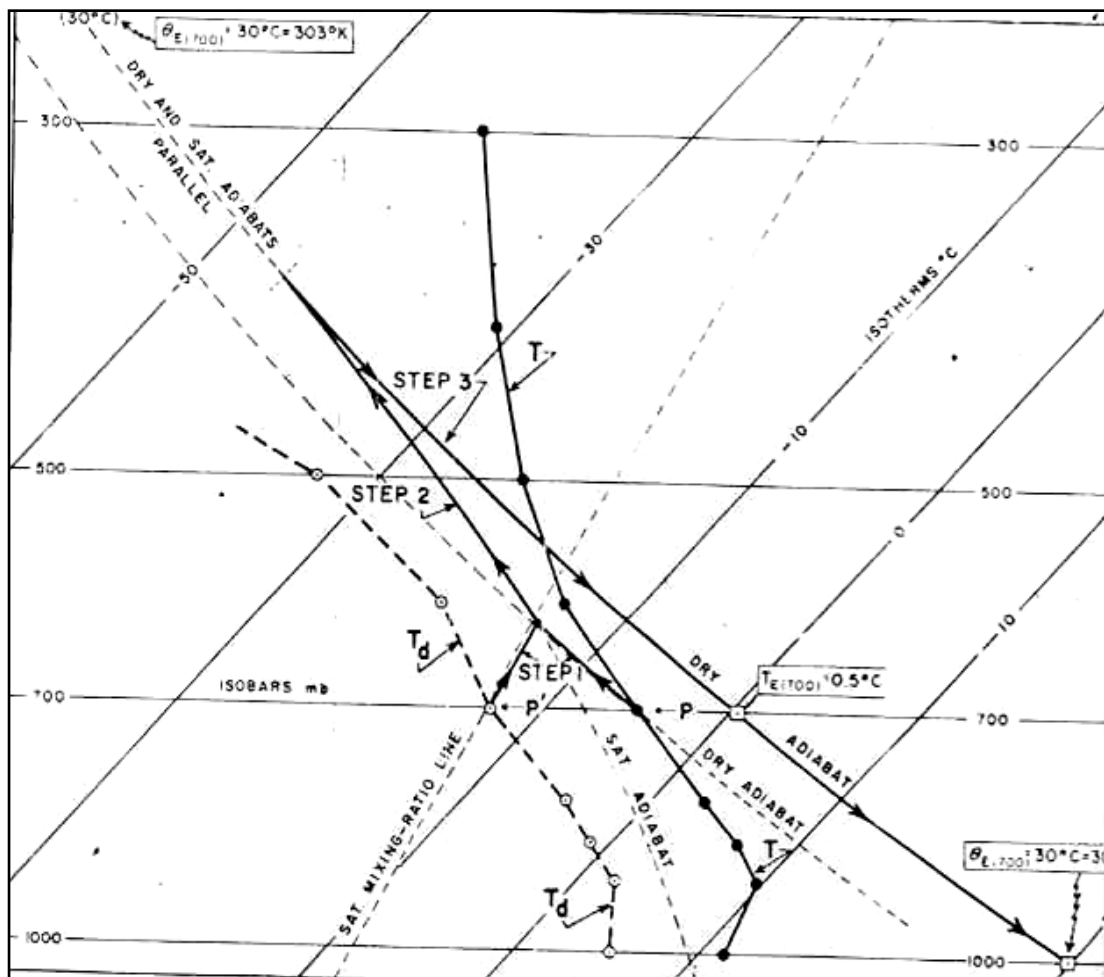
2. จากจุดตัดบนเส้นความกดอากาศเท่าที่ 200 เฮกโตปาสกาล ลากเส้นไปตาม DRY ADIABATS ลงมาจนกระทั่งถึงระดับความกดอากาศที่เริ่มต้น 1010 เฮกโตปาสกาล แล้วอ่านค่าอุณหภูมิจะได้ 20.8°C นั่นคือ T_e มีค่าเท่ากับ 20.8°C

7. EQUIVALENT POTENTIAL TEMPERATURE (θ_e)

คือ ก้อนของอากาศเมื่อเคลื่อนตัวไปตาม DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับความกดอากาศเท่าที่ 1000 เฮกโตปาสกาล

วิธีหา θ_e

1. จากจุด T_e ที่หาได้ลากเส้นตาม DRY ADIABATS ลงมาจนกระทั่งถึงเส้นความกดอากาศเท่า ที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล
2. อ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดบนเส้นความกดอากาศที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล นั้น ค่าอุณหภูมิที่อ่านได้ คือค่าของ EQUIVALENT POTENTIAL TEMPERATURE (θ_e) ที่ต้องการ (ดังภาพที่ 29)



ภาพที่ 29 แสดงการหาค่า EQUIVALENT TEMPERATURE (T_e)

หมายเหตุ ในกรณีที่ไม่สามารถอ่านค่า θ_e ได้ เนื่องจากออกนอกแผนภูมิ SKEW T. LOG P เราหาค่า θ_e ได้ โดยลากเส้นย้อนไปตาม DRY ADIABATS ขึ้นไปข้างบนจนกระทั่งไปตัดกับเส้นความกดอากาศที่ระดับ 100 เฮกโตปาสกาล แล้วอ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดระดับ 100 เฮกโตปาสกาลนั้น จะเป็นค่าของ θ_e ที่ได้จากการหาบนระดับความกดอากาศเท่าที่ 100 เฮกโตปาสกาล ซึ่งจะมีค่าเท่ากันกับการหาค่าที่ระดับความกดอากาศเท่าที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล

ข้อสังเกต ณ ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล ค่าของ T_e จะเท่ากันกับค่าของ θ_e เสมอ

บทที่ 6

THICKNESS AND HEIGHT COMPUTATION

1. VIRTUAL TEMPERATURE (T_v)

T_v ของอากาศชื้น (MOIST AIR) คืออุณหภูมิของอากาศแห้ง (DRY AIR) ที่มีความกดอากาศเท่ากับอากาศชื้น ซึ่งอุณหภูมิของอากาศแห้งนี้ จะทำให้อากาศแห้งมีความหนาแน่น (DENSITY) เท่ากับอากาศชื้น

อุณหภูมิ (T) และ VIRTUAL TEMPERATURE (T_v) จะเท่ากันอย่างสมบูรณ์ เมื่อเป็นอากาศแห้ง โดยปกติค่าของ T_v จะเท่ากับหรือมากกว่าค่า T เสมอ นั่นคือ $T_v \geq T$

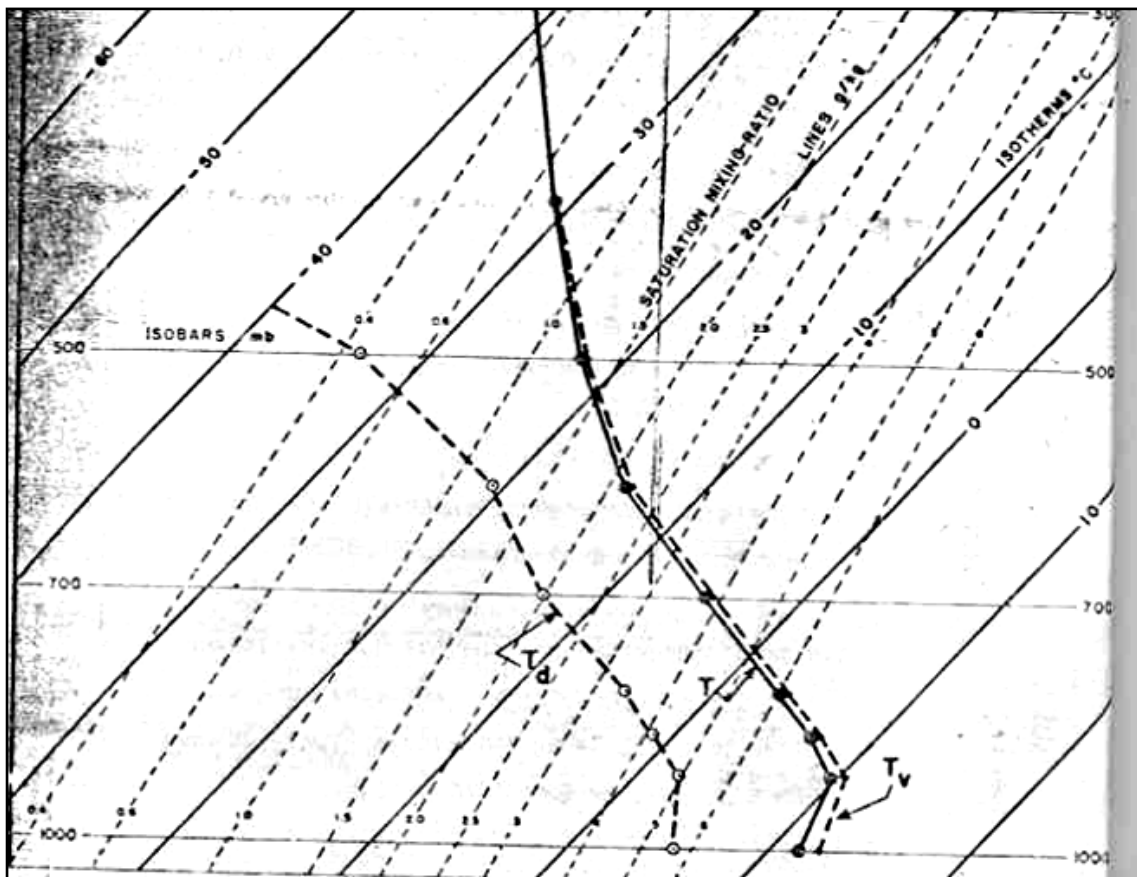
ณ ระดับนี้ค่าของความกดอากาศ อันเดียวกันบนแผนภูมิ SKEW T. LOG P ที่ยังลมชื้นบนได้ ความแตกต่างระหว่าง T และ T_v (เป็นองศาเซลเซียส) จะมีค่าโดยประมาณ $1/6$ ของค่า SATURATION MIXING RATIO ที่ผ่าน T_d CURVE ณ ความกดอากาศอันเดียวกัน หรือ VIRTUAL TEMPERATURE มีค่าเท่ากัน โดยประมาณ ระหว่างผลบวกของ $W/6$ กับอุณหภูมิ ณ ความกดอากาศเดียวกันนั่นเอง

$$\text{เพราะฉะนั้น } T_v \sim T + \frac{W}{6}$$

เมื่อ W คือ MIXING RATIO ซึ่งมีหน่วยเป็น กรัม/กิโลกรัม

T_v คือ VIRTUAL TEMPERATURE ซึ่งมีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส

ดูการเปรียบเทียบระหว่างเส้น TEMPERATURE และ VIRTUAL TEMPERATURE (ดังภาพที่ 30)



ภาพที่ 30 แสดงการเปรียบเทียบระหว่างเส้น TEMPERATURE และ VIRTUAL TEMPERATURE

2. THICKNESS (Δz)

หมายถึง ค่าความแตกต่างของความสูงระหว่างความกดอากาศที่ต่างกัน 2 ระดับ เราใช้สมการของ HYPSONOMETRIC เพื่อคำนวณค่าความสูง (HEIGHT) และความหนา (THICKNESS)

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R}{mg} T_v^- (\ln P_1 - \ln P_2)$$

$$Z_2 - Z_1 = \Delta z = \text{THICKNESS}$$

$\frac{R}{mg} (\ln P_1 - \ln P_2)$ เป็นค่าคงที่สำหรับค่าความกดทั้งสองระดับที่กำหนดให้

ดังนั้น Δz จะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับ T_v^-

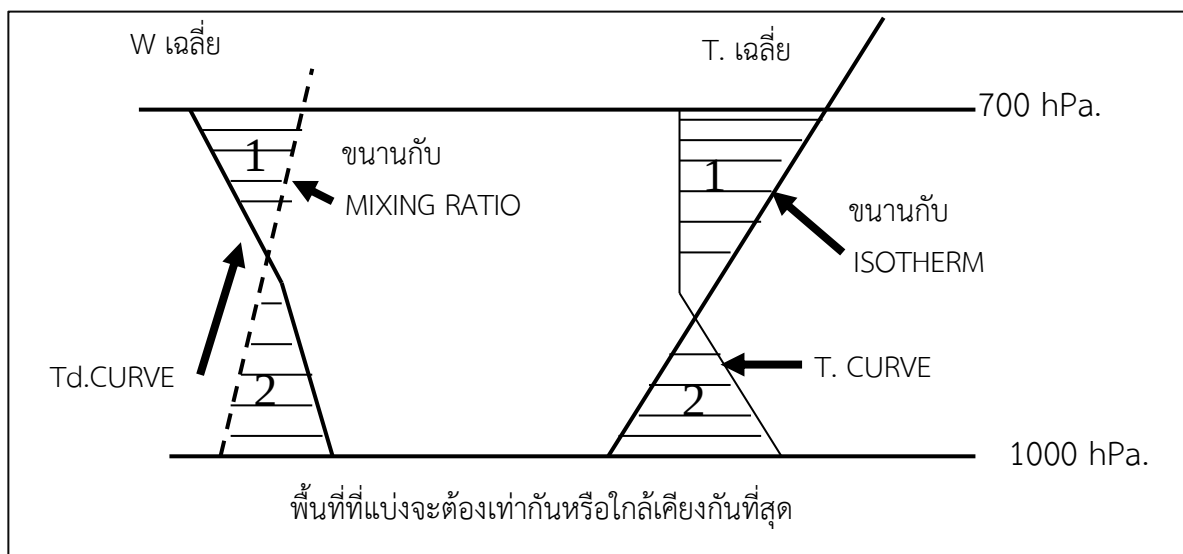
หรือ $\Delta z \uparrow \Rightarrow T_v^- \uparrow$

$\Delta z \downarrow \Rightarrow T_v^- \downarrow$

3. หลักเกณฑ์ในการคำนวณหาค่า THICKNESS

3.1 หาค่าอุณหภูมิเฉลี่ย (T^-) บนเส้นอุณหภูมิแห้ง (DRY BULBE) ระหว่างความกด 2 ระดับนั้น ด้วยการหาพื้นที่ ที่เท่ากันตามเส้นอุณหภูมิเท่า กล่าวคือ ระหว่างความกดทั้ง 2 ระดับ ที่กำหนด ลากเส้นไปตามเส้น ISOTHERM ให้แบ่งครึ่ง T. CURVE ออกเป็น 2 ส่วนเท่าๆกัน

3.2 หาค่า MIXING RATIO เฉลี่ย (W^-) บนเส้นอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (DEW POINT CURVE) ระหว่างความกดทั้ง 2 ระดับที่กำหนดให้ ด้วยการลากเส้นไปตาม MIXING RATIO ให้ตัดกับเส้นอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (ดังภาพที่ 31)

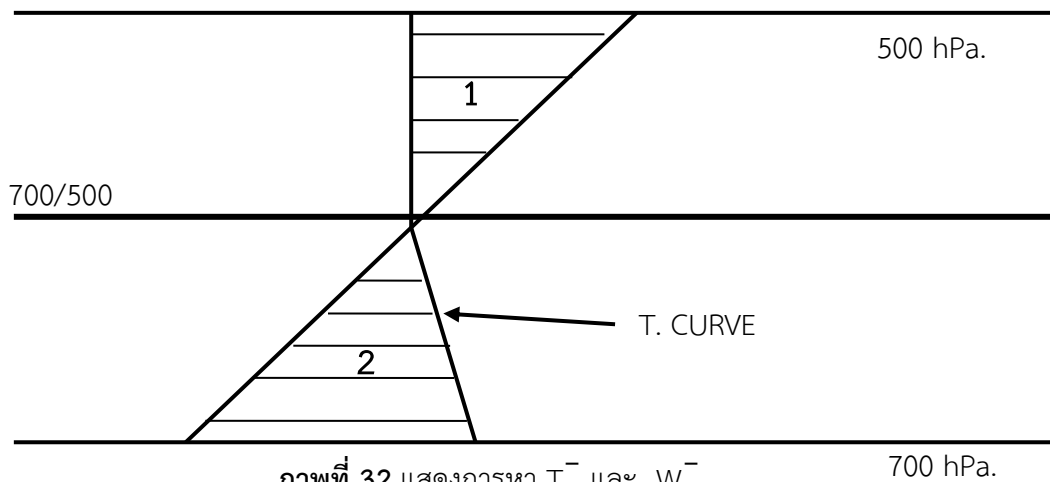


ภาพที่ 31 แสดงการหา T^- และ W^-

3.3 จากค่า T^- และ W^- ที่ได้เราหาค่าเฉลี่ยของ VIRTUAL TEMPERATURE ได้จากสมการข้างล่างนี้

$$T_v = T^- + \frac{W^-}{6}$$

หมายเหตุ ในการหา T_v เราใช้สูตรข้างบนในกรณีของ ระยะช่วงความกดตั้งแต่ 1000 เฮกโตปาสกาล ถึง 700 เฮกโตปาสคาลเท่านั้น ถ้าเหนือจาก 700 เฮกโตปาสคาล ขึ้นไป เราหาเฉพาะค่า T เท่านั้น และใช้ T แทน T_v ได้คือ $T_v \approx T$ เหนือระดับ 700 เฮกโตปาสคาลขึ้นไป (ดังภาพที่ 32)



3.4 ค่าของ THICKNESS อ่านได้บน THICKNESS SCALE ที่มีเป็นระยะบนแผนภูมิ SKEW T. LOG P ณ จุดตัดระหว่าง THICKNESS SCALE กับเส้นอุณหภูมิ T_v นั้น

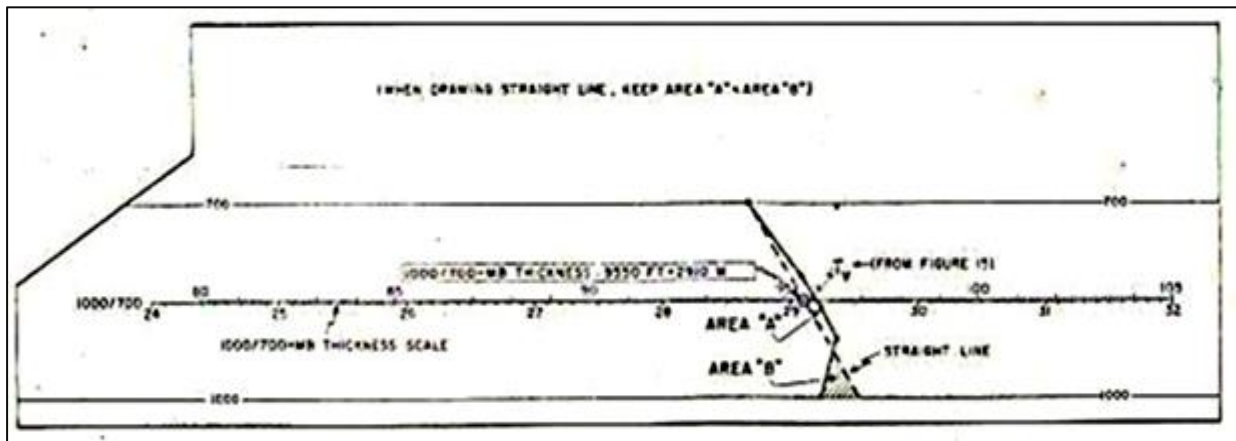
การอ่านค่าบน THICKNESS SCALE นั้น เราต้องพิจารณาให้ดีว่า เราหา THICKNESS ในช่องระดับความกดเท่าใด เช่นในระดับ 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสคาล เราก็อ่านค่าบน 1000/700 ถ้าในช่วงระหว่าง 1000 ถึง 500 เฮกโตปาสคาล เราก็อ่านบน THICKNESS SCALE ที่เขียน 1000/500 ดังนี้เป็นต้น ซึ่งจะได้หน่วยออกมาเป็นฟุต (เมื่ออ่านค่าข้างบน) และเป็นเมตร (เมื่ออ่านค่าจากด้านล่าง)

3.5 กรณีที่ต้องการหาค่าของ THICKNESS ที่อยู่เหนือ 100 เฮกโตปาสคาลขึ้นไปจะต้องต่อ T CURVE มายังระดับ 1000 เฮกโตปาสคาล โดยใช้ STANDARD LAPSE RATE หรือลากมาตาม DRY ADIABAT จนถึงระดับ 1000 เฮกโตปาสคาลก่อน แล้วค่อยหาค่า T ส่วนปลายเส้นของอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ลากมาที่ 100 เฮกโตปาสคาล โดยประมาณเช่นกันแล้วจึงหาค่า W ความคลาดเคลื่อนที่เกิดขึ้นจะมีเพียงเล็กน้อยเท่านั้น ฉะนั้นเมื่อคำนวณค่าออกมา ค่าของ T_v ที่ได้ถือเป็นค่าที่ถูกต้อง

3.6 ในกรณีที่ระดับความกดทั้งสองอยู่ห่างกันมาก การใช้วิธีแบ่งพื้นที่ให้เท่ากันบนเส้นอุณหภูมิ หรืออุณหภูมิจุดน้ำค้าง ย่อมลำบากต่อการพิจารณาว่าเท่ากันหรือไม่ เรามีวิธีเลี่ยงความลำบากและการผิดพลาดด้วยวิธีดังต่อไปนี้

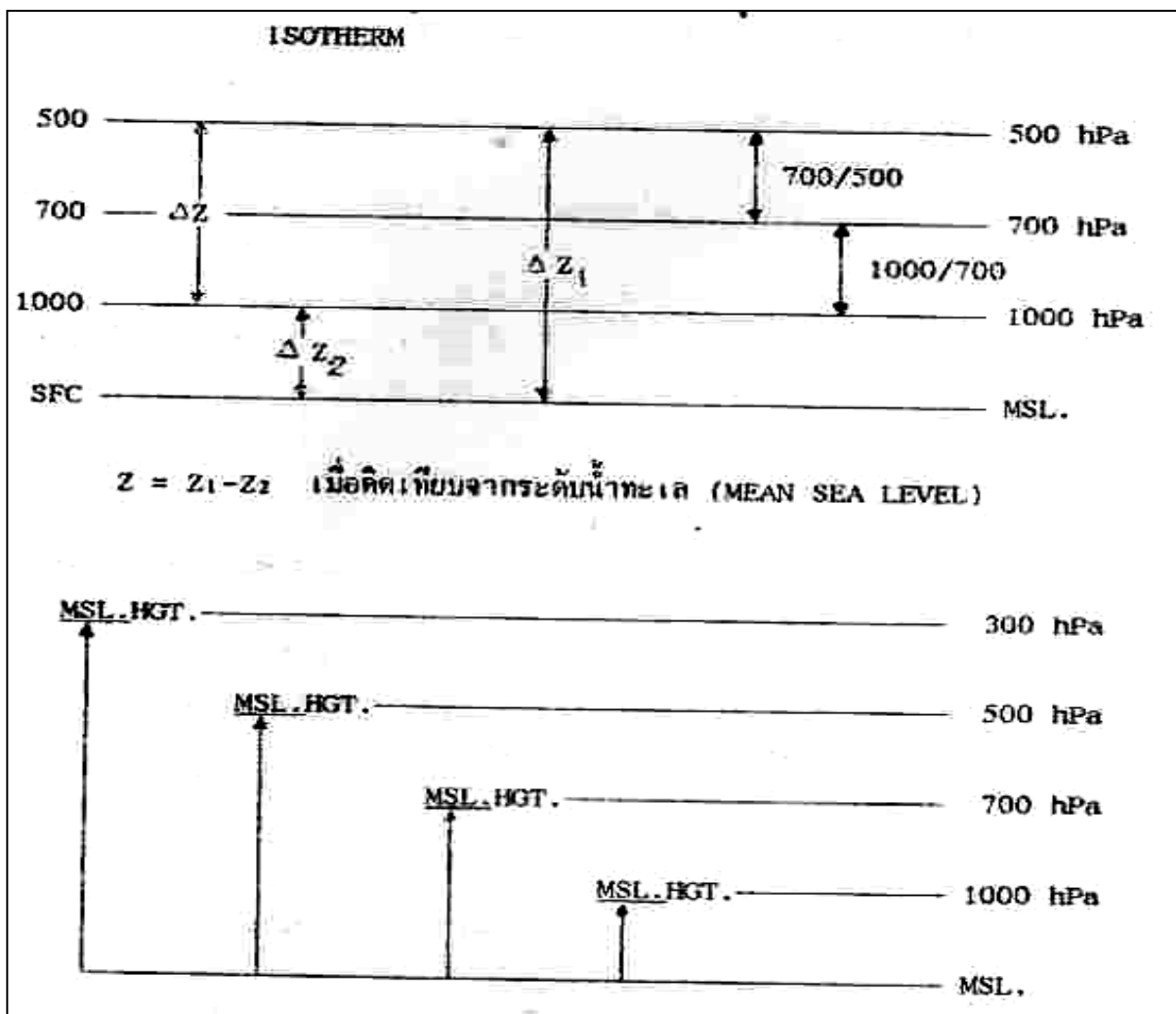
3.6.1 หา T_v CURVE แล้วแบ่ง T_v CURVE ที่หาได้ด้วยเส้นอะไรๆ ก็ได้โดยให้พื้นที่ที่เราแบ่งระหว่างความกดทั้งสองนั้นให้เท่ากันหรือใกล้เคียงกันที่สุด

3.6.2 ค่าของ THICKNESS อ่านได้จากจุดตัดระหว่างเส้นแบ่ง T_v CURVE กับ THICKNESS SCALE บนแผนภูมิ SKEW T. LOG P นั้น



ภาพที่ 33 แสดงการหาค่า THICKNESS

3.6.3 ค่าของอุณหภูมิเฉลี่ย (T) อ่านได้ ณ จุดตัดอันเดียวกัน บนเส้น ISOTHERM



ภาพที่ 34 แสดงการหาค่า THICKNESS

ตัวอย่าง

จาก SOUNDING ที่ 1 ในบทที่ 3 จงคำนวณหาค่า THICKNESS ในช่วง 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสกาล

วิธีทำ จากการหาพื้นที่เท่ากันจะได้

$$T = 17^{\circ}\text{C}$$

$$W = 10.5 \text{ กรัม/กิโลกรัม}$$

$$T_v = T + \frac{W}{6}$$

$$= 17 + \frac{10.5}{6} = 18.8^{\circ}\text{C}$$

อ่านค่าบน THICKNESS SCALE ที่ 1000/700 ณ จุดตัดที่เส้น $T_v = 18.8^{\circ}\text{C}$ อ่านจะได้ค่า 10,010 ฟุต

เพราะฉะนั้น $1000 - 700 \text{ THICKNESS} = \Delta z = 10,010 \text{ ฟุต}$

4. วิธีคำนวณหาความสูงของระดับความกดคงที่ (METHOD OF COMPUTING HEIGHT OF CONSTANT PRESSURE SURFACES)

ในการคำนวณหาความสูงนี้ เราต้องคิดจากระดับน้ำทะเลเสมอ (MEAN SEA LEVEL) แต่ทุกครั้งที่ในการหา เราต้องรู้เสียก่อนว่า ณ ระดับความกดที่ 1000 เฮกโตปาสคาล นั้น มีค่าความสูงจากระดับสถานีเท่าไร ทั้งนี้เพื่อจะได้นำมาเปรียบเทียบกับ และคำนวณว่า ณ ระดับความกดคงที่ 1000 เฮกโตปาสคาล เราหาได้โดยใช้ทฤษฎีของ “NOMOGRAM” ดังจะได้อธิบายต่อไป

4.1 1000 hPa. HEIGHT NOMOGRAM_การหาความสูงของเส้น 1000 เฮกโตปาสคาล จากสถานี ตามระบบของ NOMOGRAM ประกอบไปด้วยส่วนที่สำคัญๆ 3 ส่วนด้วยกันคือ

4.1.1 เส้นมาตราส่วนของอุณหภูมิด้านบนสุดของแผนภูมิ SKEW T. LOG P

4.1.2 เส้นความกดซึ่งอยู่ด้านซ้ายตอนในสุด ติดขอบของแผนภูมิ SKEW T. LOG P

4.1.3 เส้นความสูงอยู่ด้านซ้าย ริมนอกของแผนภูมิ SKEW T. LOG P

ทั้ง 3 เส้นที่กล่าวมาแล้วจะมีเลขกำกับ บอกค่าของหน่วยต่างกันกล่าวคือ

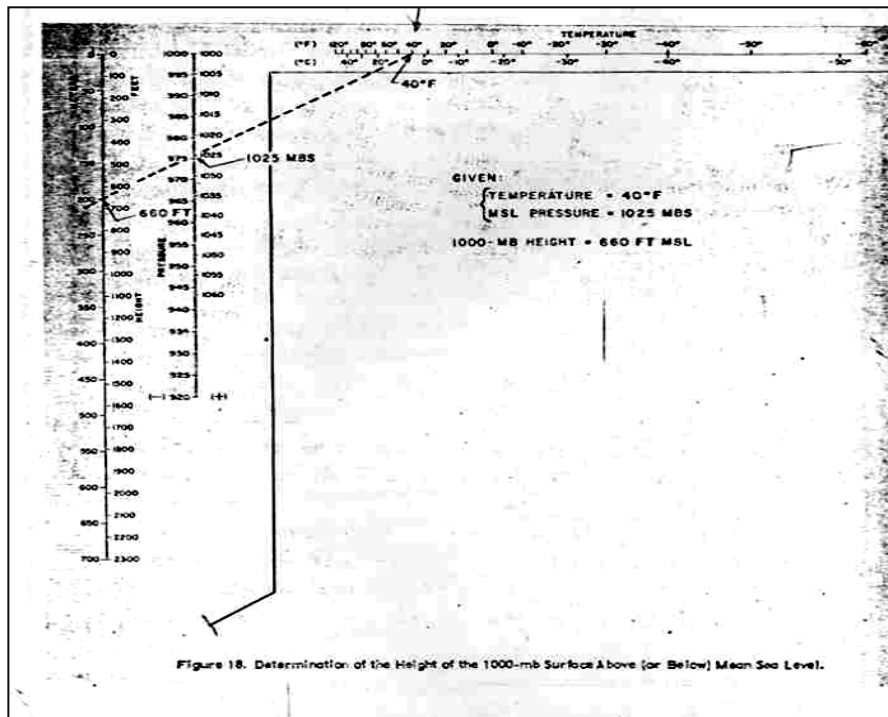
เส้นอุณหภูมิ ตอนบน มีเลขกำกับบอกค่าอุณหภูมิ เป็นองศาฟาเรนไฮต์ ตอนล่าง เป็นองศาเซลเซียส

เส้นความกดทั้งสองด้าน มีหน่วยเป็นเฮกโตปาสคาล ผิดกันแต่ว่า ด้านซ้ายเป็นลบ และด้านขวาเป็นบวก

เส้นความสูง ด้านขวามีหน่วยเป็นฟุต และด้านซ้ายเป็นเมตร

4.2 วิธีหาความสูง ที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสคาล เมื่อเทียบกับระดับของสถานี

4.2.1 ลากเส้นอุณหภูมิผิวพื้น (SURFACE TEMPERATURE) จาก TEMPERATURE SCALE ตอนบนสุดของแผนภูมิ SKEW T. LOG P ไปยัง PRESSURE SCALE (ริมขวาด้านใน) ให้ตรงกับความกดที่ สถานีนั้น (STATION PRESSURE) ต่อเส้นเลยไประหว่างเส้นทั้งสอง ไปตัดกับเส้นความสูงริมนอก อ่านค่าความสูงตรงรอยตัดบนเส้นความสูงนั้น ค่าที่ได้จะเป็นความสูงของเส้นความกด 1000 เฮกโตปาสคาล เมื่อ เทียบกับระดับของสถานี (ดังภาพที่ 35)



ภาพที่ 35 แสดงการหาค่าความสูงที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล

4.2.2 ถ้าความกดที่สถานีด่ำกว่า 1000 เฮกโตปาสกาล ดังนั้นระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล จะต่ำกว่าระดับของสถานี ถ้าความกดที่สถานีสูงกว่า 1000 เฮกโตปาสกาล ระดับของ 1000 เฮกโตปาสกาล จะอยู่สูงกว่าระดับของสถานี

4.2.3 ค่าของความสูงที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล ที่หาได้ เมื่อเทียบกับระดับของสถานีนำไปคำนวณเพื่อหาความสูงทั้งหมดที่ต้องการ เราต้องพิจารณาให้ถี่ว่า ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล อยู่สูงกว่าระดับสถานีหรือต่ำกว่าระดับสถานี ถ้าอยู่สูงกว่าระดับสถานี เวลาคำนวณหาความสูง ค่าความสูง 1000 เฮกโตปาสกาล ที่หาได้จะมีค่าเป็นบวก ถ้าอยู่ต่ำกว่าระดับสถานี ค่าความสูง 1000 เฮกโตปาสกาล ที่หาได้ จะมีค่าเป็นลบ ทั้งนี้เพื่อป้องกันความผิดพลาด ซึ่งอาจเกิดขึ้นได้ในการคำนวณค่าความสูง จึงขอแนะนำให้ค่อยๆ อ่านโจทย์แล้วพิจารณาให้ดี และประการสำคัญควรจะวาดรูปประกอบ ซึ่งจะช่วยให้การคำนวณง่ายเข้า และมีโอกาสผิดพลาดน้อยมาก

4.2.4 หลักเกณฑ์ในการคำนวณหาความสูงอย่างง่าย

$$\text{HGT.MSL} = \Delta z + \text{STATION ELEVATION} \pm 1000 \text{ hPa.ht. from surface}$$

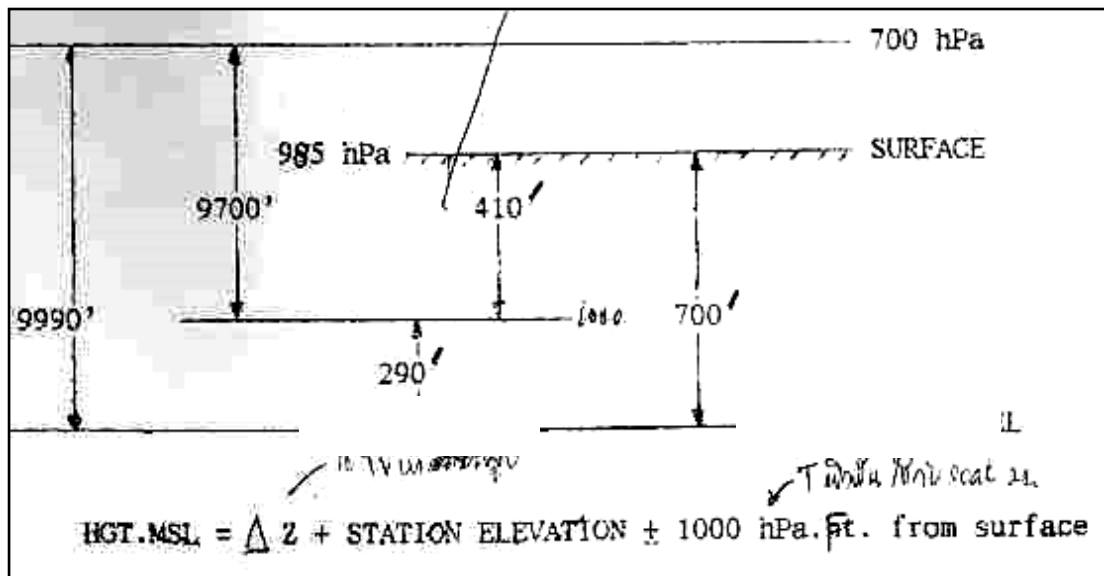
ตัวอย่างที่ 1

สถานีตรวจอากาศอยู่เหนือระดับน้ำทะเล 700 ฟุต อุณหภูมิของสถานี 50°F ความกดของสถานีเท่ากับ 985 เฮกโตปาสกาล จงหาความสูงที่ระดับ 700 เฮกโตปาสกาล

วิธีทำ ระดับ 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสกาล หาค่า T_v^- ได้ เท่ากับ 9.8°C

ระดับ 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสกาล ค่าของ THICKNESS = 9,700 ฟุต

จาก NOMOGRAM (ณ อุณหภูมิ 50°F ความกด 985 เฮกโตปาสกาล) ได้ความสูงเทียบกับระดับของสถานีเท่ากับ 410 ฟุต และระดับของ 1000 เฮกโตปาสกาล อยู่ใต้ระดับของสถานี (เพราะสถานีอยู่ ณ ความกด 985 เฮกโตปาสกาล) ฉะนั้น เวลาแทนค่าความสูง 1000 เฮกโตปาสกาล เทียบกับระดับของสถานีจึงมีค่าเป็น ลบ



ภาพที่ 36 แสดงการหาค่าความสูงที่ระดับ 700 เฮกโตปาสกาล

เพราะฉะนั้น ความสูงที่ระดับ 700 เฮกโตปาสกาล เทียบกับระดับน้ำทะเล

$$= 9,700 + 700 - 410 = 9,990 \text{ ฟุต}$$

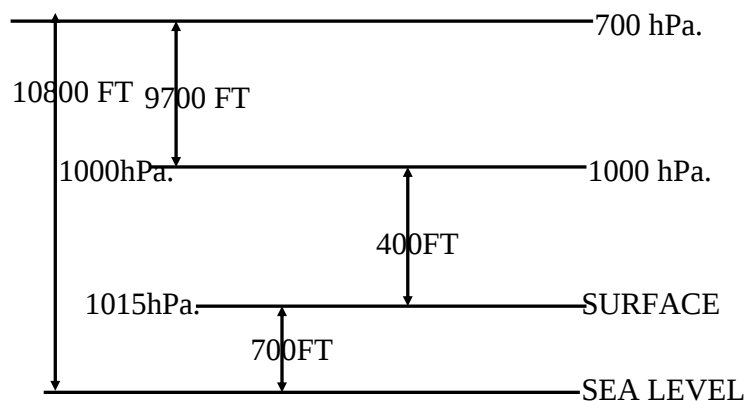
ความสูง ณ ระดับ 700 เฮกโตปาสกาล เท่ากับ 9,990 ฟุต เหนือระดับน้ำทะเล

ตัวอย่างที่ 2

สถานีตรวจอากาศแห่งหนึ่ง ตั้งอยู่ที่ระดับ 700 ฟุต เหนือระดับน้ำทะเล อุณหภูมิของสถานี 50°F ความกดที่สถานี 1015 เฮกโตปาสกาล จงหาค่าความสูงที่ระดับ 700 เฮกโตปาสกาล

วิธีทำ ระดับ 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสกาล หาค่า T_v ได้ เท่ากับ $= 9.8^{\circ}\text{C}$

ระดับ 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสกาล ค่าของ THICK NESS = 9700 ฟุต



ภาพที่ 37 แสดงการหาค่าความสูงที่ระดับ 700 เฮกโตปาสกาล

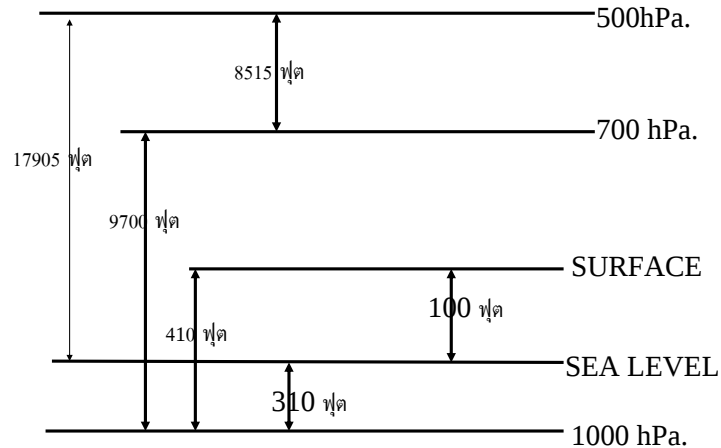
ความสูง 1000 เฮกโตปาสกาล เมื่อเทียบกับสถานี หาได้ 400 ฟุต เหนือสถานีและจากโจทย์สถานีอยู่เหนือ MSL. 700 ฟุต

$$HGT.MSL = \Delta z + STATION ELEVATION \pm 1000 \text{ hPa.ht. from surface}$$

เพราะฉะนั้น ความสูงที่ระดับ 700 เฮกโตปาสกาล จากระดับน้ำทะเล
 $= 9,700 + 400 + 710 = 10,800$ ฟุต เหนือระดับน้ำทะเล

ตัวอย่างที่ 3

สถานีอยู่เหนือระดับน้ำทะเล 100 ฟุต อุณหภูมิที่ผิวพื้น 50°C ความกดที่สถานี 985 เฮกโตปาสกาล จงหาความสูงที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล



ภาพที่ 38 แสดงการหาค่าความสูงที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล

ที่ระดับ 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสกาล หาค่า T_v^- ได้	=	9.8°C
ฉะนั้น ระดับ 1000 ถึง 700 เฮกโตปาสกาล ค่าของ THICKNESS	=	9,700 ฟุต
ระดับ 700 ถึง 500 เฮกโตปาสกาล ค่าของ THICKNESS	=	8,515 ฟุต
ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล อยู่ต่ำจากสถานี	=	410 ฟุต
แต่สถานีอยู่เหนือระดับน้ำทะเล	=	100 ฟุต
ฉะนั้น ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล จะอยู่ต่ำจากระดับน้ำทะเล	=	$-410+100 = -310$ ฟุต
	=	

ความสูง 500 เฮกโตปาสกาล เทียบกับระดับน้ำทะเล

$$= \Delta z + \text{STATION ELEVATION} \pm \text{ความสูงที่ 1000 เฮกโตปาสกาล เทียบกับสถานี}$$

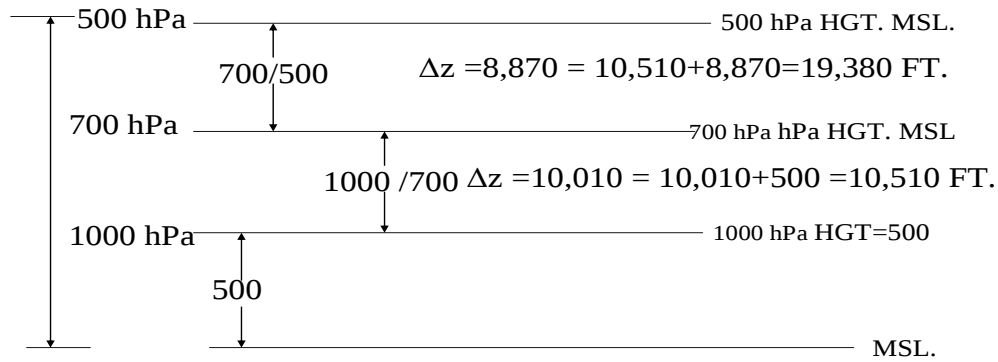
เพราะฉะนั้น ความสูง ณ 500 เฮกโตปาสกาล

$$= 8,880 + 9,700 - 310$$

$$= 18,270 \text{ ฟุต เหนือระดับน้ำทะเล}$$

ตัวอย่างที่ 4

จาก SOUNDING ที่ 1 ในบทที่ 3 จงหาความสูงที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล



ภาพที่ 39 แสดงการหาค่าความสูงที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล

สถานีอยู่ที่ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล และอยู่ห่างจากระดับน้ำทะเล 500 ฟุต

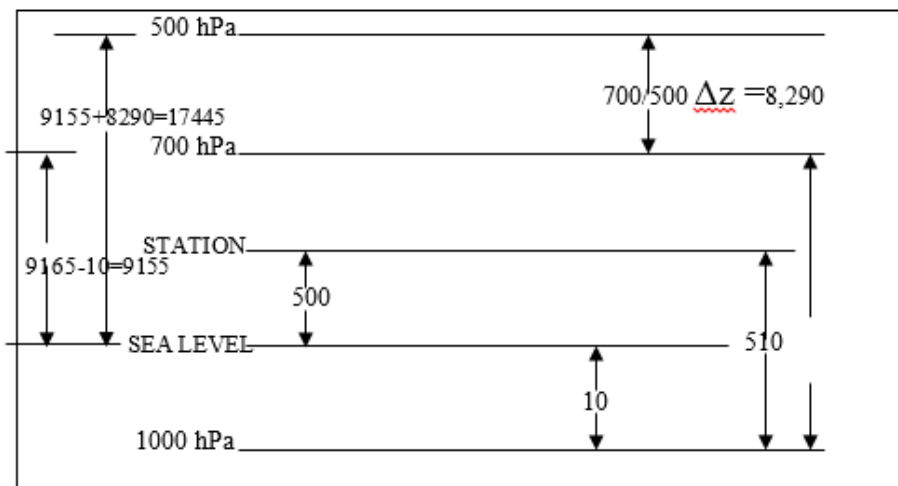
จากระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล ถึง 700 เฮกโตปาสกาล ได้ค่า THICKNESS = 10,010 ฟุต

จากระดับ 700 เฮกโตปาสกาล ถึง 500 เฮกโตปาสกาล ได้ค่า THICKNESS = 8,870 ฟุต

ดังนั้น ความสูงที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล จากระดับน้ำทะเล = $10,010 + 8,870 + 500$

= 19,380 ฟุต

ตัวอย่างที่ 5 จากSOUNDING ที่ 2 ในบทที่ 3 จงหาความสูงที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล



ภาพที่ 40 แสดงการหาค่าความสูงที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล

ระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล อยู่ต่ำจากสถานี = 510 ฟุต

แต่สถานีอยู่สูงกว่าระดับน้ำทะเล = 500 ฟุต

ดังนั้น ระดับน้ำทะเลอยู่สูงจากระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล = 10 ฟุต

ระดับ 1000/700 เฮกโตปาสกาล ค่าของ Δz = 9,165 ฟุต

ระดับ 700/500 เฮกโตปาสกาล ค่าของ Δz = 8,290 ฟุต

ดังนั้น ความสูงที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล = $9,165 + 8,290 - 10$

= 17,445 ฟุต

บทที่ 7

การใช้ค่าแทนการทรงตัวของอากาศ

1. SHOWALTER STABILITY INDEX (SSI)

หมายถึง การวัดผลของก้อนอากาศที่อยู่ในภาวะทรงตัว (STABLE) ซึ่งได้มาจากการยกตัวของอากาศ ตั้งแต่ระดับ 850 เฮกโตпасกาล ถึงระดับ 500 เฮกโตпасกาล

การหาค่า SSI

จาก SOUNDING ที่กำหนดให้

1. หาค่า LCL ที่ระดับ 850 เฮกโตпасกาล
2. จากจุด LCL ที่หาได้ ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับ 500 เฮกโตпасกาล กำหนดค่าด้วย T'
3. หาผลต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศ (T) กับอุณหภูมิจากเส้นที่ลากไปตาม MOIST ADIABATS (T') ที่ระดับ 500 เฮกโตпасกาล นั้น ผลต่างของอุณหภูมิที่หาได้ ณ ระดับ 500 เฮกโตпасกาล นี้คือค่าของ SSI นั้น คือค่าของ SHOWALTER STABILITY INDEX (SSI) = $T_{500} - T'_{500}$
4. นำค่าของ SSI ที่หาได้ ไปดูตารางค่าของ SSI เพื่อจะได้ทราบความหมายและใช้ประกอบในการพยากรณ์ (ดูในข้อ 6)
5. ข้อสังเกตที่ควรทราบ และแก้ไขข้อผิดพลาดในเรื่องเครื่องหมายของค่า SSI คือ ถ้าค่าของ T' ณ ระดับ 500 เฮกโตпасกาลอยู่ด้านหลัง (ข้างซ้าย) ของ T CURVE ค่าของ SSI จะมีค่าเป็นบวก (+) เสมอ ถ้าค่าของ T' อยู่ด้านหน้า (ทางขวา) ของ T CURVE ค่า SSI จะมีค่าเป็นลบ (-) เสมอ
6. การแปลความหมายของ SSI เพื่อใช้ในการพยากรณ์
 - 6.1 ถ้า SSI มีค่า +3 หรือน้อยกว่า หมายความว่า จะเกิดฝนหรือพายุฝนฟ้าคะนองในพื้นที่ได้ (มากกว่า 3 อากาศทรงตัว)
 - 6.2 ถ้า SSI มีค่า +1 ถึง -2 หมายความว่า จะเกิดพายุฝนฟ้าคะนองเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว
 - 6.3 ถ้า SSI มีค่า -3 หรือน้อยกว่า หมายความว่า จะเกิดพายุฟ้าคะนองอย่างรุนแรง
 - 6.4 ถ้า SSI มีค่าต่ำกว่า -6 หมายความว่า อาจเกิด TORNADO ขึ้นได้

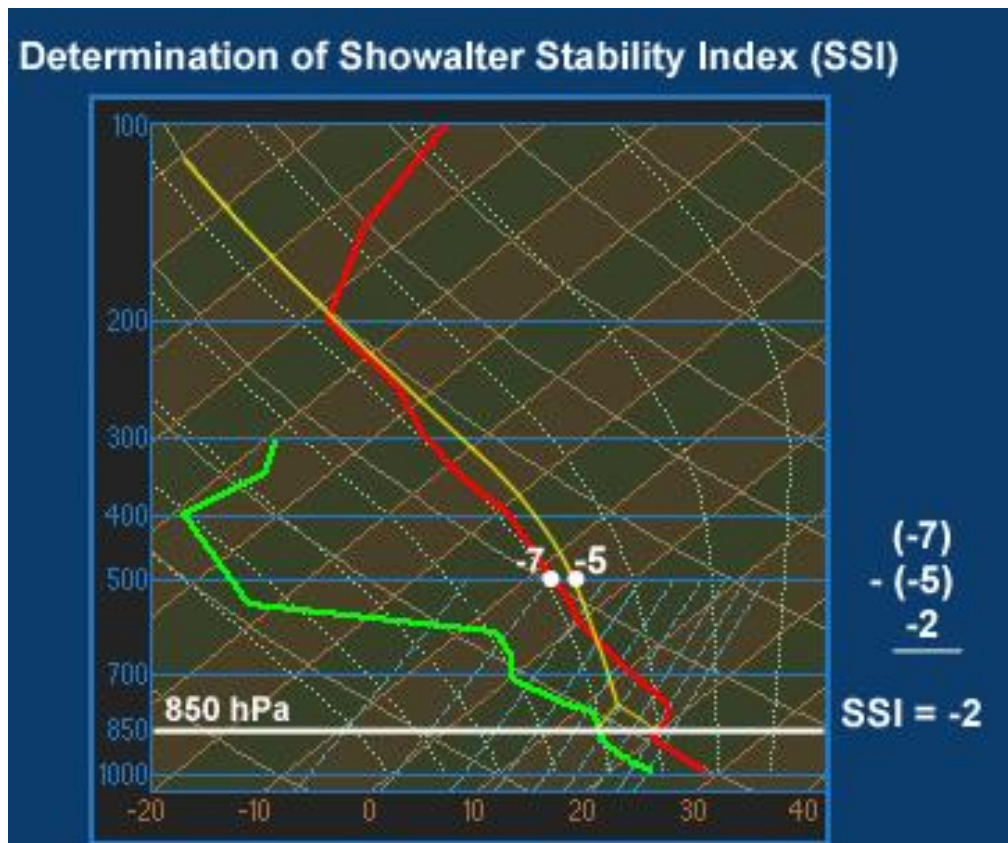
ตารางที่ 7 SHOWALTER STABILITY INDEX (SSI)

SHOWALTER INDEX (SI)	Thunderstorm Indications
3 to 1	Thunderstorm possible - - strong trigger needed
0 to -3	Unstable - - thunderstorms probable
-4 to -6	Very unstable - - good heavy thunderstorm potential
Less Than -6	Extremely unstable - - good strong thunderstorm potential

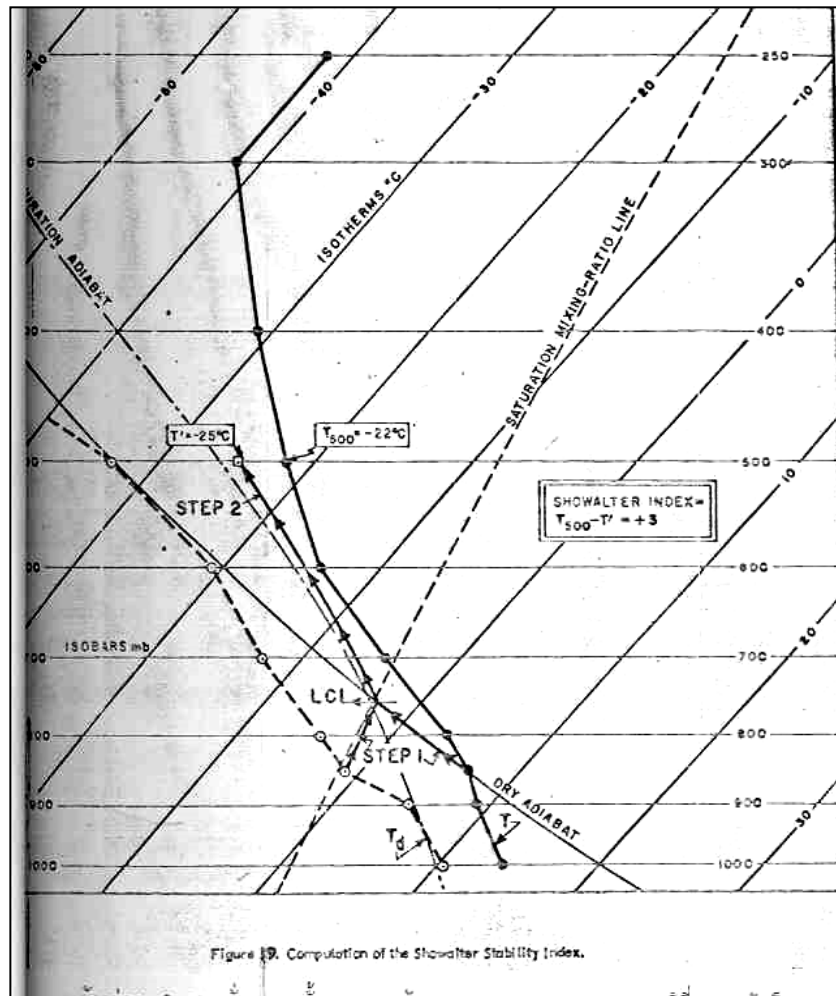
ตารางที่ 8 SHOWALTER STABILITY INDEX (SSI)

SSI Value	Event
+3 to +1	Rain showers, some thundershowers
+1 to -2	Thundershowers
-3 to -6	Severe thunderstorms

Less Than -6	Severe thunderstorms, possible tornadoes
--------------	--



ภาพที่ 41 การหาค่า SSI



ภาพที่ 42 การหาค่า SSI

ตัวอย่าง

ในการหยั่งอากาศชั้นบน ณ ระดับ 850 เฮกโตпасกาล อุณหภูมิที่ตรวจได้เป็น 16°C อุณหภูมิจุดน้ำค้าง 8.2°C และ ณ ระดับ 500 เฮกโตпасกาล ตรวจอุณหภูมิได้ -15°C จงหาค่าของ SSI

วิธีทำ ณ ระดับ 500 เฮกโตпасกาล

$$\text{ค่า } T = 16^{\circ}\text{C} \quad T_d = 8.2^{\circ}\text{C}$$

หาค่า LCL ได้ที่ระดับ 755 เฮกโตпасกาล

จากจุด LCL ลากไปตาม MOIST ADIABATS ถึงระดับ 500 เฮกโตпасกาล

$$\text{จะได้} \quad T'_{500} = -13^{\circ}\text{C}$$

$$\text{SSI} = T_{500} - T'_{500}$$

$$= -15 - (-13)$$

$$= -2$$

$$\text{ดังนั้น} \quad \text{SSI มีค่า} = -2$$

2. THE SEVERE WEATHER WARNING CENTER INDEX; SWWCI (FAWBUSH MILLER INDEX; FMI)

หมายถึง การหาความทรงตัวของก้อนอากาศหนึ่ง จากระดับผิวพื้น (ระดับต่ำสุดถึงระดับสูงสุดที่ยังมีความชื้นอยู่ (MOIST LAYER)

ก่อนที่จะหาค่าของ SWWCI นั้น เรามาทำความเข้าใจถึงระดับความชื้นก่อนว่า เราจะมีวิธีพิจารณาอย่างไร

2.1 ระดับความชื้น (MOIST LAYER) หมายถึง ระดับที่ค่าของอุณหภูมิ และอุณหภูมิจุดน้ำค้างแตกต่างกันไม่เกิน 6 องศาเซลเซียส

2.2 ระดับสูงสุด หรือยอดของระดับความชื้น (TOP OF THE SURFACE OF MOIST LAYER) หมายถึง ระดับที่อุณหภูมิและอุณหภูมิจุดน้ำค้างแตกต่างกัน 6 องศาเซลเซียสพอดี (เหนือจากระดับนี้ขึ้นไปค่าความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิ และอุณหภูมิจุดน้ำค้างมากกว่า 6 องศาเซลเซียส) ระดับนี้คือ TOP OF MOIST LAYER

2.3 ในกรณีที่ชั้นของความชื้นที่หาได้ อยู่ภายในระดับ 6,000 ฟุต ให้ถือชั้นนั้นเป็นชั้นความชื้นที่จะใช้คำนวณได้ทันที

2.4 ถ้าชั้นความชื้นที่หาได้ มียอดของชั้นความชื้นอยู่สูงกว่า 6,000 ฟุต ขึ้นไป เราพิจารณาใช้ชั้นความชื้นตั้งแต่ระดับต่ำสุดหรือระดับผิวพื้น และนับขึ้นไป 150 เฮกโตปาสคาล แล้วให้ถือระดับที่หาได้นั้น เป็นระดับของยอดของชั้นความชื้น

2.5 การหาค่า SWWCI จาก SOUNDING ที่กำหนดให้

2.5.1 ทหาระดับสูงสุดของชั้นความชื้น (ดังได้อธิบายการหาไว้ตอนบน)

2.5.2 หาค่า WET BULB CURVE (T_w)

2.5.3 บนเส้น T_w CURVE ใช้หลักเกณฑ์การแบ่งพื้นที่ไปตามเส้นอุณหภูมิ แต่ให้พื้นที่ที่ได้จากการแบ่งเท่ากัน หรือใกล้เคียงที่สุด

2.5.4 ณ จุดตัดบนเส้น T_w CURVE ที่ได้จากการหาพื้นที่เท่า ลากเส้นขนาน หรือไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับ 500 เฮกโตปาสคาล

2.5.5 หาค่าแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศที่ได้จากการตรวจ (T) และอุณหภูมิที่ได้นิยาม (T') ณ ระดับ 500 เฮกโตปาสคาล ว่าแตกต่างกันเท่าไร

2.5.6 ค่าแตกต่างระหว่าง T และ T' ณ ระดับ 500 เฮกโตปาสคาล ก็คือค่าของ SWWCI นั้นเอง

2.5.7 นำค่าของ SWWCI ที่หาได้ ไปดูจากค่าของ SWWCI เพื่อจะได้รู้ความหมายของ SWWCI ที่หาได้

2.5.8 ข้อสังเกตเพื่อแก้ไขข้อผิดพลาดอันอาจเกิดขึ้นได้ ให้สังเกตว่า CURVE ที่ลากจากจุดแบ่งพื้นที่เท่าไปยังระดับ 500 เฮกโตปาสคาล นั้นอยู่ด้านหลัง (ซ้าย) ของ T CURVE ค่าของ SWWCI จะมีค่าเป็นบวก (+) เสมอ ถ้าอยู่ด้านหน้า (ขวา) ของ T CURVE ค่าของ SWWCI จะมีค่าเป็นลบ (-) เสมอ

หมายเหตุ ในการหาค่าของ SWWCI นี้จะหาได้เฉพาะในกรณีที่มี MOIST LAYER เท่านั้น ถ้าไม่มี MOIST LAYER เราไม่สามารถหาค่าของ SWWCI ได้

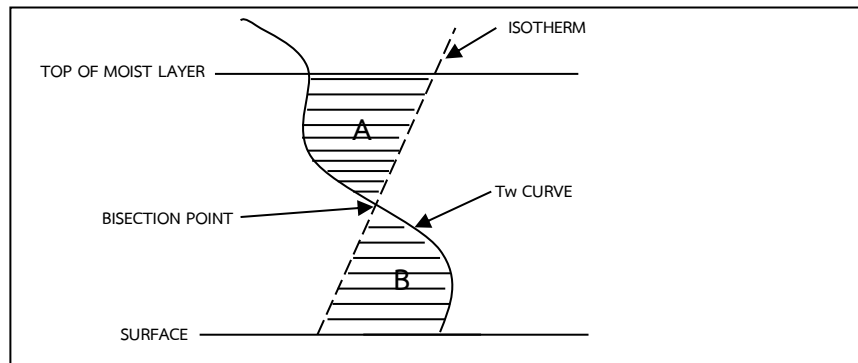
2.6 ตารางค่าของ SWWCI หรือ FMI เพื่อประกอบการพยากรณ์

2.6.1 ถ้าค่าของ SWWCI มีค่ามากกว่า +1 หมายถึงอากาศอยู่ในภาวะทรงตัว (STABLE)

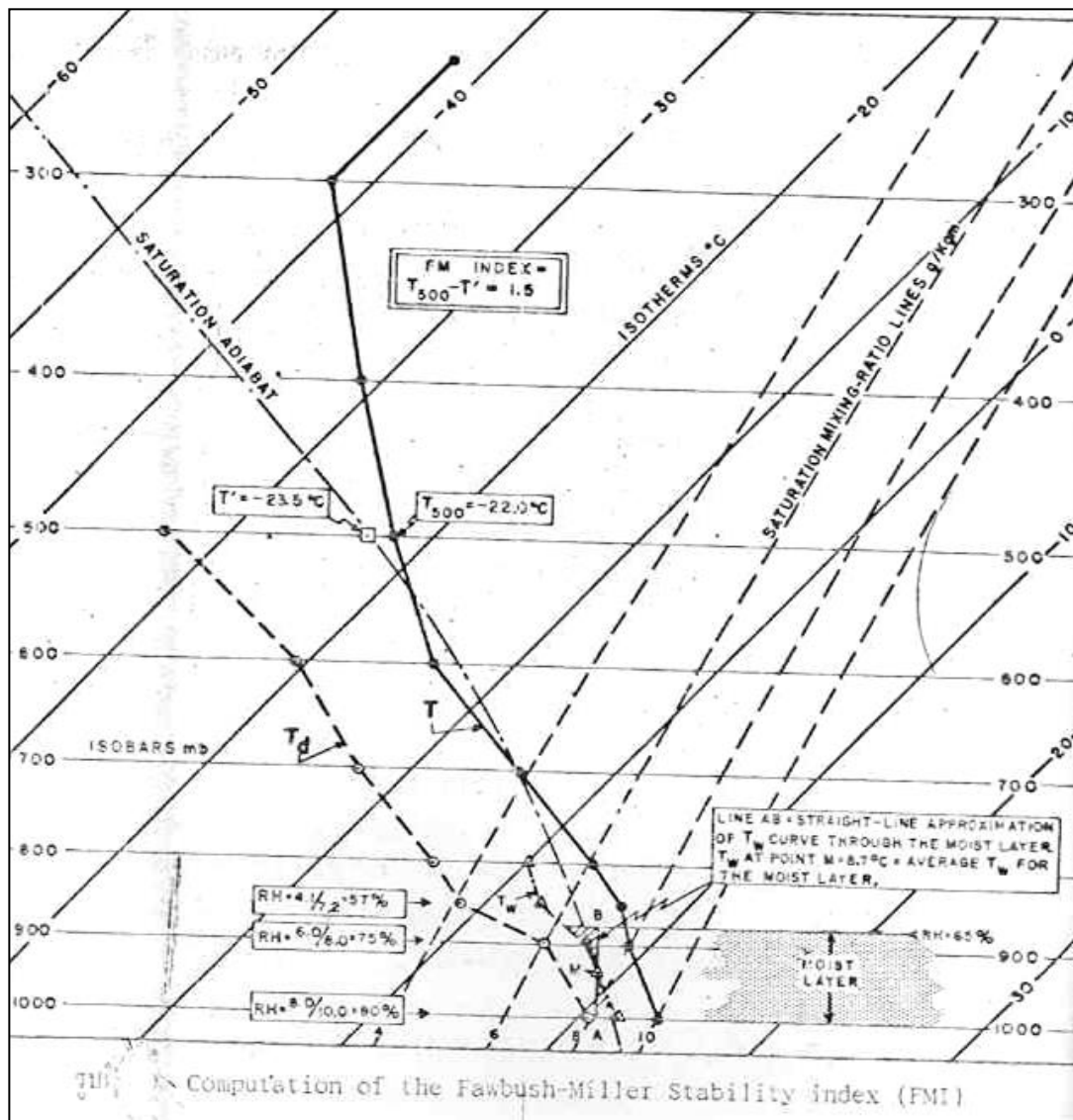
2.6.2 ถ้าค่าของ SWWCI มีค่าระหว่าง 0 ถึง -2 หมายถึง อากาศอยู่ในภาวะไม่ทรงตัวเล็กน้อย (SLIGHTLY UNSTABLE)

2.6.3 ถ้าค่าของ SWWCI มีค่าระหว่าง -2 ถึง -6 หมายถึง อากาศอยู่ในภาวะไม่ทรงตัวปานกลาง (MODERATELY UNSTABLE)

2.6.4 ถ้าค่าของ SWWCI มีค่าต่ำกว่า -6 หมายถึง อากาศอยู่ในภาวะไม่ทรงตัวอย่างมาก
หมายเหตุ จากการหาค่า SSI หรือ SWWCI แล้ว จะเห็นว่าค่าทั้งสองนี้มีความสัมพันธ์และคล้อยตามกัน ผิดกันอยู่แต่กรรมวิธีในการหา ซึ่งค่าของ SWWCI ต้องใช้ MOIST LAYER เข้ามาเกี่ยวข้อง แต่การหา SSI ไม่ต้องใช้ อีกประการหนึ่งที่แตกต่างกันก็คือ ความหมายของค่าที่ได้นั้นแตกต่างกัน แต่จะอย่างไรก็ตามทั้งสองค่านี้จะมี ความสัมพันธ์ และคล้อยตามกันเสมอ แต่ที่นิยมใช้กันคือ การหาค่า SSI ทั้งนี้เนื่องจากสะดวกกว่าและมีโอกาสผิดพลาดน้อย



ภาพที่ 43 ภาพแสดงการแบ่งพื้นที่ตามเส้น ISOTHERM



ภาพที่ 44 Computation of the Fawbush – Miller Stability index (FMI)

ตารางที่ 9 ตัวอย่าง จากการหยั่งอากาศชั้นบน ได้ค่า ณ ระดับต่างๆ ดังนี้

P	T	Td
1000	-2°C	-5°C
950	-7°C	-13°C
850	-10°C	-25°C
500	-35.7°C	-

จงหาค่าของ SWWCi หรือ FMI จะมีค่าเท่าไร

วิธีทำ

1. จากการหยั่งอากาศชั้นบน ค่าที่ได้นั้น เรานำมา PLOT ในแผนภูมิ SKEW T. LOG P
2. หา TOP PF MOIST LATER
3. หา Tw CURVE

4. แบ่ง Tw CURVE ให้ได้พื้นที่เท่าๆ กันสองพื้นที่ ไปตามเส้นอุณหภูมิเท่า จากการหาในแผนภูมิ SKEW T. LOG P เราได้จุดตัดอยู่ที่รับ 949 เฮกโตปาสคาล ด้วยเส้นอุณหภูมิเท่า -6 องศาเซลเซียส
5. จากจุดตัดลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS ถึงระดับ 500 เฮกโตปาสคาล
6. อ่านค่าอุณหภูมิที่รอยตัดระหว่าง CURVE ใหม่ที่ ณ ระดับ 500 เฮกโตปาสคาล ได้ค่าอุณหภูมิ (T') เท่ากับ -45.7 องศาเซลเซียส
7. อุณหภูมิของ T CURVE ที่ 500 เฮกโตปาสคาล (T500) เท่ากับ -35.7 องศาเซลเซียส
8. หาค่าแตกต่างระหว่างอุณหภูมิ T CURVE กับอุณหภูมิใหม่ จะได้ค่าของ SWWCI หรือ FMI ตามต้องการ

$$\begin{aligned}
 \text{SWWCI} &= T500 - T' 500 \\
 &= (-35.7) - (-45.7) \\
 &= +10
 \end{aligned}$$

ดังนั้น ค่าของ SWWCI หรือ FMI มีค่า +10

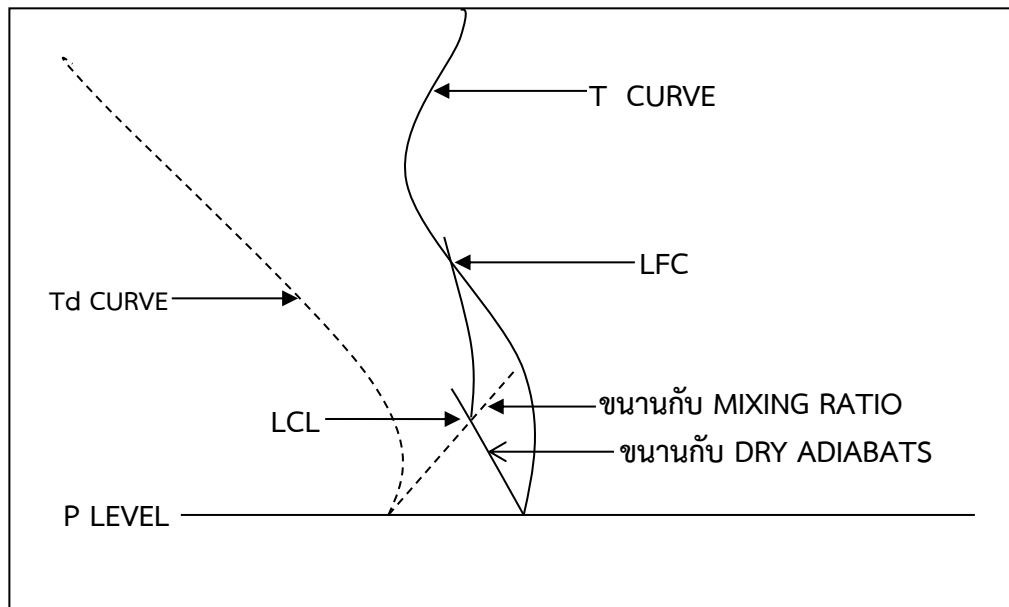
3. THE LEVEL OF FREE CONVECTION (LFC)

หมายถึง ระดับที่ก้อนอากาศสามารถลอยตัวขึ้นได้โดยอิสระโดยไม่ต้องมีแรงยกตัวใดๆ มาช่วยในการตรวจอากาศทุกๆ ครั้งค่าของ LFC ไม่จำเป็นจะต้องเกิดขึ้น หรือไม่แน่ว่าจะมีเสมอไป

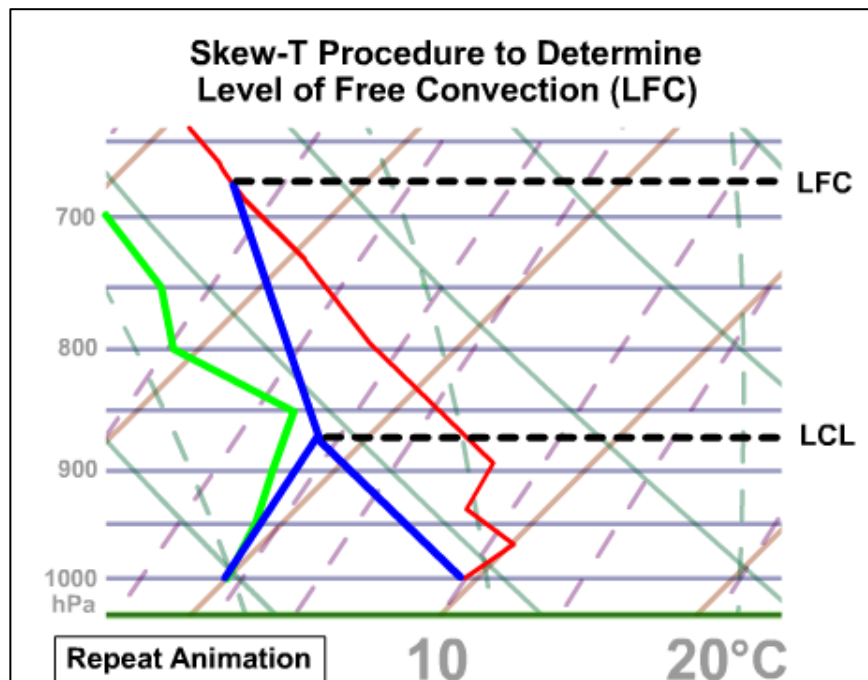
การหาค่าของ LFC ในการหาค่า LFC นั้น เรามีวิธีในการหาจากแผนภูมิ SKEW T. LOG P ได้ 2 วิธีด้วยกัน คือ

1. การหา LFC ด้วยระบบ PARCEL METHOD

- หาจุด LCL
- จากจุด LCL ที่หาได้ ลากเส้นให้ขนานไปตาม MOIST ADIABATS จนตัดกับอุณหภูมิของอากาศแห้ง (T CURVE)
- ที่จุดตัด คือจุด LCL ที่ต้องการทราบ
- อ่านค่าความกด ณ ระดับที่ผ่านจุด LFC ได้ค่าออกมาเป็นเฮกโตปาสคาล



ภาพที่ 45 การหาจุด LFC ด้วยวิธี PARCEL METHOD

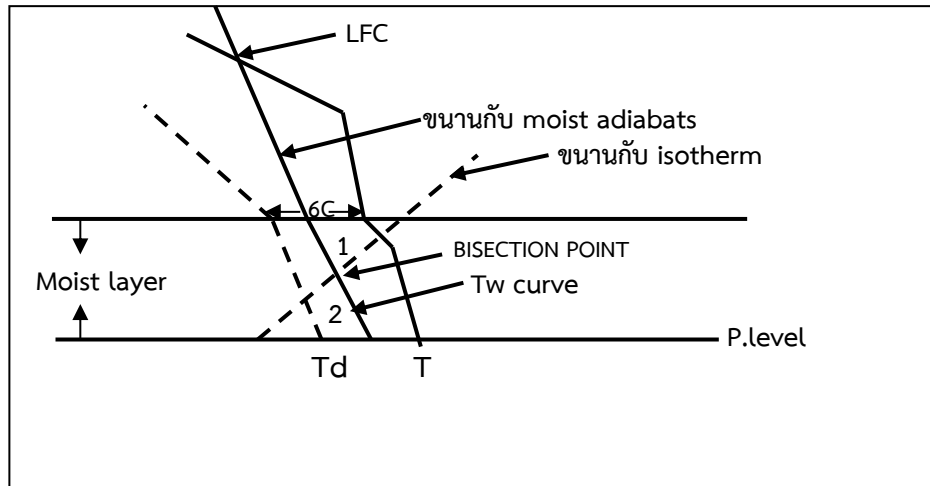


ภาพที่ 46 การหาจุด LFC ด้วยวิธี PARCEL METHOD

2. การหา LFC ด้วยวิธี MOIST LAYER METHOD

- หา MOIST LAYER คือชั้นระหว่างพื้นดิน ถึงระดับที่อุณหภูมิกับอุณหภูมิจุดน้ำค้างต่างกัน 6°C ถ้าสูงเกิน 6000 ฟุต ให้เริ่มจากระดับต่ำสุดขึ้นไปเพียง 150 เฮกโตปาสคาล
- หา WET BULB ของแต่ละจุดจากผิวพื้นจนถึงระดับที่เป็น MOIST LAYER แล้วต่อจุด WET BULB นั้น เราจะได้ WET BULB CURVE
- แบ่งพื้นที่ให้เท่ากันบน WET BULB CURVE ไปตามเส้นอุณหภูมิเท่า
- จากจุดตัดบนเส้น WET BULB CURVE ลากเส้นขึ้นไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งไปตัดกับเส้น T CURVE จุดที่ได้จุดแรกก็คือ LFC ที่ต้องการหา

- อ่านค่าระดับความสูงตามแนวนอนบนเส้นความกดอากาศเท่าจะได้ระดับของ LFC ที่หาได้ มีหน่วยเป็นเฮกโตปาสกาล



ภาพที่ 47 แสดงการหาจุด LFC ด้วยวิธี MOIST LAYER METHOD

ตารางที่ 10 ตัวอย่าง จากการหยั่งอากาศชั้นบน ถ้าเราได้ค่า ณ ระดับต่างๆ ดังนี้

P	T	Td
1000	20°C	15°C
900	13°C	7°C
750	0°C	-27°C

จงหาค่าของ LFC ด้วยวิธี MOIST LAYER METHOD ว่าอยู่ ณ ระดับใด

วิธีทำ 1. หา MOIST LAYER ได้ที่ระดับ 900 เฮกโตปาสกาล

2. หา WET BULB CURVE ในระดับ MOIST LAYER

3. หาพื้นที่บน WET BULB CURVE ตามเส้นอุณหภูมิเท่าๆ จะได้จุดตัดอยู่ ณ ระดับ 950 เฮกโตปาสกาล บนเส้นอุณหภูมิเท่าๆ ประมาณ 13.4 องศาเซลเซียส

4. จากจุดตัดบนเส้น WET BULB CURVE ลากเส้นไปตามเส้น MOIST ADIABATS จนกระทั่งตัดกับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) ณ จุดแรก คือที่ระดับ 840 เฮกโตปาสกาล

นั่นคือ LFC อยู่ที่ระดับ 840 เฮกโตปาสกาล

หมายเหตุ ในการหาค่า LFC ทั้งสองวิธี ดังที่กล่าวมาแล้วข้างต้น เราสามารถนำมาใช้ได้ทั้ง 2 วิธี ผลลัพธ์ที่ได้ ออกมานั้นจะมีค่าใกล้เคียงกันมาก ซึ่งอนุโลมให้ใช้ได้ทั้ง 2 วิธี แต่มีข้อที่ควรจะต้องรู้เกี่ยวกับวิธีหนึ่ง คือการหาด้วยวิธี MOIST LAYER METHOD นั้น หาได้เฉพาะกรณีที่มี MOIST LAYER เท่านั้น สำหรับวิธีที่หาด้วย PARCEL METHOD เราสามารถหาได้ทุกกรณี ด้วยเหตุนี้ในการหาค่า LFC เราจึงนิยมหาด้วยวิธี PARCEL METHOD

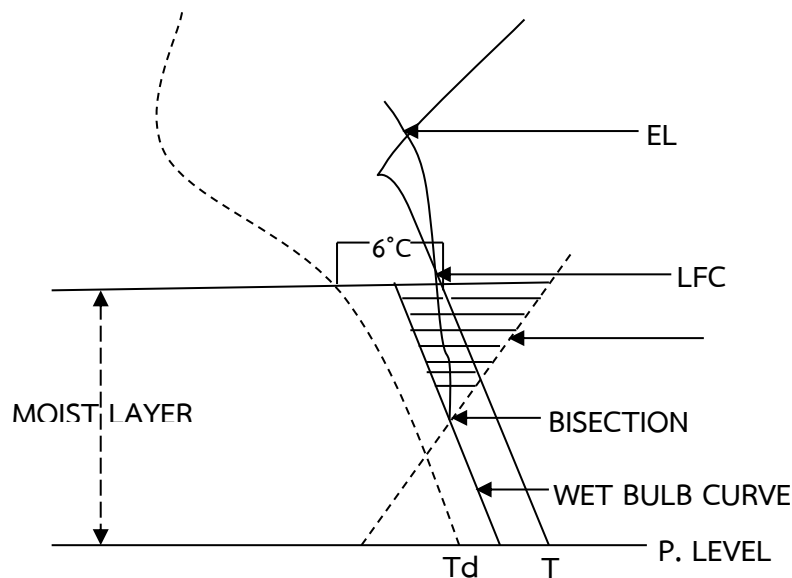
4. EQUILIBRIUM LEVEL (EL)

หมายถึง ระดับที่ก้อนอากาศอยู่ในภาวะสมดุลย์ (EQUILIBRIUM) กับอากาศโดยรอบอีกครั้งหรือก็คือระดับยอดของ CONVECTIVE CLOUD นั่นเอง ณ ระดับนี้อุณหภูมิของก้อนอากาศจะเท่ากับอุณหภูมิรอบๆ ด้าน

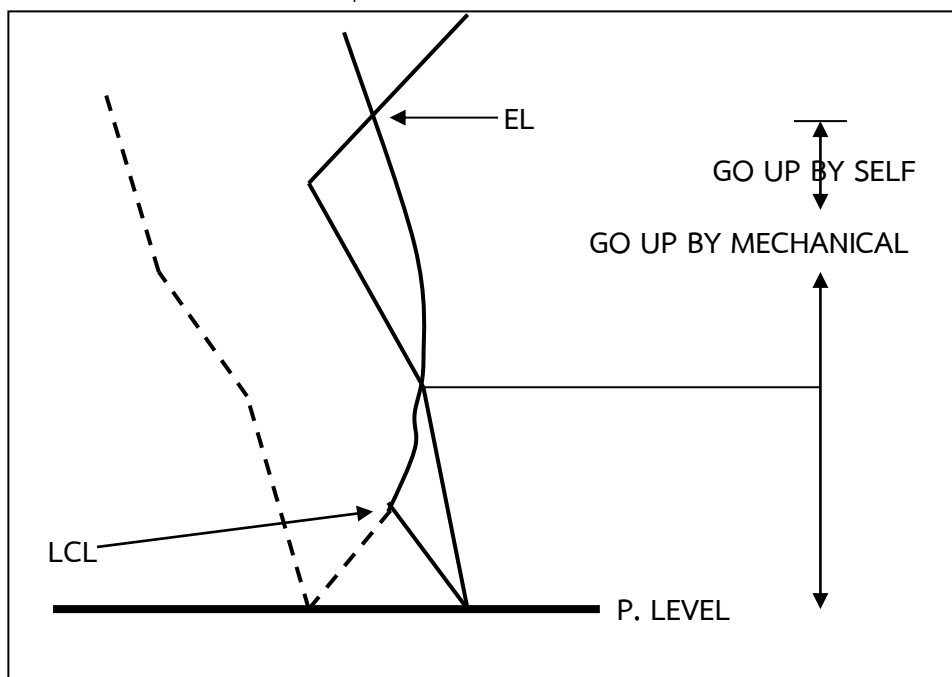
วิธีหา EQUILIBRIUM LEVEL (EL)

ในการหา EL นี้ เราต้องมีความเข้าใจเป็นอย่างดี ในเรื่องของการหาค่า LFC เสียก่อน ทั้งนี้เพราะการหาค่า EL นี้มีความสัมพันธ์กับการหาค่า LFC ทั้งสองวิธี ดังที่กล่าวมาแล้ว กล่าวคือ จากจุด LFC ที่หาได้ (ทั้ง 2 วิธี) เราลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS ขึ้นไปเรื่อยๆ จนกระทั่งตัดกับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) อีกครั้งหนึ่ง จุดตัดครั้งที่สอง บนเส้นอุณหภูมิก็คือจุด EL ที่ต้องการทราบนั่นเอง

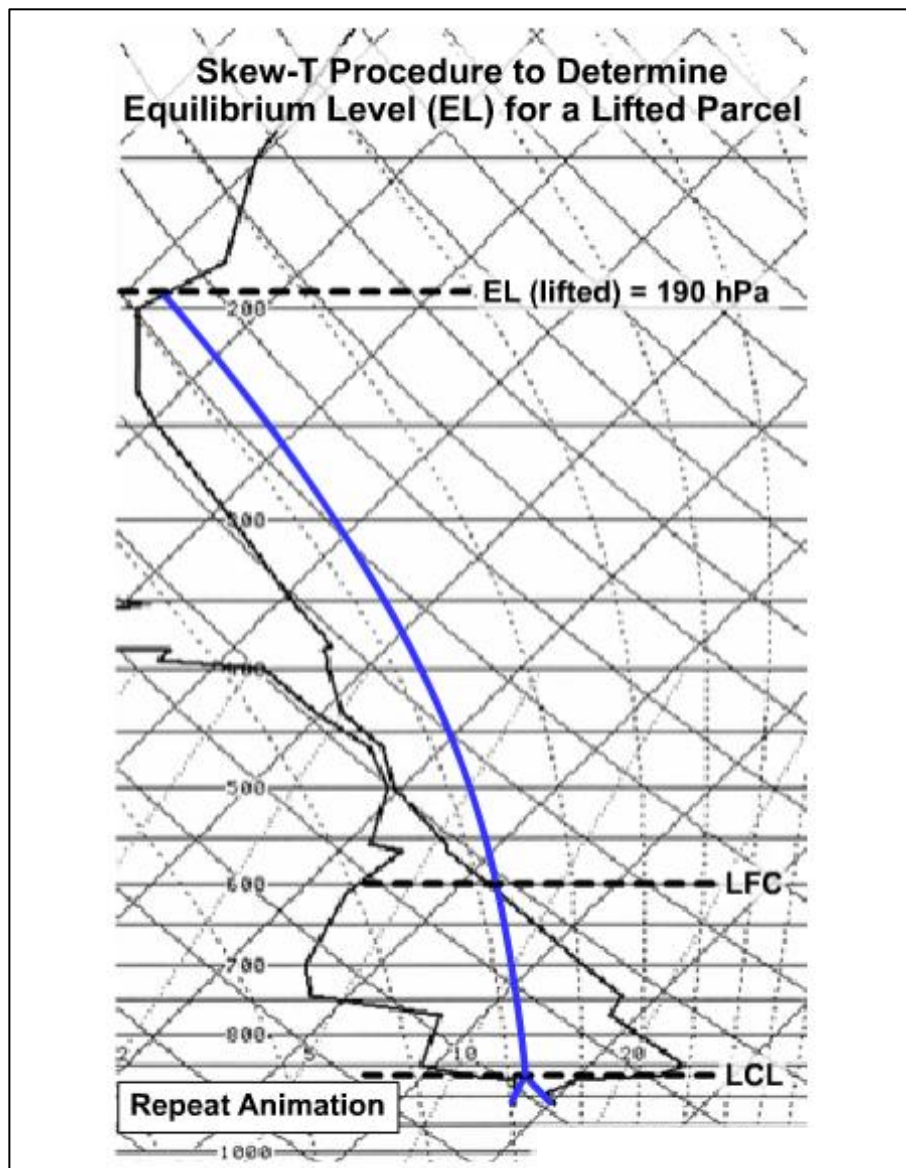
สำหรับระดับ EL ที่หาได้นั้น เราคงใช้หน่วยเป็นเฮกโตปาสกาล เหมือนระดับ LFC (ดังภาพ 48, 49, 50)



ภาพที่ 48 การหาจุด EL ด้วยวิธี MOIST LAYER METHOD



ภาพที่ 49 การหาจุด EL ด้วยวิธี PARCEL METHOD



ภาพที่ 50 การหาจุด EL ด้วยวิธี PARCEL METHOD

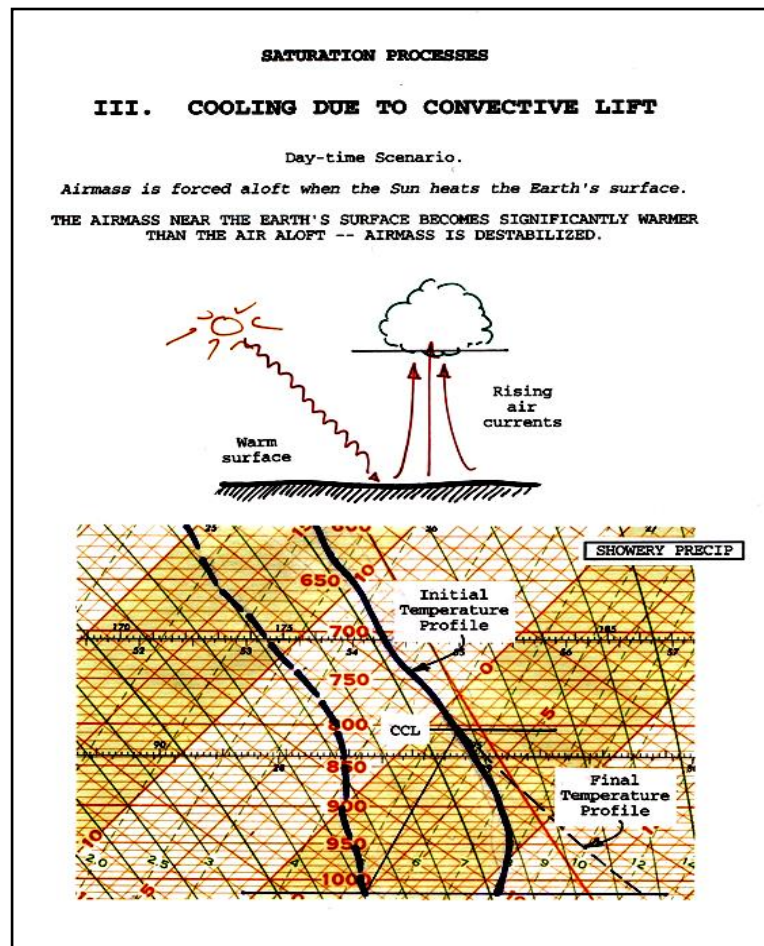
5. CONVECTIVE CONDENSATION LEVEL (CCL)

หมายถึง ระดับที่ชั้นของก้อนอากาศเกิดการอึมตัว เนื่องจากการลอยขึ้นไปตามอัตรา DRY ADIABATIC ของพลังงานที่ใช้สำหรับยกอากาศขึ้นไป การยกขึ้นนี้ได้มาจากความร้อนที่ผิวพื้น

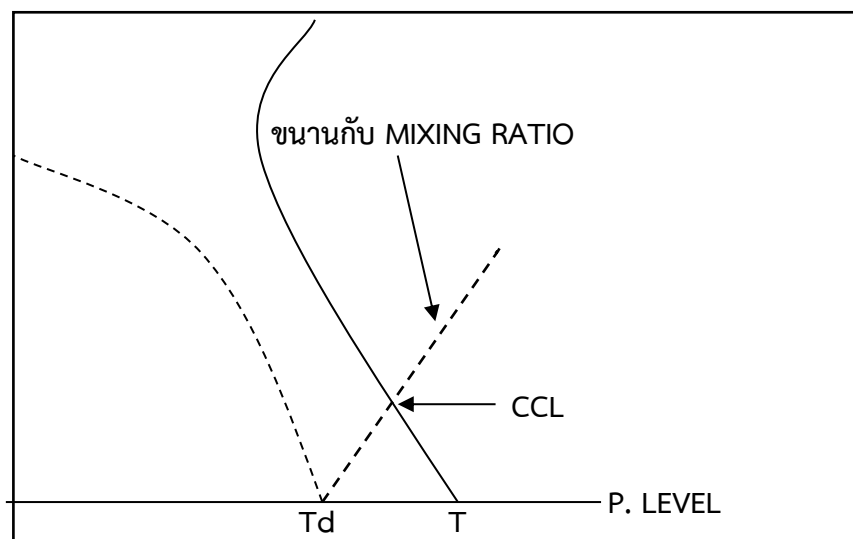
การหาค่า CCL

ในการหาค่า CCL นั้นเรามีกรรมวิธีในการหาบนแผนภูมิ SKEW T LOG P 2 วิธี เช่นเดียวกับการหาค่า LFC ที่กล่าวมาแล้วตอนต้นคือ

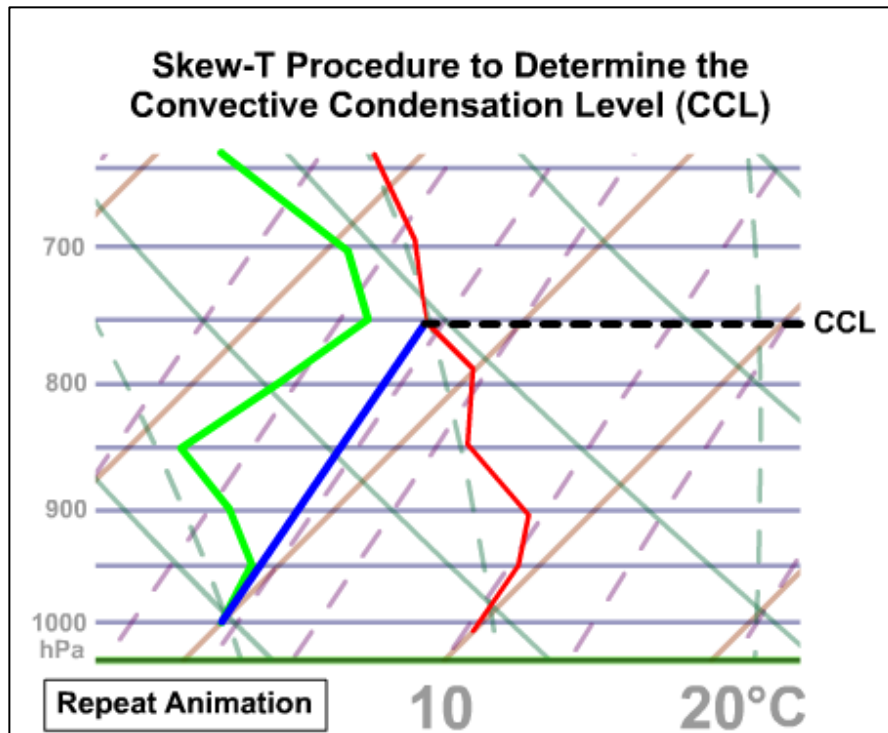
1. หาด้วยวิธี PARCEL METHOD (ดังภาพที่ 51, 52, 53)



ภาพที่ 51 แสดงวิธีการหาค่า CCL โดยวิธี PARCEL METHOD



ภาพที่ 52 แสดงวิธีการหาค่า CCL โดยวิธี PARCEL METHOD



ภาพที่ 53 แสดงวิธีการหาค่า CCL โดยวิธี PARCEL METHOD

วิธีหา

จากอุณหภูมิจุดน้ำ (Td CURVE) ณ ระดับที่ต้องการหาลากเส้นไปตาม MIXING RATIO LINE จนกระทั่งตัดกับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) จุดตัดก็คือจุด CCL คิดเป็นเฮกโตปาสกาล

2. หาด้วยวิธี MOIST LAYER METHOD

วิธีหา

วิธีนี้ทำได้เฉพาะในกรณีที่มี MOIST LAYER เท่านั้น ซึ่งเราจะหา CCL ด้วยวิธีนี้ได้โดย

2.1 หา MOIST LAYER

2.2 แบ่ง DEW POINT CURVE ในชั้นของ MOIST LAYER ด้วยเส้น MIXING RATIO ให้ได้พื้นที่เท่าๆ กัน 2 พื้นที่

2.3 เส้นที่แบ่ง Td CURVE ตาม MIXING RATIO ให้เลยไปตัดกับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE)

2.4 จุดตัดระหว่างเส้นแบ่งพื้นที่บน T CURVE ก็คือจุด CCL

2.5 ระดับของ CCL ที่หาได้ คิดเป็นเฮกโตปาสกาล

หมายเหตุ การหาค่า CCL ทั้ง 2 วิธี ที่กล่าวมาแล้วข้างต้น ได้ค่าใกล้เคียงกันมากแต่เรานิยมหาค่าด้วยวิธี PARCEL METHOD เพราะหาได้ทุกกรณี สะดวก และผิดพลาดได้ยาก ส่วนวิธี MOIST LAYER METHOD นั้นใช้ได้เฉพาะกรณีที่มี MOIST LAYER

ตารางที่ 11 ตัวอย่าง การหาค่า CCL ด้วยวิธี MOIST LAYER METHOD จากการหยั่งอากาศชั้นบน ได้ค่า ณ ระดับต่างๆ ดังนี้

P	T
1000	20°C
900	13°C

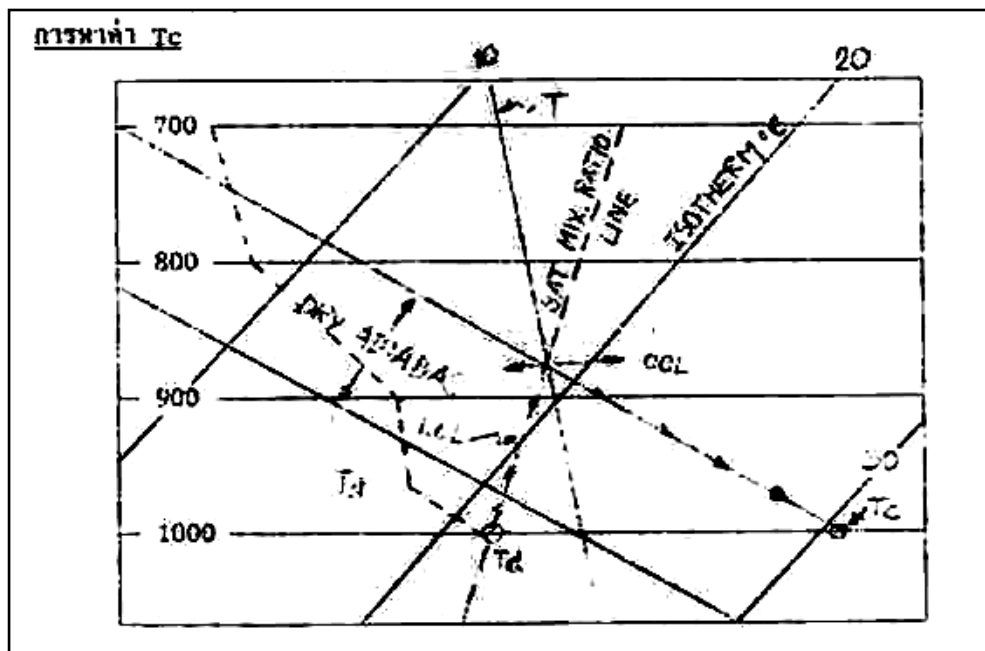
จงหาค่าของ CCL

วิธีหา

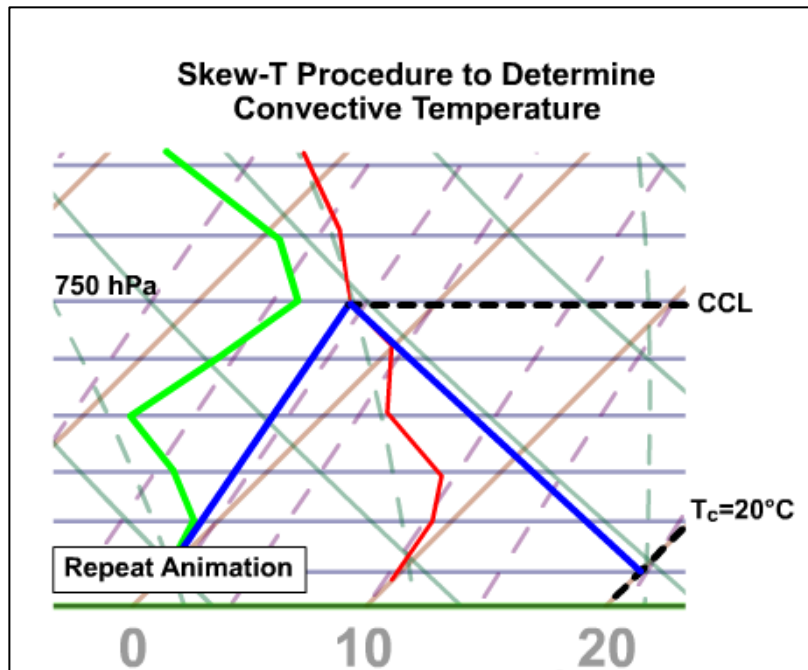
1. MOIST LAYER ที่อยู่ในระดับ 1000 – 900 เฮกโตปาสคาล
2. แบ่งพื้นที่เท่าบน Td CURVE ด้วยเส้น MIXING RATIO ซึ่งจะตัด Td CURVE ที่ระดับ 950 เฮกโตปาสคาล ด้วยเส้น MIXING RATIO 8.75
3. เส้น MIXING RATIO ที่แบ่งพื้นที่เท่านี้ เลยไปตัดกับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) ที่ระดับ 857 เฮกโตปาสคาล
4. นั่นคือ CCL อยู่ที่ระดับ 857 เฮกโตปาสคาล

6. CONVECTIVE TEMPERATURE (T_c)

หมายถึงอุณหภูมิที่ผิวพื้นที่สูงขึ้นไปยังระดับ CCL



ภาพที่ 54 แสดงการหาค่า T_c



ภาพที่ 55 แสดงการหาค่า T_c

การหาค่า T_c

1. จากจุด CCL ลากเส้นให้ขนานกับเส้น DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับของความกดที่เริ่มต้น (SURFACE PRESSURE LEVEL)
2. อ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดบนระดับความกดที่ผิวพื้น (เริ่มต้น) นั้นจะได้ค่าของ T_c
3. ค่าของ T_c ใช้หน่วยเป็นองศาฟาเรนไฮต์ หรือ องศาเซลเซียส ก็ได้

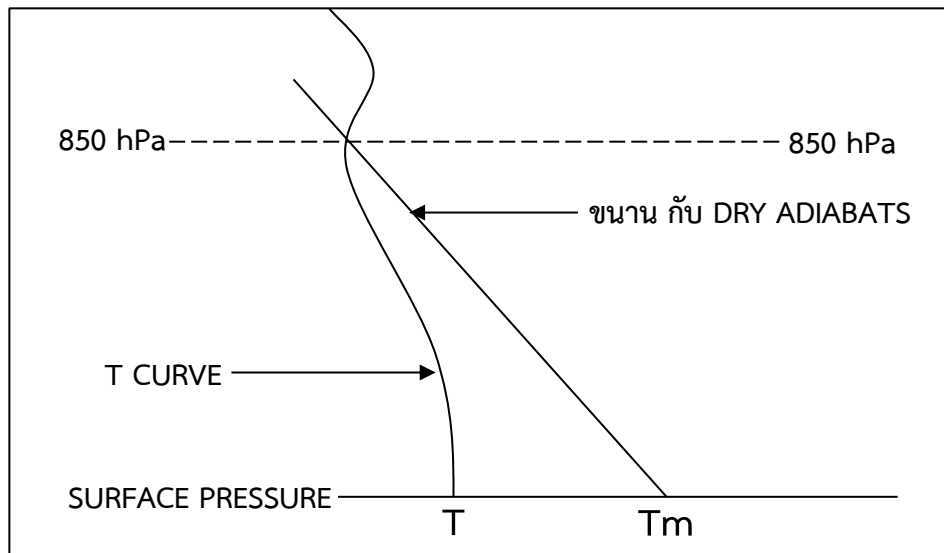
ตัวอย่าง

ใช้ค่า CCL ที่หาได้จากตัวอย่างในข้อ 5 แล้วลากเส้นลงมาตาม DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับความกดที่เริ่มต้น (SURFACE PRESSURE LEVEL) คือระดับ 1000 เฮกโตปาสกาล แล้วอ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดนั้นจะได้ 87°C นั่นคือ T_c มีค่า 87°C

7. MAXIMUM SURFACE TEMPERATURE (T_m)

หมายถึง ค่าของอุณหภูมิสูงสุดของสถานีในแต่ละวัน การหาค่า T_m มีด้วยกันหลายวิธี แต่วิธีที่จะแนะนำต่อไปข้างล่างนี้ เป็นวิธีที่สะดวก ได้ค่าที่ใกล้เคียง โดยเฉพาะอย่างยิ่ง เหมาะสำหรับสถานีที่อยู่ใกล้กับระดับน้ำทะเล

วิธีหา จากผลของการหยั่งอากาศชั้นบนที่โจทย์กำหนดให้ เราสามารถหาค่าของ T_m ได้โดย ณ ระดับ 850 เฮกโตปาสกาล บนเส้นอุณหภูมิแห้ง (T CURVE) ลากเส้นตาม (หรือขนานกับ) DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับความกดที่เริ่มต้น หรือระดับความกดที่ผิวพื้น แล้วอ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดนั้น เป็นองศาฟาเรนไฮต์หรือ องศาเซลเซียส ค่าที่ได้ก็คือค่าของ T_m นั่นเอง



ภาพที่ 56 แสดงการหาค่า Tm

ตัวอย่าง

ถ้ากำหนดให้ความกดที่ผิวพื้นเป็น 1020 เฮกโตпасกาล และที่ระดับ 850 เฮกโตпасกาล อุณหภูมิ 10 องศาเซลเซียส จงหาค่าอุณหภูมิสูงสุดในวันนั้น

วิธีทำ

จากระดับ 850 เฮกโตпасกาล ที่ 10 องศาเซลเซียส ลากเส้นมาตาม DRY ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับความกดที่เริ่มต้นหรือที่ระดับผิวพื้นในที่นี้คือ ที่ระดับ 1020 เฮกโตпасกาลอ่านค่าอุณหภูมิ ณ จุดตัดบนระดับ 1020 เฮกโตпасกาล จะได้ค่าของ Tm ในที่นี้อ่านได้ 78 องศาฟาเรนไฮต์ นั่นคือ Tm มีค่า 78 องศาฟาเรนไฮต์

8. MINIMUM SURFACE TEMPERATURE (Tn)

หมายถึง ค่าของอุณหภูมิต่ำสุดของสถานีในแต่ละวัน

วิธีหา

เหมือนกับการหา Tm แต่ลากขนานกับ MOIST ADIABATS เท่านั้น ค่าที่ได้คือ Tn นั่นเอง

9. การใช้ค่า K-VALUE INDEX ในการพยากรณ์พายุฝนฟ้าคะนอง

1. การหาค่า K INDEX

$$K = T_{850} + T_{500} + Td_{850} + (T_{700} - Td_{700}) \text{ หรือ } K = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - Td_{700})$$

2. การใช้ค่า K INDEX ร่วมกับ STREAMLINES ANAL ในการพยากรณ์พายุฝนฟ้าคะนอง

ตารางที่ 12 การใช้ค่า K INDEX ร่วมกับ STREAMLINES ANAL ในการพยากรณ์พายุฝนฟ้าคะนอง

Streamlines Anal	K Value Index				
	0 - 20	21 - 24	25 - 29	30 - 34	35 or More
Strong Convergence	Few	Sctd	Wdspr	Wdspr	Wdspr

Strong Divergence	No	No	No	Isold	Few
No Convergence and No Divergence	No	Isold	Few	Sctd	Wdspr
500 hPa Wind 120-170	Isold	Few	Sctd	Wdspr	Wdspr
500 hPa Wind 090-360	No	No	No	No	No

หมายเหตุ

1. T_{850} , T_{500} , T_{700} คือ อุณหภูมิ ที่ระดับ 850, 500 และ 700 ตามลำดับ มีหน่วยเป็น องศาเซลเซียส
2. Td_{850} , Td_{700} คือ อุณหภูมิจุดน้ำค้าง ที่ระดับ 850 และ 700 ตามลำดับ มีหน่วยเป็น องศาเซลเซียส

ISOLD = เป็นบางแห่ง FEW = เป็นแห่งๆ SCTD = กระจาย
EDSPR = เกือบทั่วไป NMRS = ทั่วไป

- หนังสืออ้างอิง
1. A note from MSgt Hassl, 1974
 2. AWS TR 240 Page 11 - 23, 1971

ตารางที่ 13 การใช้ค่า K INDEX ร่วมกับ STREAMLINES ANAL ในการพยากรณ์พายุฝนฟ้าคะนอง

	Isold	Few	Sctd	Wdspr
For Route Fcsts % of Area with Tstms of One Time of Maximum Activity	0 - 1 %	2 - 5 %	6 - 14 %	15 % or More
For Area Fcsts % of Area with Tstms During Fcst Period	1 - 2 %	3 - 15 %	16 - 45 %	More Than 45 %
For Taf % Probability % Chance for a Tstms at a Station During Fcst Period	Less Than 30 %	30 - 49 %	50 - 80 %	More Than 80 %

Reference : A note from MSgt Hassl, 1974

ตารางที่ 14 การใช้ค่า K INDEX ในการพยากรณ์พายุฝนฟ้าคะนอง

K INDEX	% PROBABILITY OF THUNDERSTORMS
K < 15	Zero
15 to 20	20 %
21 to 25	20 - 40 %
26 to 30	40 - 60 %
31 to 35	60 - 80 %
36 to 40	80 - 90 %

K > 40	Near 100 %
--------	------------

10. การใช้ค่า LI INDEX ในการพยากรณ์การทรงตัวของบรรยากาศ

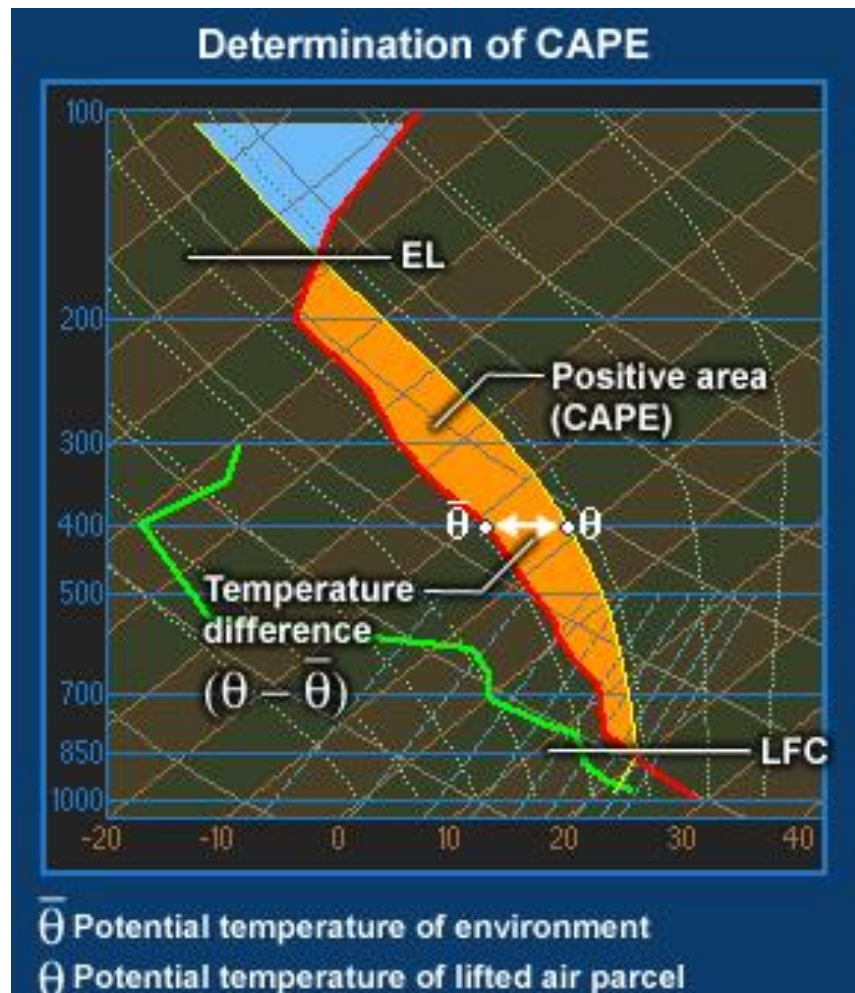
การหาค่า LI

จาก SOUNDING ที่กำหนดให้

1. หาค่า LCL ที่ระดับผิวพื้น (จากค่า T และ T_d ที่ระดับแรก)
2. จากจุด LCL ที่หาได้ ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับ 500 เฮกโตปาสกาล กำหนดค่าด้วย T'
3. หาผลต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศ (T) กับอุณหภูมิจากเส้นที่ลากไปตาม MOIST ADIABATS (T') ที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล นั้น ผลต่างของอุณหภูมิที่หาได้ ณ ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล นี้คือค่าของ LI นั่นคือค่าของ LIFTING INDEX (LI) = $T_{500} - T'_{500}$
4. นำค่าของ LI ที่หาได้ ไปดูตารางค่าของ LI เพื่อจะได้ทราบความหมายและใช้ประกอบในการพยากรณ์ (ตารางที่ 14)
5. ข้อสังเกตที่ควรทราบ และแก้ไขผิดพลาดในเรื่องเครื่องหมายของค่า LI คือ ถ้าค่าของ T' ณ ระดับ 500 เฮกโตปาสกาลอยู่ด้านหลัง (ข้างซ้าย) ของ T CURVE ค่าของ SSI จะมีค่าเป็นบวก (+) เสมอ ถ้าค่าของ T' อยู่ด้านหน้า (ทางขวา) ของ T CURVE ค่า LI จะมีค่าเป็นลบ (-) เสมอ

ตารางที่ 15 การใช้ค่า LI INDEX ในการพยากรณ์การทรงตัวของบรรยากาศ

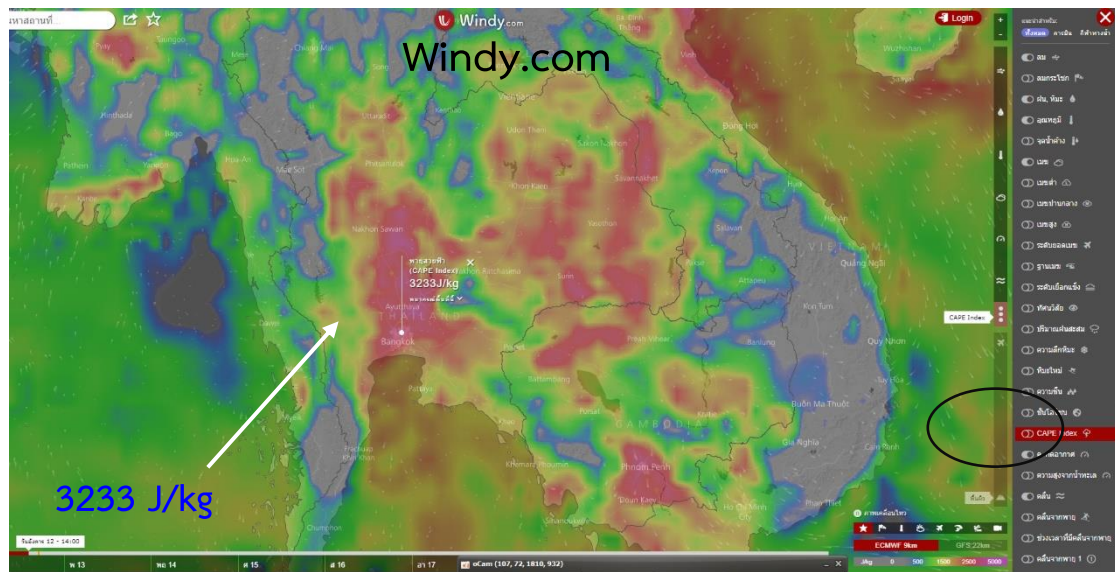
LIFTED INDEX (LI)	Thunderstorm Indications
0 to -2	Thunderstorms possible - - good trigger mechanism needed
-3 to -5	Unstable - - thunderstorms probable
Less Than -5	Very unstable - - heavy to strong thunderstorm potential



ภาพที่ 57 แสดง CAPE

CAPE Index (J/kg)

12 SEP 2017 / 14.30 UTC



ภาพที่ 58 แสดงค่า CAPE จาก Windy.com

ตารางที่ 16 การใช้ค่า CAPE Value ในการพยากรณ์การทรงตัวของบรรยากาศ

CAPE Value	Stability
0	Stable
0 to 1000	Marginally Unstable
1000 to 2500	Moderately Unstable
2500 to 3500	Very Unstable
3500 or greater	Extremely Unstable

ตารางที่ 17 การใช้ค่า CAPE Value ในการพยากรณ์ฟ้าผ่า

CAPE Index	Lightning Risk
< 1000	Slight
1000 to 2500	Moderate
2500 to 3500	Very
> 3500	Extremely

11. การพยากรณ์ลมกระโชกขณะที่มีพายุฝนฟ้าคะนอง

11.1 กล่าวโดยทั่วไป

จากการศึกษาทดลองและพบว่า ในขณะที่มีพายุฝนฟ้าคะนองจะมีอากาศไหลลง (DOWN DRAFT) ไหลลงอย่างแรงถึงพื้นดิน ความแตกต่างของอุณหภูมิของกระแสอากาศที่ไหลลง (DOWN RUSH) มาที่พื้นดิน กับอุณหภูมิของอากาศที่ผิวพื้นที่อยู่รอบๆ เซลล์ของพายุฝนฟ้าคะนอง จะมี ความสัมพันธ์กับความเร็วของลมกระโชกที่

สูงที่สุด ในขณะที่มีพายุฝนฟ้าคะนองนั้น ถ้าความแตกต่างของอุณหภูมิทั้งสองนี้มีค่าน้อย ความรุนแรงของลมกระโชก ก็จะมีค่าน้อย

อุณหภูมิของกระแสอากาศที่ไหลลงมาถึงพื้นดินจะมีค่าใกล้เคียงกับ DOWN RUSH TEMPERATURE ที่หาได้จากการหยั่งอากาศชั้นบนในแผนภูมิเทอร์โมไดนามิกส์ ซึ่งการหา DOWN RUSH TEMPERATURE หาได้ดังนี้

11.1.1 LIFTING CONDENSATION LEVEL (L.C.L)

หมายถึง ระดับที่อนุภาคของอากาศถูกยกตัวขึ้นไปตาม ADIABATS จนกระทั่งถึงจุดอิ่มตัว หรือก็คือจุดที่อากาศอิ่มตัวซึ่งเป็นระดับที่เริ่มก่อตัวของเมฆนั่นเอง การยกตัวขึ้นไปตาม ADIABATS นี้ สามารถจำแนกได้เป็นการยกตัวเนื่องจากภูมิประเทศ (OROGRAPHIC LIFTING) การ

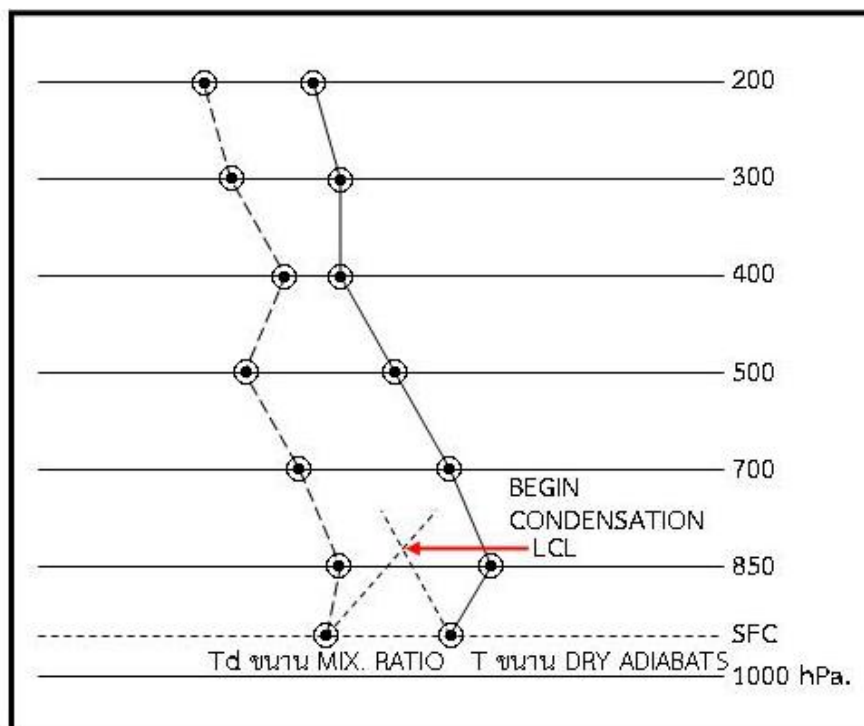
ตัวเนื่องจากแนวปะทะ (FRONTAL LIFTING) การยกตัวเนื่องจากการสอของลม (CONVERGENCE LIFTING)

11.1.1.1 วิธีหา L.C.L.

1) จากจุดอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Td) บนระดับความกดอากาศที่กำหนดให้ (หรือบนเส้นความกดอากาศระดับแรกในการหยั่งลมชั้นบนของสถานีนั้นๆ) ลากเส้นขนานขึ้นไปตามเส้น MIXING RATIO (เส้นเขียวประ)

2) จากจุดอุณหภูมิ (T) บนเส้นความกดอากาศที่กำหนดให้ ลากเส้นขนานขึ้นไปตาม DRY ADIABATS จนกระทั่งไปตัดกับเส้นที่ลากไว้ในข้อ 11.1.1.1

3) จากจุดตัดที่หาได้ในข้อ 11.1.1.2 อ่านค่าความกดอากาศ ณ จุดนั้น จะได้ค่าออกมาเป็นมิลลิบาร์ นั่นคือ ณ ระดับความกดอากาศที่หาได้ก็คือระดับของอากาศที่ถูกยกตัวขึ้นไปตาม ADIABATS จนอิ่มตัว หรือก็คือ L.C.L. หรือฐานของเมฆนั่นเอง



ภาพที่ 59 แสดงการหาค่า L.C.L

สิ่งที่ควรทราบ

จากจุด L.C.L. ที่เราหาได้ เราทราบอะไรจากจุดนี้บ้าง

1. ณ จุดนี้ ค่าของ $T = T_d$
2. ณ จุดนี้ ค่าของ $W = W_s$
3. ณ จุดนี้ ค่าของ $E = E_s$
4. ณ จุดนี้ ค่าของ $RH = 100\%$
5. ณ จุดนี้ อากาศอิ่มตัวเต็มที่ และเป็นจุดเริ่มต้น มีการควบแน่น หรือ เป็นจุดที่บอกถึง ระดับความสูงของฐานเมฆนั่นเอง

11.1.2 WET-BULB TEMPERATURE (T_w)

หมายถึง ค่าของอุณหภูมิที่ต่ำที่สุด ซึ่งอากาศสามารถจะเย็นตัวลงได้ด้วยการระเหยของน้ำ ณ ความกดอากาศที่คงที่ ซึ่งความร้อนที่ทำให้เกิดการระเหยตัวนี้ได้รับมาจากอากาศ

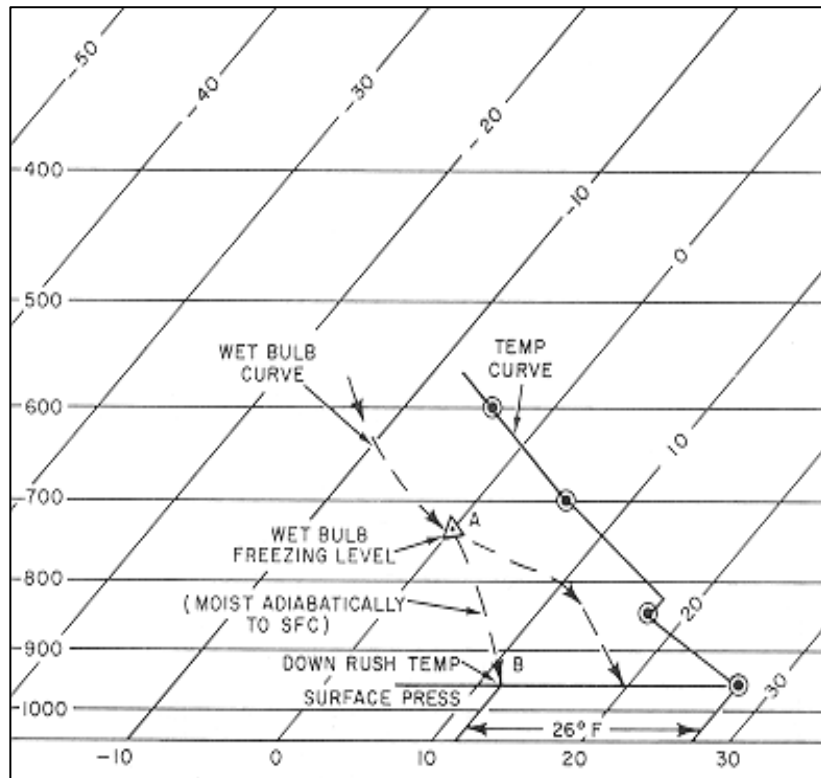
11.1.2.1 วิธีหา T_w

จากจุด L.C.L. ที่หาได้จากจุดตามข้อ 11.1.1 ลากเส้นมาตาม หรือขนานกับ MOIST ADIABATS (เส้นเขียวทึบ) มายังความกดอากาศที่เริ่มต้น (ระดับความกดอากาศที่ทำการหาค่า L.C.L. นั้น) ณ จุดตัดบนเส้นความกดอากาศที่เริ่มต้นนี้ อ่านค่าอุณหภูมิออกมา ค่าที่ได้ก็คือค่าของ T_w มีหน่วยเป็น องศาเซลเซียส

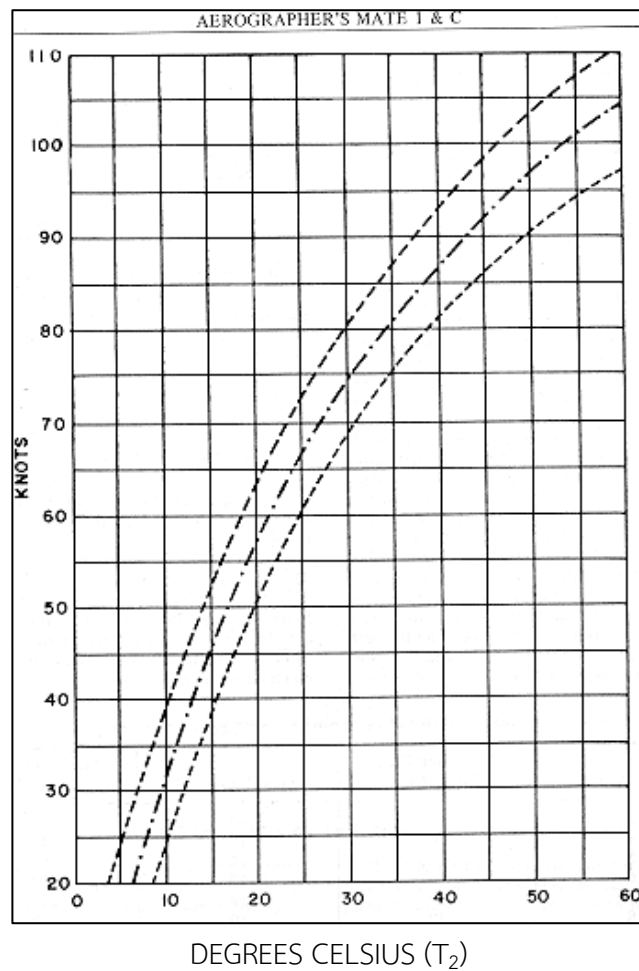
11.1.3 WET-BULB TEMPERATURE CURVE

หมายถึง การต่อจุด WET-BULB TEMPERATURE (T_w) ที่หาได้ทุกๆ ระดับจากการหยั่งอากาศนั้นเข้าด้วยกัน เส้นต่อเนื่องระหว่างจุด T_w นี้เราเรียกว่า WET-BULB TEMPERATURE CURVE ค่าจุดตัดของ WET-BULB TEMPERATURE CURVE กับเส้น ISOTHERM 0 องศาเซลเซียส ลากเส้นลงมาตาม MOIST ADIABATS จนถึงระดับความกดอากาศที่ผิวพื้นของแผนภูมิเทอร์โมไดนามิกส์ ของสถานีนั่น แล้วอ่านค่าอุณหภูมิออกมาเป็นองศาเซลเซียส ณ จุดนี้เรียกว่า DOWN RUSH TEMPERATURE

11.2 การใช้กราฟ



ภาพที่ 60 แสดงการหาค่า DOWN RUSH TEMPERATURE

ภาพที่ 61 T_2 method of maximum convective wind speed gust diagram

จากรูปข้างบนเป็นกราฟที่ใช้ในการพยากรณ์ความเร็วลมสูงสุดในพายุฝนฟ้าคะนอง

11.2.1 แกนนอนเป็นค่าความแตกต่างของอุณหภูมิ (เป็นองศาเซลเซียส) ระหว่างอุณหภูมิที่ผิวพื้นกับ
DOWN RUSH TEMPERATURE

11.2.2 แกนตั้งเป็นค่าความเร็วลมกระโชก เป็นนอต

11.2.3 เส้นโค้งทั้งสามเส้นแสดงถึงความเป็นไปได้ของลมกระโชก เส้นโค้งกลางเป็นเส้นโค้งแสดงความ
น่าจะเป็นความเร็วลมกระโชกที่ใกล้เคียงความเป็นจริงมากที่สุด และเส้นโค้งอีก 2 เส้น แสดงถึงขีดจำกัดของความเร็ว
ลมกระโชก หรือความเร็วลมกระโชกจะอยู่ระหว่างก้นอก

ตัวอย่าง

ถ้าอุณหภูมิผิวพื้นลดด้วย DOWN RUSH TEMPERATURE เป็น 10° ควรพยากรณ์ลมกระโชก ความเร็ว 40 นอต แต่
ควรตระหนักถึงความผิดพลาด ซึ่งอาจจะมีได้ประมาณ ± 10 นอต ฉะนั้นควรพยากรณ์ ลมกระโชก ความเร็ว 30-50
นอต

11.2.4 ถ้าลมชั้นบน (จากระดับ 12,000-20,000 ฟุต) มากกว่า 20 นอต ความเร็วลมกระโชกที่จะ
พยากรณ์ควรจะถูกเพิ่มขึ้นไปอีกครึ่งหนึ่งของลมชั้นบนที่ตรวจได้

11.2.5 สำหรับทิศทางของลมกระโชก ควรบวกเพิ่มขึ้นไปอีก 20 องศาของทิศทางลมระดับ 4,000-
6,000 ฟุต ถ้าความเร็วลมมากกว่า 30 นอต และทิศทางลมจะแปรปรวน ถ้าความเร็วลมที่ระดับ 4,000-6,000 ฟุต
น้อยกว่า 30 นอต

ตัวอย่าง

ถ้าทิศทางลมระหว่างระดับ 4,000-6,000 ฟุต เป็น 270° ทิศทางของลมกระโชกควรเป็น 290° แต่ระดับ 4,000-6,000
ฟุต เป็นลมอ่อนคือ น้อยกว่า 30 นอต ทิศทางของลมกระโชกที่พยากรณ์จะเป็นลมแปรปรวน

11.3 ตัวอย่าง การหาทิศทางและความเร็วลมกระโชก

การคำนวณความเร็วลมกระโชก จากผลการหยั่งอากาศที่แสดงไว้ในรูปที่ 2 เส้น AB ซึ่งลากขนานกับ
SATURATION ADIABATS และเส้น AB นี้ เป็นเส้นที่ลากจากจุด WET-BULB-FREEZING ลงไปถึงผิวพื้น (จุด B)
อุณหภูมิที่จุดนี้ เป็น 12°C หรือ 54°F ซึ่งเป็น DOWN RUSH TEMPERATURE และอุณหภูมิที่ผิวพื้นเป็น 27°C
หรือ 80°F ดังนั้น ความแตกต่างของอุณหภูมิเป็น 15°C หรือ 26°F คำนี้นำไปใช้กับ ภาพที่ 61 จึงควรพยากรณ์
ความเร็วลมกระโชกในขณะที่มีพายุฝนฟ้าคะนอง 55 นอต และควรพิจารณาจากข้อ 11.2.4 และข้อ 11.2.5 ถ้าลมชั้น
บนเป็นลมแรง สมมุติลม ชั้นบนที่ระดับ 4,000-6,000 ฟุต เป็น 240/40 นอต และที่ระดับ 12,000-20,000 ฟุต เป็น
250/40 นอต

- ทิศทางลมกระโชก ควรพยากรณ์เป็น 260 องศา

- ความเร็วลมกระโชก ควรพยากรณ์เป็น 75 นอต (GUST $\rightarrow$ 260 / 65-85)

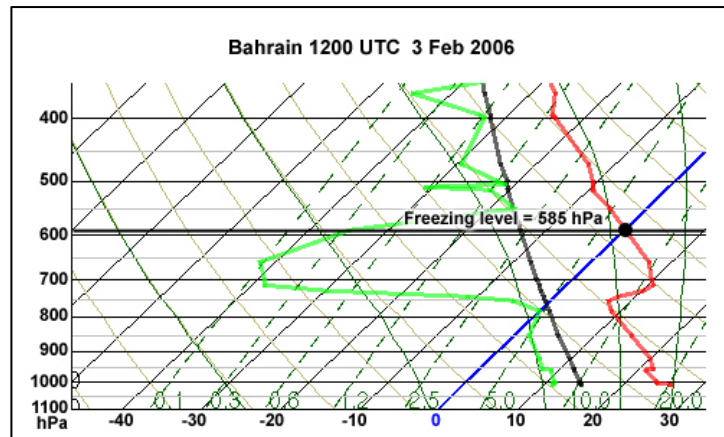
ถ้าลมชั้นบนเป็นลมอ่อน เช่น ลมชั้นบนที่ระดับ 4,000-6,000 ฟุต เป็น 240/18 นอต และที่ระดับ 12,000-20,000
ฟุต เป็น 250/15 นอต

- ทิศทางลมกระโชก ควรพยากรณ์เป็น ลมแปรปรวน

- ความเร็วลมกระโชก ควรพยากรณ์เป็น 55 นอต (GUST $\rightarrow$ VRB / 45-65)

12. การหาค่า FREEZING LEVEL (F/L)

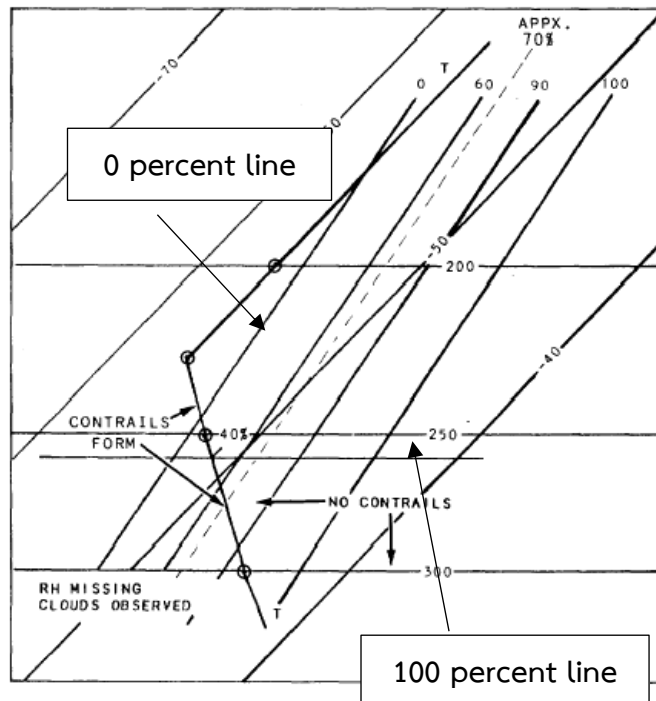
คือ จุดตัดระหว่างเส้นอุณหภูมิเท่า (ISOTHERMS) ที่ 0 (ศูนย์) องศา กับ เส้นอุณหภูมิ (TEMPERATURE) ที่ได้จากการหยั่งอากาศชั้นบน อ่านค่าออกมาเป็น ฟุต



ภาพที่ 62 ค่า FREEZING LEVEL

13. การหาค่า CONTRAIL LEVEL (C/L)

คือ จุดตัดระหว่างเส้นอุณหภูมิเท่า (ISOTHERMS) กับ เส้น 0 percent line อ่านค่าออกมาเป็น ฟุต



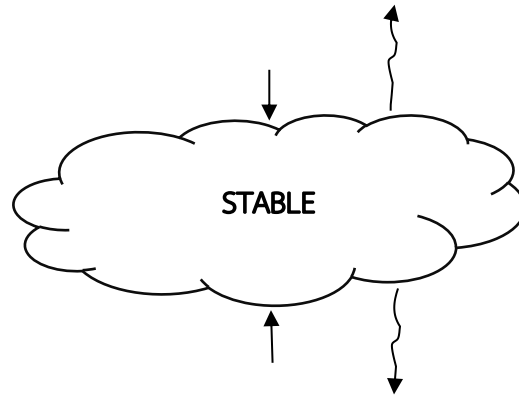
ภาพที่ 63 Contrail computation.

บทที่ 8

EXAMPLE OF PARCEL AND LAYER STABILITY

1. การทรงตัว (STABLE)

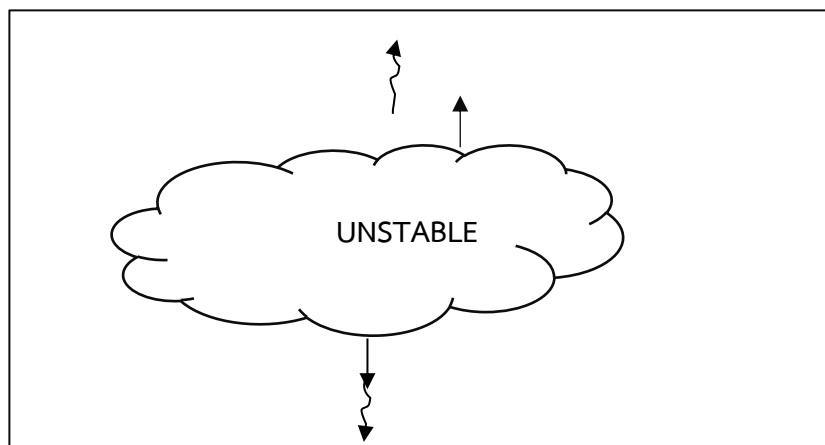
หมายถึง ก้อนอากาศที่อยู่นิ่งไม่มีการเคลื่อนที่ ถึงแม้ว่าเราจะพยายามเคลื่อนที่มันอย่างไรมันก็จะพยายามที่จะกลับมาอยู่ในตำแหน่งเดิม ไม่ว่าแรงที่จะมากระทำนั้นจะพยายามทำให้มันลอยตัวขึ้น หรือจมตัวลง



ภาพที่ 64 การทรงตัว (STABLE)

2. การไม่ทรงตัว (UNSTABLE)

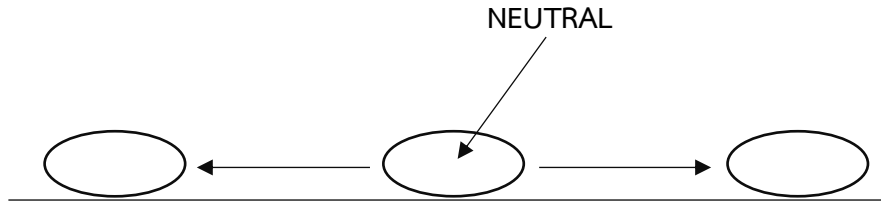
หมายถึง ก้อนอากาศที่ไม่มีการอยู่นิ่ง มีการเคลื่อนที่อยู่ตลอดเวลา อาจลอยตัวขึ้น หรือจมตัวลงก็ได้ และในสภาพที่ไม่อยู่นิ่งนี้ถ้ามีแรงมากระทำต่อมัน มันจะเคลื่อนตัวต่อไปตามทิศทาง หรือแรงที่มากระทำต่อมัน กล่าวคือ ถ้ามีแรงมากระทำทำให้มันลอยตัวขึ้น มันก็จะลอยตัวต่อไปตามทิศทางของแรงที่มีมากระทำต่อมัน ถ้ามีแรงมากระทำทำให้มันจมตัวลง มันก็จะจมตัวลงตามทิศทางของแรงที่มากระทำเช่นกัน



ภาพที่ 65 การไม่ทรงตัว (UNSTABLE)

3. การเป็นกลาง (NEUTRAL)

หมายถึง การคงอยู่ที่ไม่มีการเคลื่อนที่ต่อไป กล่าวคือเมื่อมีแรงมากระทำต่อก้อนอากาศก้อนหนึ่ง ก้อนอากาศนั้นจะเคลื่อนที่ไปตามทิศทางของแรงที่มากระทำนั้น และจะหยุดอยู่กับที่เมื่อหมดแรงกระทำ ไม่มีการเคลื่อนที่ต่อไป หรือเคลื่อนที่กลับมายังที่เดิม ลักษณะเช่นนี้เรียกว่า NEUTRAL



ภาพที่ 66 การเป็นกลาง (NEUTRAL)

4. PARCEL AND LAYER STABIL

การทรงตัว คือ ภาวะที่เกิดขึ้นในบรรยากาศเนื่องจากแรงที่มากระทำในทางตั้งหรือเกิดเนื่องจากความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของก้อนอากาศกับอากาศรอบๆ ด้าน การทรงตัวนี้แยกออกได้เป็นการทรงตัวของก้อนอากาศและชั้นของอากาศ การทรงตัวของก้อนอากาศเรียกว่า PARCEL STABILITY การทรงตัวของชั้นอากาศ (LAYER STABILITY) ประกอบขึ้นด้วย

4.1 การเข้ามาบรรจบหรือรวมกัน (CONVERGENCE) หรือการเคลื่อนตัวในทางตั้ง (VERTICAL MOTION)

4.2 ความชื้นที่ระเหยอยู่โดยทั่วไป (MOISTURE DISTRIBUTION)

การทรงตัวของก้อนอากาศหรือชั้นของบรรยากาศ พิจารณาได้ด้วยการเปรียบเทียบระหว่างค่าของอัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูง (LAPSE RATE) ของอากาศที่เกิดขึ้นกับ DRY หรือ (MOIST ADIABATIC LAPSE RATE) ว่าอย่างใดมีค่ามากกว่ากัน การทรงตัวของก้อนอากาศนี้พบได้จากบางส่วนของความสูงในชั้นบรรยากาศหรือบางส่วนในระดับความกดอากาศเท่า (MILLIBAR LEVEL)

5. อัตราการลดอุณหภูมิระยะสูง (LAPSE RATE)

5.1 DRY ADIABATIC LAPSE RATE (d) คือการลดอุณหภูมิตามระยะสูงด้วยอัตราส่วนคงที่ ซึ่งมีค่าไม่คงที่ เราได้ค่าโดยประมาณ คือ -10°C หรือ -5.5°F

1,000 เมตร 1,000 ฟุต

5.2 MOIST ADIABATIC LATE PATE (m) คือการลดอุณหภูมิตามระยะสูงด้วยด้วยอัตราที่ไม่คงที่ เราได้ค่าโดยประมาณคือคือ -7°C หรือ -3°F ในชั้นของบรรยากาศต่ำ

1000 เมตร 1000 ฟุต

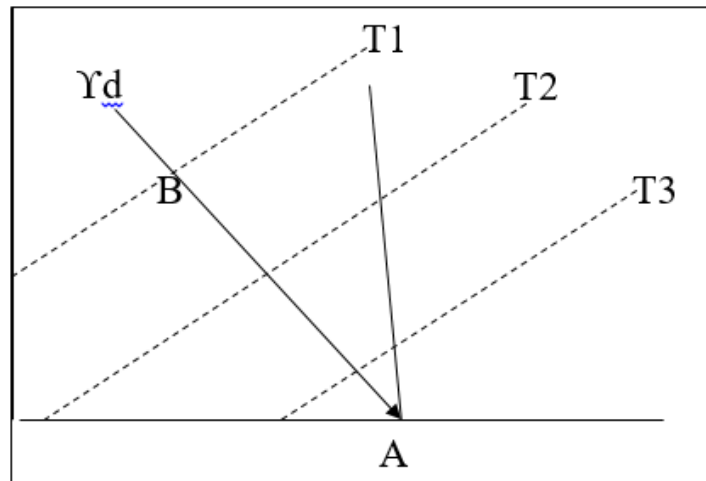
5.3 ผลลัพธ์ของค่าที่แท้จริง (ACTUAL OR PREVAILING = Y) หาค่าได้จากการหยั่งอากาศชั้นบน กล่าวคือ พิจารณาถึงอุณหภูมิในขณะนั้นที่กระจายอยู่ในบรรยากาศ

5.4 ICAO STANDARK LAPSE RATE มีค่า คือ -6.5°C ในระยะ 11 กม. แรก

1000 เมตร

6. การเปรียบเทียบอัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงของก้อนอากาศ ไปตาม DRY หรือ MOIST ADAIBATS

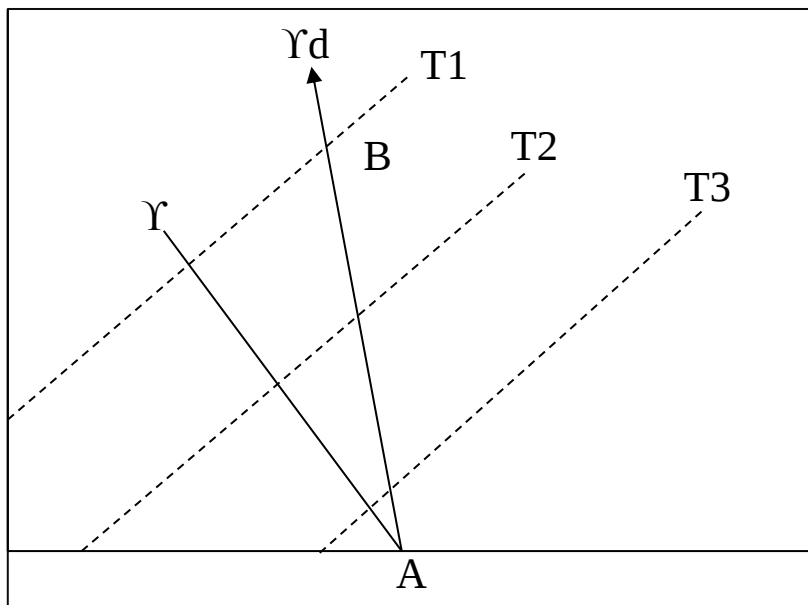
$$6.1 \ \Upsilon < \Upsilon_d ; T_3 > T_2 > T_1$$



ภาพที่ 67 การเปรียบเทียบอัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงของก้อนอากาศ ไปตาม DRY หรือ MOIST ADAIBATS

เมื่อก้อนอากาศลอยตัวขึ้นตาม DRY ADIABATS จากจุด A ถึง B จากภาพข้างบน เราสามารถพิจารณาได้ว่า เย็นกว่าอากาศโดยรอบ และอยู่ในภาวะที่จะจมตัวลง หรือกลับมายังจุด A ในกรณีนี้ ค่าของ $\Upsilon < \Upsilon_d$ และอุณหภูมิจะลดลงตามส่วนสูง

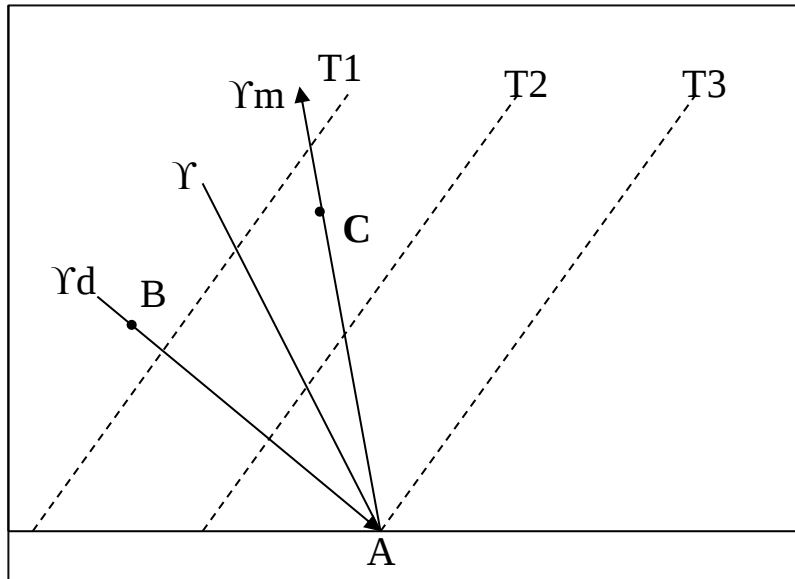
$$6.2 \ \Upsilon > \Upsilon_d ; T_3 > T_2 > T_1$$



ภาพที่ 68 การเปรียบเทียบอัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงของก้อนอากาศ ไปตาม DRY หรือ MOIST ADAIBATS

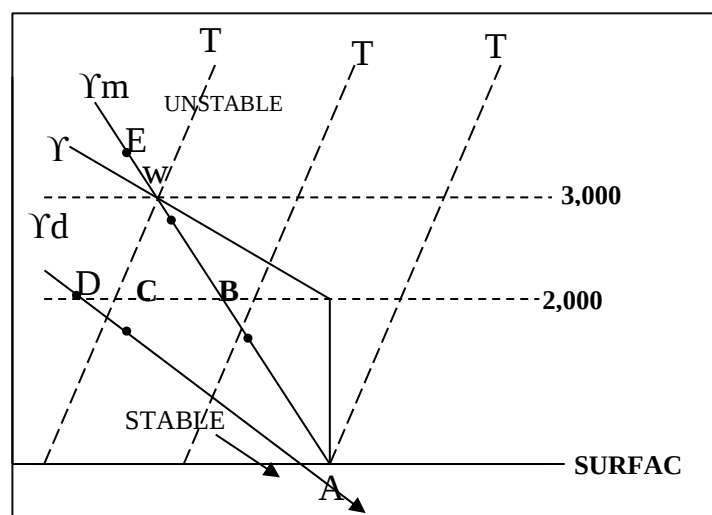
อากาศลอยตัวขึ้นตาม DRY ADIABATS จากจุด A ถึง B ในกรณีนี้ γ_d จะอุ่นขึ้น หรือมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นกว่าอากาศโดยรอบ จึงอยู่ในภาวะที่ลอยตัวขึ้นเรื่อยๆ ในกรณีเช่นนี้ $\gamma > \gamma_d$ อุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง ก่อนอากาศอยู่ในภาวะลอยตัวขึ้น

6.3 $\gamma_d > \gamma > \gamma_m$; $T_3 > T_2 > T_1$



ภาพที่ 69 การเปรียบเทียบอัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงของก้อนอากาศ ไปตาม DRY หรือ MOIST ADAIBATS

ก้อนอากาศลอยตัวจาก A ไป B ตาม DRY ADIABATS จะเย็นกว่าอากาศโดยรอบ (รอบๆ ด้าน) ซึ่งอยู่ในภาวะจมตัวลง (SINK) และถ้าก้อนอากาศนี้ลอยตัวจาก A ไป C ตาม MOIST ADIABATS ก้อนอากาศนี้จะอุ่นกว่าอากาศโดยรอบ ซึ่งอยู่ในภาวะที่จะลอยตัวขึ้น



ภาพที่ 70 การเปรียบเทียบอัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงของก้อนอากาศ ไปตาม DRY หรือ MOIST ADAIBATS

6.4.1 ระยะจากผิวพื้น ถึงระดับ 2,000 ฟุต

$$Y_d > Y_m > Y$$

ก้อนอากาศที่ลอยตัวขึ้นตาม DRY ADIABATS จาก A ถึง C หรือลอยตัวตาม MOIST ADIABATS จาก A ถึง B จะเย็นกว่าอากาศโดยรอบ และอยู่ในภาวะที่จะจมตัวลงมายังจุด A

6.4.2 ระยะจาก 2,000 ฟุต ถึง 3,000 ฟุต

$$Y_d > Y > Y_m$$

ในระยะนี้ ถ้าพิจารณาจากรูปจะทำให้เข้าใจง่ายขึ้น กล่าวคือก้อนอากาศลอยตัวขึ้นจาก C ถึง D (หรือจาก A ถึง D) ไปตาม DRY ADIABATS นั้น จะเย็นกว่าอากาศโดยรอบ ซึ่งอยู่ใน ภาวะจมตัวลงส่วนก้อนอากาศที่ลอยตัวไปตาม MOIST ADIABATS จาก B ถึง E (หรือ A ถึง E) จะแบ่งออกได้เป็น 2 ระยะคือ

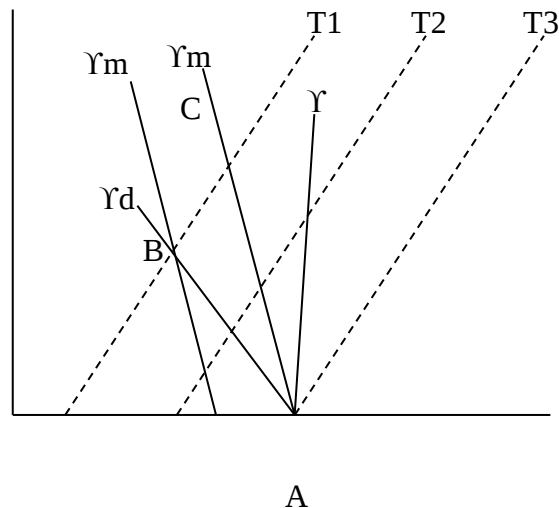
6.4.2.1 ในช่วงจากผิวพื้นถึงจุด W ก้อนอากาศเย็นตัวกว่าอากาศรอบ ๆ ด้าน ซึ่งอยู่ในภาวะจมตัวลง

6.4.2.2 ในช่วงจาก W ถึง E ก้อนอากาศอุ่นกว่าอากาศรอบ ๆ ด้าน คือ อุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง จึงอยู่ในภาวะลอยตัวขึ้น แต่อย่างไรก็ตาม ในกรณีเช่นนี้ เราพิจารณาได้ว่าในช่วงจากระดับ 2,000 ฟุต ถึง 3,000 ฟุต ค่าของ $Y > Y_m$

7. ก้อนอากาศทรงตัว (PARCEL STABILITY)

ในกรณีที่ก้อนอยู่ในภาวะทรงตัว (STABLE) นั้น เราพิจารณาได้จาก

$$Y_d > Y_m > Y ; T_3 > T_2 > T_1$$

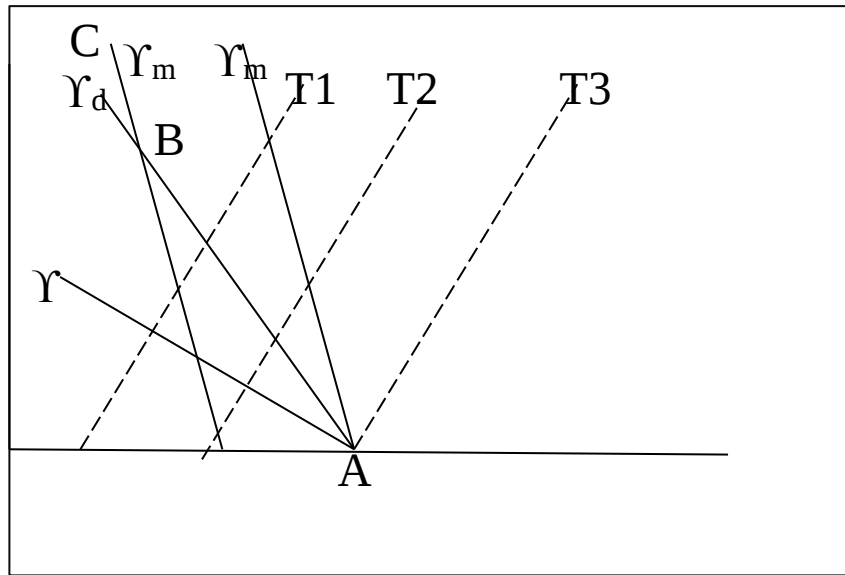


ภาพที่ 71 ก้อนอากาศทรงตัว (PARCEL STABILITY)

จากภาพจุด B จะเป็นระดับที่อากาศเกิดการควบแน่น (CONDENSATION LEVEL) กล่าวคือ ก้อนอากาศลอยตัวขึ้นไปตาม DRY ADIABATS จากจุด A จนกระทั่งอิ่มตัว (SATURATED) ณ จุด B และลอยตัวต่อไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งถึงจุด C จากจุด A ในภาพ ก้อนอากาศที่ลอยตัวขึ้นไปนั้น เย็นกว่าอากาศรอบๆ ด้าน ซึ่งเรากำหนดให้อากาศรอบๆ ด้านนั้นมีอัตราการลอยตัวเป็น (Y) เมื่อเป็นเช่นนั้น ก้อนอากาศนั้นจึงอยู่ในภาวะจมตัวลง และกล่าวได้ว่า ก้อนอากาศนั้นอยู่ในภาวะของการทรงตัว การเคลื่อนตัวในทางตั้งของมันถูกจำกัดด้วยเหตุผลอันเดียวกันนี้ เราสามารถนำไปพิจารณาถึงก้อนอากาศที่ลอยตัวขึ้น ณ จุด ต่างๆบนแผนภูมิได้ในทำนองเดียวกัน นั่นคือ เราสามารถจะกล่าวได้ว่า A อยู่ในภาวะของการทรงตัว (STABLE)

8. ก้อนอากาศที่อยู่ในภาวะไม่ทรงตัว (PARCEL UNSTABILITY)

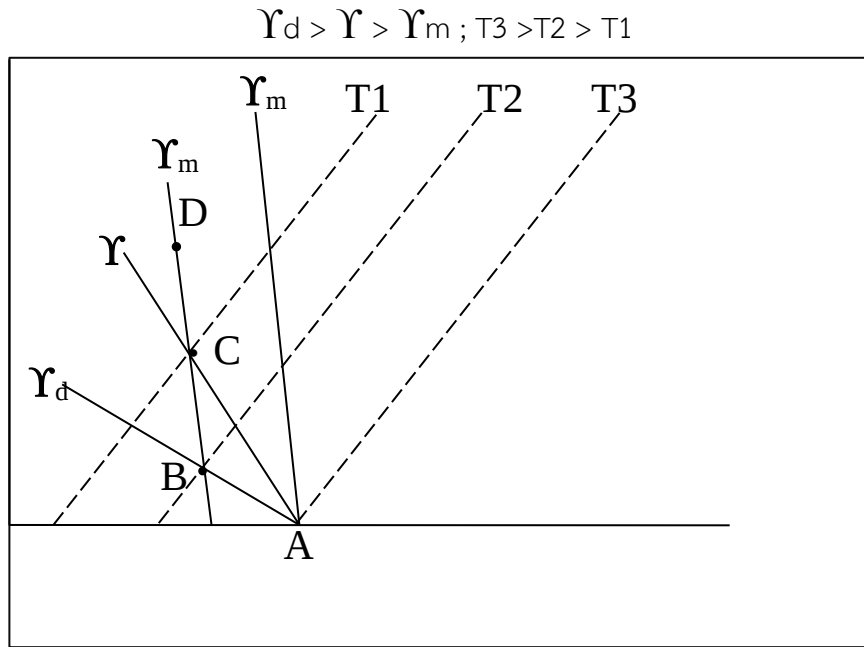
$$\Upsilon > \Upsilon_d > \Upsilon_m; T_3 > T_2 > T_1$$



ภาพที่ 72 ก้อนอากาศที่อยู่ในภาวะไม่ทรงตัว (PARCEL UNSTABILITY)

จากจุด B เป็นระดับที่อากาศเกิดการควบแน่น (CONDENSATION) กล่าวคือ ก้อนอากาศลอยตัวไปตาม DRY ADIABATS จากจุด A จนกระทั่งอิ่มตัว ดังนั้นก้อนอากาศที่ลอยตัวไปจากจุด A จะเย็นตัวหรือมีอุณหภูมิลดลงไปตามระยะสูง จนกระทั่งถึงจุด B จากจุด B ก้อนอากาศนั้นจะลอยตัวต่อไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งถึงจุด C จากจุด A จนกระทั่งถึงจุด C ก้อนอากาศจะมีอุณหภูมิอุ่นกว่าอากาศรอบๆ ด้าน มันจึงอยู่ในภาวะที่ลอยตัวขึ้นเรื่อยๆ เราจึงกล่าวว่า ก้อนอากาศนั้นอยู่ในภาวะไม่ทรงตัว (UNSTABLE) การเคลื่อนตัวในทางตั้งของมัน ไม่มีขอบเขตจำกัดแน่นอน ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิ กล่าวคือ เมื่ออุณหภูมิอุ่นขึ้น การควบแน่นก็จะน้อยกว่าอากาศรอบๆ ด้าน และขณะเดียวกัน ก็จะลอยตัวขึ้น ด้วยเหตุผลอันเดียวกันนี้เราสามารถจะอธิบายได้ว่า ทุกๆ จุดบน Υ ก็จะสามารถลอยตัวขึ้นเช่นกัน ดังนั้น เราจึงกล่าวได้ว่า Υ อยู่ในภาวะไม่ทรงตัว

9. CONDITIONALLY UNSTABLE

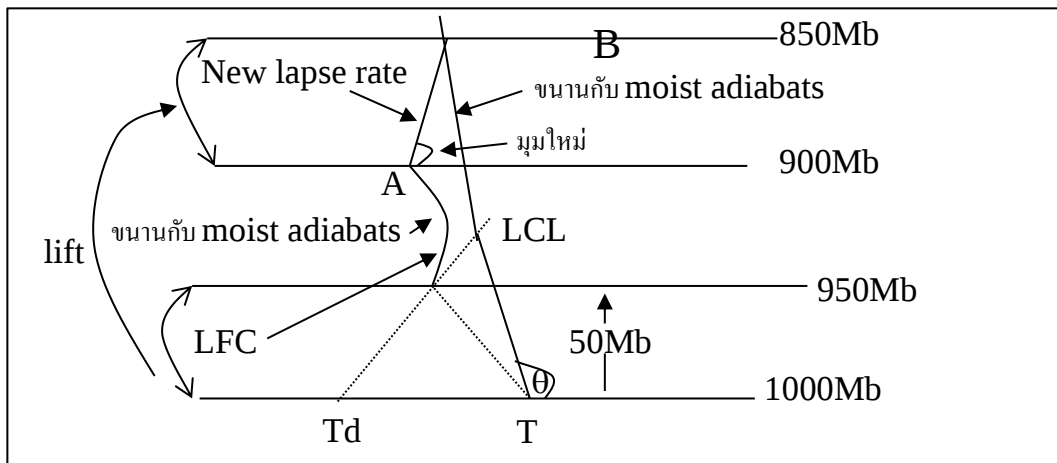


ภาพที่ 73 CONDITIONALLY UNSTABLE

จุด B ในภาพเป็นระดับที่ก้อนอากาศเกิดการควบแน่น (CONDENSATION) เมื่อก้อนอากาศนั้นลอยตัวขึ้นไปตาม DRY ADIABATS จากจุด A จนกระทั่งอิ่มตัว ณ จุด B และจะลอยตัวต่อไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งจุด C และ D ดังภาพ จากจุด A ถึงจุด C ก้อนอากาศจะเย็นกว่าอากาศรอบๆ ด้าน ซึ่งอยู่ในภาวะจมตัวลงจากจุด C ถึงจุด D ก้อนอากาศอุ่น หรือก้อนอากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศโดยรอบ (อัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงของอากาศรอบๆ ด้านเราใช้แทนด้วย Υ) ซึ่งอยู่ในภาวะของการลอยตัว หรืออีกนัยหนึ่ง เรากล่าวได้ว่าในช่วง A ถึง C อากาศอยู่ในภาวะทรงตัว และในช่วง C ถึง D อากาศอยู่ในภาวะไม่ทรงตัวลักษณะเช่นนี้เราเรียกว่า CONDITIONALLY UNSTABLE กล่าวคือช่วงล่างเป็น STABLE (จาก A ถึง C) ช่วงบนจาก C ถึง D เป็น UNSTABLE ด้วยเหตุผลอันเดียวกันนี้เราจึงกล่าวได้ว่าก้อนอากาศที่ลอยตัวขึ้น ณ จุดใดๆ ก็ตามบน Υ จะอยู่ในภาวะเดียวกัน นั่นคืออยู่ในภาวะ CONDITIONALLY UNSTABLE

10. POTENTIAL STABILITY

ในการพิจารณาหาค่า POTENTIAL STABILITY นี้เราพิจารณาได้จากการกำหนดค่าที่ได้จากการหยั่งอากาศชั้นบน ลงบนแผนภูมิ SKEW T. LOG P ก่อนแล้วจึงมาพิจารณาหาค่า POTENTIAL STABILITY จากระดับ 1000 hPa หรือผิวพื้น



ภาพที่ 74 การหาค่า POTENTIAL STABILITY

วิธีหา

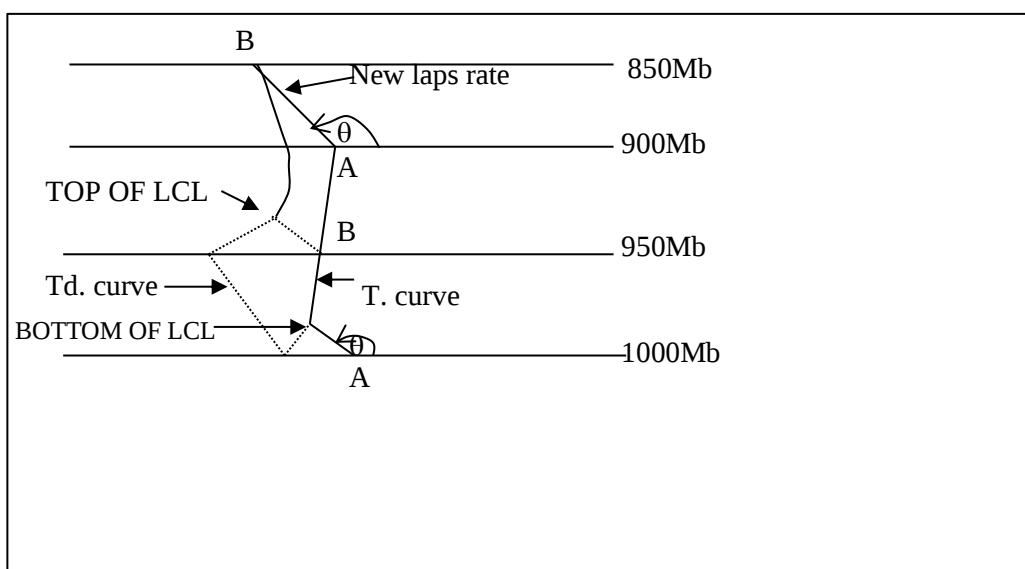
จากผิวพื้นหรือที่ระดับ 1,000 มิลลิบาร์ หาจุด LCL จาก LCL ที่หาได้ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS ขึ้นไป 100 มิลลิบาร์ (คิดจากผิวพื้น หรือระดับ 1,000 มิลลิบาร์) จนตัดกับระดับความกด 900 มิลลิบาร์ ที่จุด A และที่ระดับ 950 มิลลิบาร์ หาค่า LCL จาก LCL ที่หาได้ ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS ขึ้นไป 100 มิลลิบาร์ (คิดจากระดับที่หา LCL ถึงที่ระดับ 950 มิลลิบาร์) จนไปตัดกับระดับ 850 มิลลิบาร์ ที่จุด B ต่อจากจุด A และ B ที่ได้ ฉะนั้น AB จึงถือว่าเป็น LAPSE RATE ที่ได้ใหม่

พิจารณา LAPSE RATE ที่ได้ใหม่นี้ มุมของ LAPSE RATE ใหม่ที่ทำกับพื้นระดับเมื่อเปรียบเทียบกับมุมของเส้นอุณหภูมิ T. CURVE ในแผนภูมินั้น จากระดับ 1,000 มิลลิบาร์ ถึง 950 มิลลิบาร์ จะเห็นว่ามมุมน้อยกว่า มุมของเส้นอุณหภูมิ (การพิจารณามุมนั้น คิดมุมของเส้นนั้นกับแนวระดับหรือ แนวความกดอากาศเท่า)

ในกรณีที่มุมของ LAPSE RATE ที่หาได้ใหม่นี้มีน้อยกว่ามุมของเส้นอุณหภูมิ (T. CURVE) แสดงว่าในชั้นของบรรยากาศตั้งแต่ระดับ 1,000 มิลลิบาร์ถึง 850 มิลลิบาร์ นั้นเป็น POTENTIAL STABILITY

POTENTIAL STABILITY อาจกล่าวได้ว่า เมื่อมีแรงมากระทำทำให้ชั้นของบรรยากาศนั้นยกตัวขึ้น ชั้นของบรรยากาศนั้นยังคงอยู่ในภาวะของการทรงตัว และความชื้นจะเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง ในชั้นบรรยากาศนั้น

11. POTENTIAL UNSTABLE



ภาพที่ 75 การหาค่า POTENTIAL UNSTABLE

วิธีหา

จากระดับ 1,000 มิลลิบาร์ หา LCL จาก LCL นี้ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS จนถึงระดับ 900 มิลลิบาร์ กำหนดให้เป็น A' จากระดับ 950 มิลลิบาร์ หา LCL และจาก LCL ที่หาได้ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS จนกระทั่งถึงระดับ 850 มิลลิบาร์ กำหนดให้เป็น B' ต่อ A' B' จะเป็น LAPSE RATE ที่ได้ใหม่ พิจารณารูปที่ได้จากการหา LAPSE RATE ที่ได้ใหม่ในแผนภูมิ SKEW T. LOG P นั้น ในกรณีนี้จะเห็นว่า LAPSE RATE ที่ได้ใหม่นั้น ทำมุมกับแนวระดับมากกว่ามุมของเส้นอุณหภูมิตัว (T. CURVE) หรือ A'B' มีมุมโตกว่า AB (คิดในแนวระดับ)

ในกรณีเช่นนี้อาจจะกล่าวได้ว่า ชั้นของบรรยากาศในระดับ 1,000 มิลลิบาร์ ถึง 850 มิลลิบาร์นั้น เป็น POTENTIAL UNSTABLE

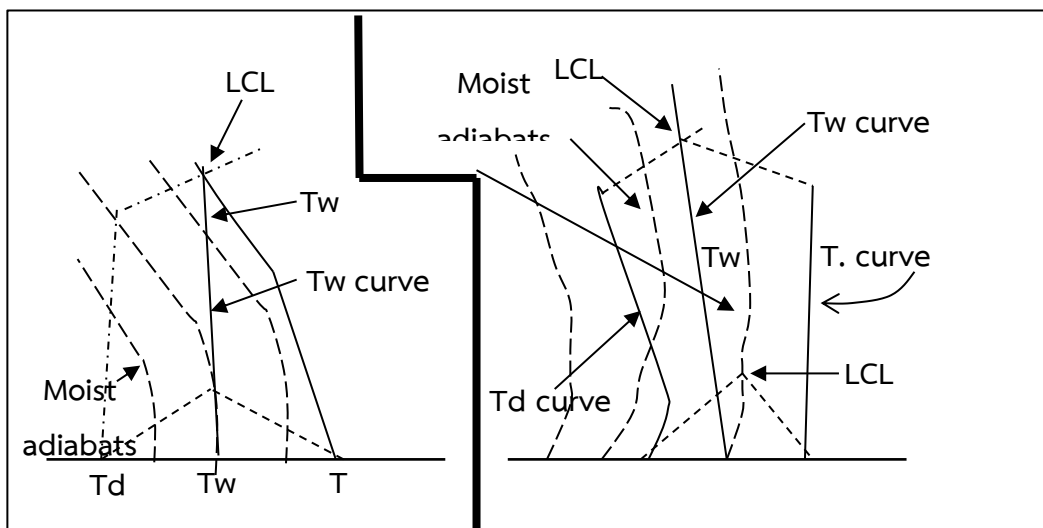
POTENTIAL UNSTABLE อาจกล่าวได้ว่าเมื่อมีแรงมากระทำทำให้ชั้นของบรรยากาศยกตัวขึ้น ชั้นของบรรยากาศที่ถูกยกตัวขึ้นนั้น ไม่อยู่ในภาวะทรงตัว หรือมีการทรงตัวน้อยมาก และความชื้นจะลดลงตามส่วนสูงในชั้นบรรยากาศนั้น

หมายเหตุ เรามีวิธีพิจารณาหาค่าของอัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงของก้อนอากาศว่า อยู่ในภาวะทรงตัว (STABLE), ไม่ทรงตัว (UNSTABLE) หรืออยู่ใน CONDITION UNSTABLE พอสรุป ได้ดังนี้

1. ภาวะทรงตัว มุมเอียงของ γ อยู่ทางขวาของ γ_m หรือ $\gamma_{actual} < \gamma_m$
2. ภาวะไม่ทรงตัว มุมเอียงของ γ อยู่ทางซ้ายของ γ_d หรือ $\gamma_{actual} > \gamma_d$
3. CONDITIONAL UNSTABLE มุมเอียงของ γ อยู่ทางซ้ายของ γ_m และ อยู่ทางขวาของ γ_d หรือ $\gamma_d > \gamma > \gamma_m$
4. มุมเอียง ให้พิจารณามุมทางขวาเทียบกับพื้นขนาน หรือแนวระดับ

12. การเปรียบเทียบ Tw CURVE กับ MOIST ADIABATS

ในการหา POTENTIAL STABLE หรือ POTENTIAL UNSTABLE นั้น เรามีวิธีหาได้อีกทางหนึ่ง คือ โดยการเปรียบเทียบ Tw CURVE กับ MOIST ADIABATS



ภาพที่ 76 การเปรียบเทียบ Tw CURVE กับ MOIST ADIABATS

วิธีหา

1. หา T_w ทุก ๆ ระดับจากค่าที่ได้จากการหยั่งอากาศชั้นบน และกำหนดจุด T_w ลงบนแผนภูมิ SKEW T. LOG P นั้น

2. ต่อจุด T_w ทุก ๆ จุด เข้าด้วยกันเราจะได้ T_w CURVE

3. พิจารณา T_w CURVE ที่ได้ดังนี้

12.1 POTENTIAL STABLE

1. มุมเอียงของ T_w CURVE จะอยู่ทางขวาของ MOIST ADIABATS หรืออีกนัยหนึ่งมุมเอียงของ T_w CURVE เล็กกว่ามุมเอียงของ MOIST ADIABATS นั้นเอง

2. เป็นชั้นบรรยากาศที่ทรงตัวมาก

3. มีความชื้นเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง

4. θ_w , θ_e เพิ่มขึ้นตามส่วนสูง

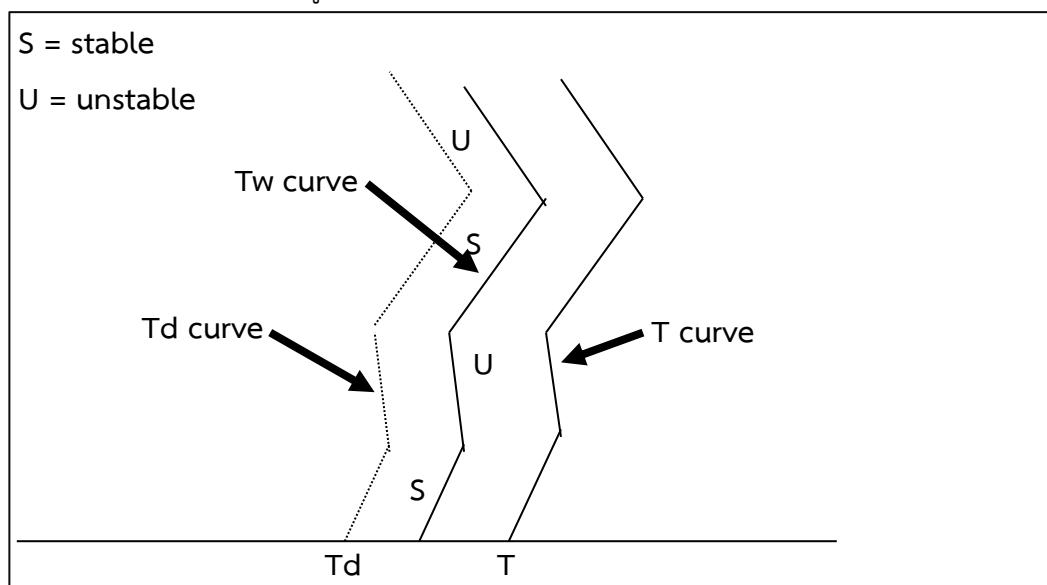
12.2 POTENTIAL UNSTABLE

1. มุมเอียงของ T_w CURVE อยู่ทางซ้ายของ MOIST ADIABATS กล่าวคือ มีมุมเอียงมากกว่ามุมเอียงของ MOIST ADIABATS นั้นเอง

2. เป็นชั้นบรรยากาศที่มีการทรงตัวน้อยมาก หรือ ไม่ทรงตัวเลย

3. ความชื้นลดลงตามส่วนสูง

4. θ_w , θ_e ลดลงตามส่วนสูง



ภาพที่ 77 การเปรียบเทียบชั้นของบรรยากาศระหว่าง T_w CURVE กับ MOIST ADIABATS

จากภาพข้างบนเป็นการเปรียบเทียบให้แต่ละชั้นของบรรยากาศระหว่าง T_w CURVE กับ MOIST ADIABATS ถ้าเราพิจารณาจากภาพที่ได้จากการกำหนดค่าลงบนแผนภูมิ แล้วเราก็จะทราบได้ว่าชั้นบรรยากาศช่วงใด อากาศทรงตัว หรือไม่ทรงตัว ขึ้นอยู่กับการหยั่งอากาศชั้นบนที่เราได้รับนั้นๆ แล้วนำมาหา T_w CURVE แล้วนำมาพิจารณาดังนี้

1. ถ้ามุมเอียงของ T_w อยู่ทางขวาของ MOIST ADIABATS ความชื้น, θ_w , θ_e เพิ่มขึ้นตามส่วนสูง จะเป็น POTENTIAL STABLE

2. ถ้ามุมเอียงของ Tw CURVE อยู่ทางซ้ายของ MOIST ADIABATS ความชื้น, θ_w , θ_e ลดลงตามส่วนสูง จะเป็น POTENTIAL UNSTABLE

13. พื้นที่บวกและพื้นที่ลบ (POSITIVE AND NEGATIVE AREA)

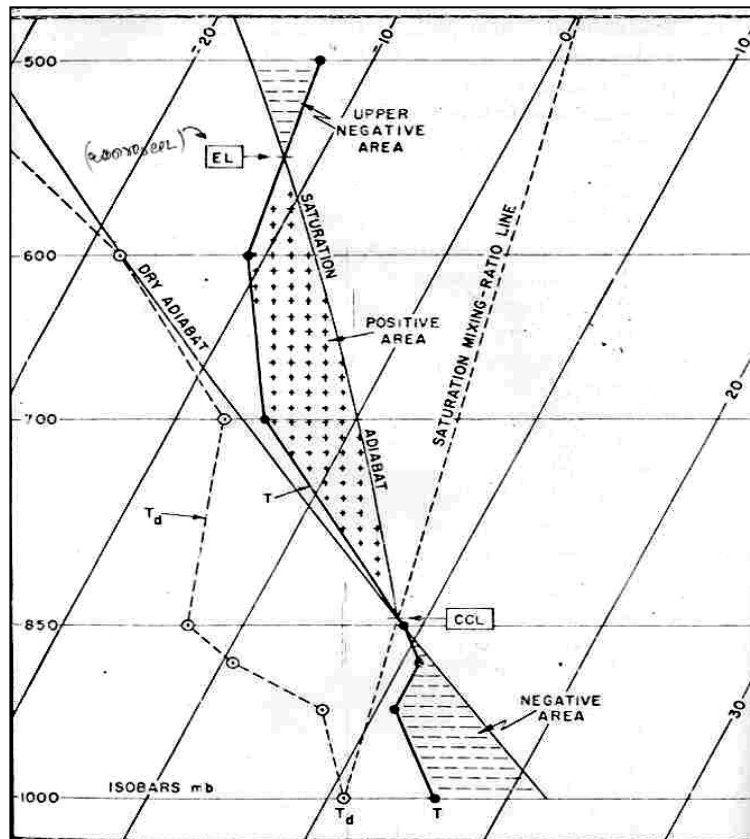
13.1 พื้นที่บวก (POSITIVE AREA) หมายถึงพื้นที่ๆ ก้อนอากาศสามารถลอยตัวได้อย่างอิสระ เนื่องจากอุณหภูมิภายในพื้นที่นั้นสูงกว่าอุณหภูมิรอบๆ ด้าน พื้นที่ที่เกิดขึ้นระหว่างเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) กับ MOIST ADIABATS นี้ จะเป็นสัดส่วนกับจำนวนพลังงานจลน์ (KINETIC ENERGY) ซึ่งก้อนอากาศได้รับจากรอบๆ ด้าน

13.2 พื้นที่ลบ (NEGATIVE AREA) หมายถึงพื้นที่ๆ ก้อนอากาศอยู่ในภาวะทรงตัว พื้นที่ระหว่างส่วนของก้อนอากาศที่เคลื่อนที่ต่อไปตาม ADIABATS และอุณหภูมิ (T CURVE) นี้ จะเป็นสัดส่วนกับจำนวนของพลังงานจลน์ ซึ่งมาทำให้ก้อนอากาศนั้นเคลื่อนตัว เราเรียกพื้นที่นี้ว่า “NEGATIVE AREA”

พื้นที่บวกและพื้นที่ลบนี้ มีวิธีการหา 2 แบบด้วยกัน ก้อนอากาศที่ลอยตัวขึ้นไปนั้นมีสาเหตุจากอะไร ทั้งนี้อาจจะเป็นด้วยความร้อนที่ผิวพื้น ทำให้ก้อนอากาศนั้นลอยตัวขึ้น หรืออาจจะลอยตัวขึ้นได้เนื่องจากแรงยกตัวต่างๆ ที่ผิวพื้น ซึ่งแรงยกตัวที่ผิวพื้นที่ว่านี้ อาจจะได้เกิดจาก CONVERGENCE หรือสภาพของพื้นที่ เช่นพื้นที่บริเวณที่ราบสูง หรือบริเวณภูเขา (OROGRAPHIC EFFECT) ซึ่งจะได้อธิบายถึงวิธีการหาทั้งสองแบบนี้ ต่อไป

การหาพื้นที่บวกและลบเนื่องจากก้อนอากาศได้รับความร้อนที่ผิวพื้น

1. กำหนดค่าของการหยั่งลมขึ้นบนนั้นลงแผนภูมิ เพื่อหาเส้น T และ Td CURVE
2. หาจุด CCL
3. จากจุด CCL ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABATS ขึ้นไปข้างบนแผนภูมิ จนกระทั่งถึงระดับสูงสุดของเส้นอุณหภูมิ (T. CURVE)
4. จุดตัดระหว่างเส้น MOIST ADIABATS กับเส้นอุณหภูมิ (T. CURVE) คือจุด EL (EQUILIBRIUM LEVEL)
5. พื้นที่ระหว่างเส้น MOIST ADIABATS กับเส้นอุณหภูมิ T CURVE จากจุด CCL จนกระทั่ง ถึงระดับ EL คือพื้นที่บวก (POSITIVE AREA)
6. จาก CCL ลากเส้นลงตาม DRY ADIABATS จนถึงระดับความกดที่เริ่มต้น หรือผิวพื้น พื้นที่ๆ เกิดขึ้นระหว่างเส้น DRY ADIABATS กับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) จากผิวพื้นถึงจุด CCL นี้เรียกว่า พื้นที่ลบ (NEGATIVE AREA)
7. พื้นที่ๆ เกิดขึ้นระหว่าง MOIST ADIABATS กับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) จากจุด EL ขึ้นไปเป็นพื้นที่ลบ (ดังภาพที่ 78)



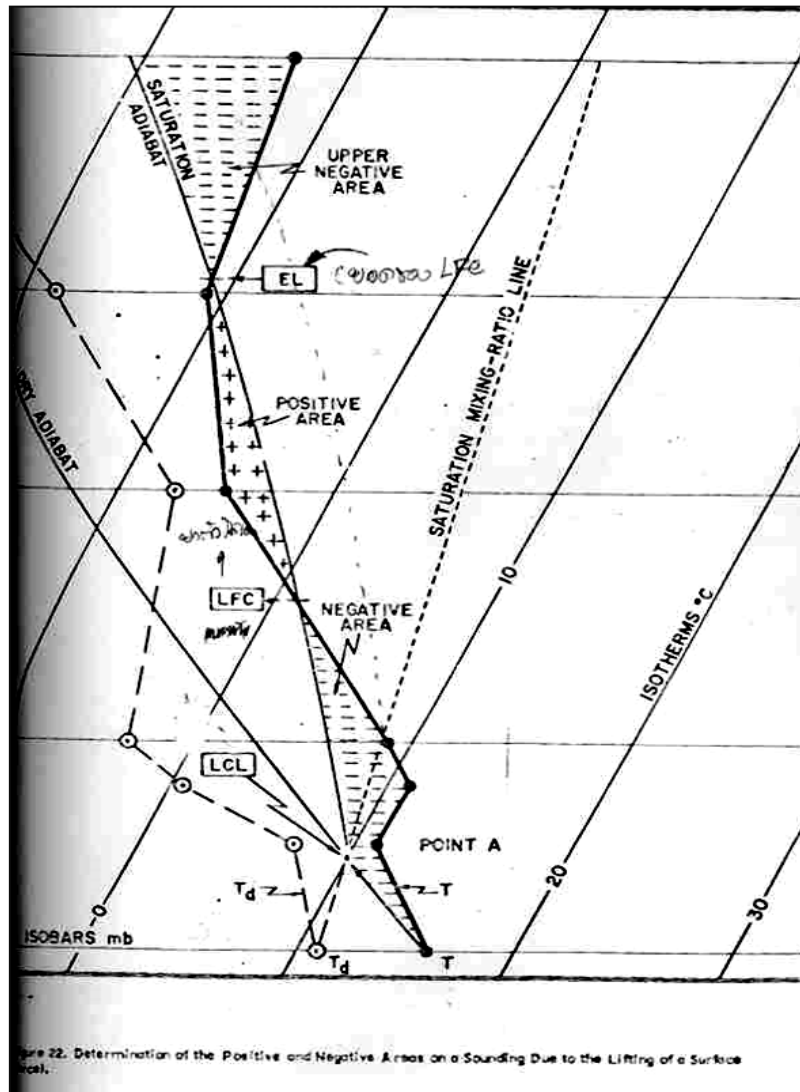
ภาพที่ 78 การหาพื้นที่บวกและลบเนื่องจากก้อนอากาศได้รับความร้อนที่ผิวพื้น

ข้อสังเกต สำหรับการหาพื้นที่บวกและพื้นที่ลบด้วยวิธีนี้คิดจากจุด CCL ขึ้นไปพื้นที่ๆ เกิดขึ้นระหว่าง MOIST ADIABATS กับเส้นอุณหภูมิ ถ้าพื้นที่นั้นอยู่ทางด้านขวา (ด้านนอก) ของเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) พื้นที่นั้นจะเป็นพื้นที่บวก (POSITIVE AREA) ถ้าพื้นที่นั้นอยู่ทางซ้าย (ด้านใน) ของเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) พื้นที่นั้นจะเป็นพื้นที่ลบ (NEGATIVE AREA)

การหาพื้นที่บวก พื้นที่ลบ เนื่องจากก้อนอากาศได้รับแรงยกจากผิวพื้น

ในการหาพื้นที่บวกและพื้นที่ลบด้วยวิธีนี้เราหาได้ดังนี้

1. หาจุด LCL
2. จากจุด LCL ลากเส้นไปตาม MOIST ADIABAT จนกระทั่งถึงระดับสูงสุดของเส้นอุณหภูมิ (T CURVE)
3. จาก LCL ที่ลากตาม MOIST ADIABATS ไปตัดกับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) จุดนี้ก็คือจุด LFC เมื่อลากต่อขึ้นไปจนตัดเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) จุดที่สองคือจุด EL (EQUILIBRIUM LEVEL)
4. จากจุด LCL ลากลงมาตาม DRY ADIABATS จนถึงผิวพื้นหรือระดับความกดที่เริ่มต้น
5. พื้นที่ในช่วงล่างจากผิวพื้นที่เกิดขึ้นระหว่างเส้นอุณหภูมิกับเส้น DRY ADIABATS จากผิวพื้นถึงจุด LCL และต่อไปตาม MOIST ADIABATS ถึงจุด LFC คือพื้นที่ลบ
6. พื้นที่ระหว่างเส้น MOIST ADIABATS กับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) จากจุด LFC ถึงจุด EL คือพื้นที่บวก
7. พื้นที่ระหว่างเส้น MOIST ADIABAT กับเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) จากจุด EL ขึ้นไปตอนบนเป็นพื้นที่ลบ (ดังภาพที่ 79)



ภาพที่ 79 การหาพื้นที่บวก พื้นที่ลบ เนื่องจากก้อนอากาศได้รับแรงยกจากผิวพื้น

ข้อสังเกต เรามีข้อสังเกตในการพิจารณาพื้นที่บวกหรือลบได้เช่นเดียวกับการหาด้วยวิธีก่อนที่ได้กล่าวมาแล้วข้างต้นเหมือนกัน กล่าวคือ

พื้นที่บวก (POSITIVE AREA) เกิดขึ้นระหว่าง MOIST ADIABATS และอุณหภูมิจุดควบแน่น (T CURVE) และจะมีพื้นที่อยู่ด้านหน้า (ขวา) ของเส้นอุณหภูมิจุดควบแน่น (T CURVE)

พื้นที่ลบ (NAGATIVE AREA) เกิดขึ้นระหว่าง MOIST ADIABATS กับเส้นอุณหภูมิจุดควบแน่น (T CURVE) และจะมีพื้นที่อยู่ด้านหลัง (ซ้าย) ของเส้นอุณหภูมิจุดควบแน่น (T CURVE)

บทที่ 9

อุณหภูมิกลับ (INVERSION)

1. ชั้นอุณหภูมิกลับ (INVERSIONS)

หมายถึง การเพิ่มอุณหภูมิตามส่วนสูง

2. ชนิดของ INVERSIONS

2.1 GROUND INVERSIONS หรือ RADIATION INVERSIONS

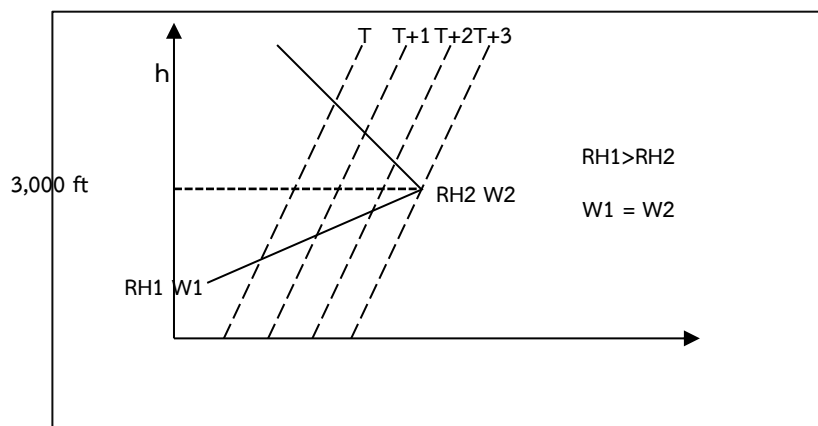
2.2 SUBSIDENCE INVERSIONS

2.3 FRONTAL INVERSIONS

2.4 TURBULENCE INVERSIONS

3. GROUND INVERSIONS หรือ RADIATION INVERSIONS

เกิดขึ้นเนื่องจากการระบายความร้อนออกจากผิวพื้น การเย็นตัวลงอย่างรวดเร็วของผิวพื้น จากการแผ่รังสี (RADIATION) ของผิวดินในเวลากลางคืน อุณหภูมิเหนือผิวพื้นจนกระทั่งถึงระดับประมาณ 2,000 - 3,000 ฟุต ยังคงมีอุณหภูมิสูงอยู่หรืออาจจะกล่าวได้ว่าช่วงจากเหนือผิวพื้น ถึงระดับประมาณ 3,000 ฟุตอุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง RADIATION INVERSION ทำให้เราพอจะทราบได้ว่าบริเวณสถานีตรวจอากาศนั้น จะต้องหมอกหรือ เมฆ ST



ภาพที่ 80 GROUND INVERSIONS หรือ RADIATION INVERSIONS

4. FRONTAL INVERSIONS

ก่อนจะศึกษาในเรื่องของ FRONTAL INVERSIONS ควรจะทำความเข้าใจเกี่ยวกับความหมายของคำว่า “ FRONT ” เสียก่อนว่า หมายถึงอะไร

4.1 ความหมายของคำว่า “ FRONT ”

4.1.1 มวลอากาศทั้งสองประเภทที่กล่าวนั้น จะมีคุณสมบัติต่างกัน ทั้งนี้เนื่องจากแหล่งกำเนิดที่แตกต่างกัน และการเปลี่ยนแปลงที่แตกต่างกัน

4.1.2 มวลของอากาศทั้งสองประเภทนั้น ไม่มีการรวมตัวกัน และแนวระหว่างมวลอากาศสองประเภทที่มาพบกันนั้น ก็คือแนวของ FRONT โดยที่อากาศที่มีความหนาแน่นน้อยกว่าจะอยู่ข้างบน

4.1.3 เส้น FRONT ที่เกิดขึ้นจะมีแนวเอียง (SLOPE) ทั้งนี้เนื่องจากอากาศทั้งสองประเภทยุ่มีค่าของความหนาแน่น (DENSITY) แตกต่างกัน มวลอากาศที่มีความหนาแน่นน้อยกว่าจะอยู่ตอนบน มวลอากาศที่มีความชื้นมากกว่า จะอยู่ตอนบนของมวลอากาศที่มีความชื้นน้อยกว่า

4.1.4 ความหนาแน่นของอากาศชื้น (MOIST AIR) พิจารณาได้จาก VIRTUAL TEMP. และจากสมการแห่งสถานะ (EQUATION OF STATE) ของมวลอากาศทั้งสองประเภทยุ่ที่มีอุณหภูมิเท่ากัน มวลอากาศที่มีความชื้นมากกว่า จะอยู่ตอนบนของมวลอากาศที่มีความชื้นน้อยกว่า

4.2 กฎเกณฑ์หรือบรรทัดฐานของ FRONTAL INVERSIONS

4.2.1 โดยปกติแล้ว ค่าของ MIXING RATIO จะเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง

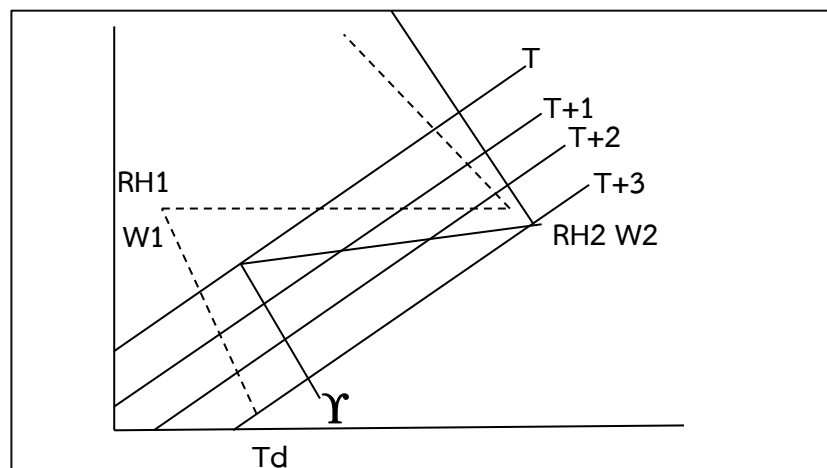
4.2.2 ค่าของความชื้นสัมพัทธ์ (RELATIVE HUMIDITY) จะเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง

4.2.3 ค่า POTENTIAL TEMPERATURE เพิ่มขึ้นตามส่วนสูง ปกติอุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นหรือตามส่วนของเส้นอุณหภูมิเท่า

4.2.4 ลมทวนเข็มนาฬิกา (BACKING WIND) ตลอดในด้าน COLD FRONT INVERSION เมื่อดูจากเบื้องบน

4.2.5 ลมตามเข็มนาฬิกา (VEERING WIND) ตลอดในด้าน WARM FRONT INVERSION เมื่อดูจากเบื้องบน

4.2.6 ลมตามเข็มนาฬิกาที่ผิวพื้นเมื่อ FRONT ได้ผ่านไปแล้ว

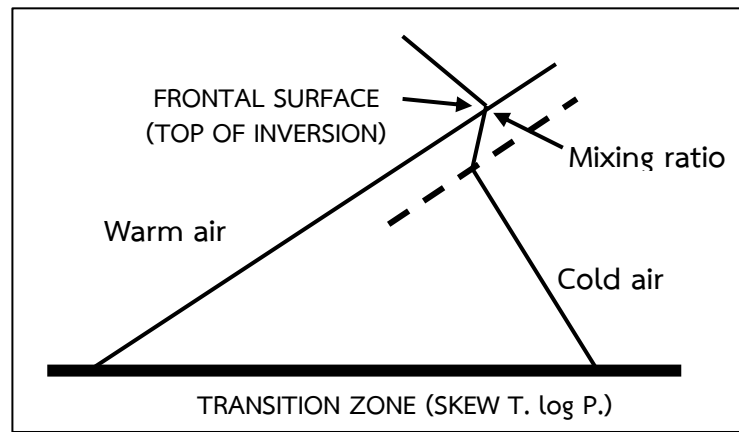


ภาพที่ 81 FRONTAL INVERSIONS

4.3 เขตของการเปลี่ยนแปลง (TRANSITION ZONE)

4.3.1 ในเขตของ FRONT เราพิจารณาได้เป็นเขตของอากาศเย็น (COLD AIR) ส่วนเขตนอกของ FRONT เป็นเขตของอากาศอุ่น (WARM AIR)

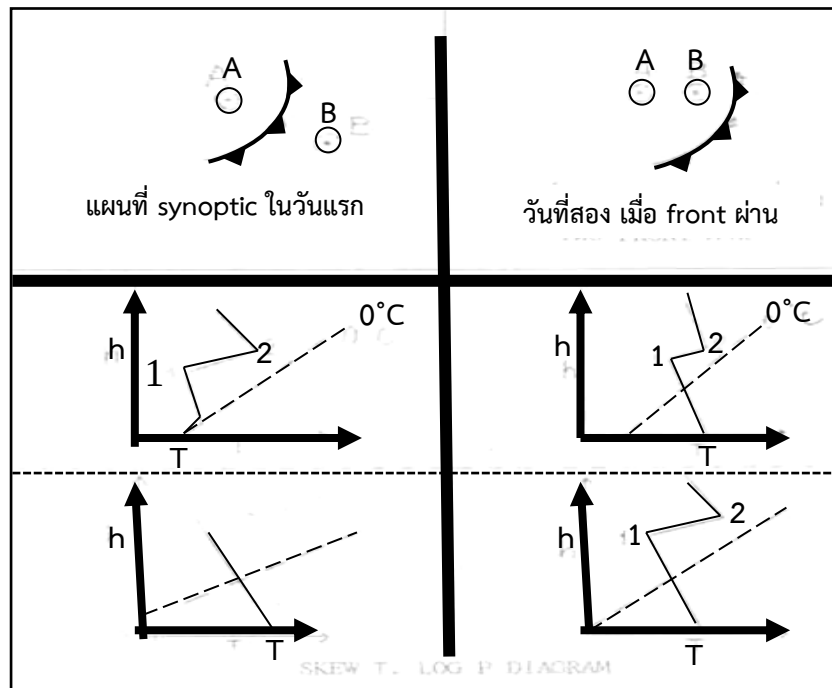
4.3.2 จุดยอดของระดับระดับที่เกิด INVERSION เราพิจารณาถึง FRONT ที่ผิวพื้น (ดูได้จากภาพด้านล่างประกอบ เพื่อทำความเข้าใจ)



ภาพที่ 82 เขตของการเปลี่ยนแปลง (TRANSITION ZONE)

4.4 FRONTAL INVERSION AND SYNOPTIC SITUATION

จากรูป เป็นการเปรียบเทียบให้เห็นในเรื่อง FRONT ขณะที่ยังคงอยู่ (ขณะที่กำลังเกิด) และขณะเมื่อ FRONT ได้ผ่านไปแล้ว ซึ่งเปรียบเทียบให้เห็นทั้งในรูปของ SYNOPTIC และ SKEW T. LOG P DIAGRAM



ภาพที่ 83 FRONTAL INVERSION AND SYNOPTIC SITUATION

5. SUBSIDENCE INVERSION

5.1 ความหมาย

5.1.1 ด้วยกรรมวิธีทาง ADIABATS (ADIABATIC PROCESS) มวลอากาศที่อยู่ในบรรยากาศจำนวนมาก จะจมตัวลงจากเบื้องบน และชั้นของ SUBSIDENCE นี้มวลอากาศจะจมตัวลงจากระดับสูงสุดสู่ระดับต่ำ นั่นคือ SUBSIDENCE INVERSION หมายถึง INVERSION ที่เกิดขึ้นจากการจมตัวของมวลอากาศในบรรยากาศ จากระดับสูงลงสู่ระดับต่ำ

5.1.2 เมื่ออากาศมีการจมตัวลง สภาพอากาศมักจะเป็นไปในรูปของอากาศดี หรืออยู่ในภาวะทรงตัว

5.2 ที่มาของ SUBSIDENCE (การเกิด)

5.2.1 สัมพันธ์กับ ANTICYCLONES เสมอ

5.2.2 จะไม่พบในบริเวณที่เกิด CYCLONES เลยทั้งนี้เพราะบริเวณ CYCLONES เป็นบริเวณ CONVERGENCE และไม่อยู่ในภาวะทรงตัว

5.2.3 ส่วนมากพบในมวลอากาศแถบขั้วโลก หรือ แลตติจูดสูงๆ

5.2.4 มักจะเกิดขึ้นในระดับสูงๆ ไม่เคยปรากฏว่าเกิดขึ้นในระดับใกล้ๆ ผิวพื้นเลย SUBSIDENCE ที่เกิดในระดับต่ำกว่า 1,200 ฟุต เหนือพื้นดินหาได้ยาก หรืออาจจะกล่าวได้ว่าไม่เคยปรากฏเลย

5.3 สาเหตุของการเกิด SUBSIDENCE

5.3.1 มี DIVERGENCE ในชั้นของบรรยากาศต่ำๆ ซึ่งทำให้เกิด SUBSIDENCE

5.3.1.1 การไหลออกซึ่งเกี่ยวกับความฝืด (FRICTIONAL OUTFLOW)

5.3.1.2 แรงประกอบของลมตามเส้น PRESSURE CHANGE (ISALLOBARIC COMPONENT OF THE WIND)

5.3.1.3 มวลอากาศแถบขั้วโลก ที่เข้ามาแทนที่ตามเส้นรุ้ง

5.3.2 NAMIAS เชื่อว่าชั้นของฟ้าหัลว (HAZE) มีส่วนช่วยให้เกิด SUBSIDENCE

5.3.2.1 ADVECTION ของมวลอากาศอุ่นในตอนบน

5.3.2.2 ADVECTION ของมวลอากาศเย็นในตอนล่าง

5.3.2.3 การจมตัวอย่างต่อเนื่อง (CONTINUED SUBSIDENCE)

5.3.2.4 การจมตัวที่ผิวพื้น เป็นเหตุให้ลงไม่สม่ำเสมอ (DISCONTINUITY) ไม่มีการรวมหรือปะปนกันทั้งนี้เนื่องจากอากาศอยู่ในภาวะทรงตัว และอากาศเบื้องบนจมตัวลงเร็วกว่า ด้วยเหตุนี้อากาศเบื้องบนจึงแยกตัวออกไม่สม่ำเสมอ

5.3.2.5 ชั้นของความชื้นที่เข้ามารวมกัน และความแตกต่างของอากาศในชั้นล่าง เป็นเหตุให้อากาศขยายตัวออกในชั้นสูงและเย็นลง

5.3.2.6 TURBULENCE อากาศเย็นในชั้นบนและอากาศอุ่นในชั้นล่าง

5.3.2.7 อากาศเบื้องบนแห้ง เพิ่มขึ้นอย่างไม่สม่ำเสมอเป็นเหตุให้การแพร่ออกเป็นไปได้อย่าง

ดี

5.4 การสังเกตหรือการพิจารณา SUBSIDENCE

5.4.1 จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิกส์ทั่วๆ ไป

5.4.1.1 แสดงให้เห็นได้ด้วยอุณหภูมิ กล่าวคือ เส้นอุณหภูมิมี INVERSION หรืออุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามส่วนสูง

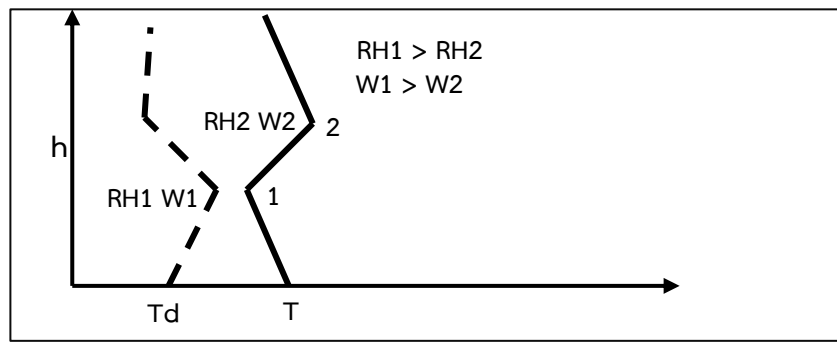
5.4.1.2 ความชื้นสัมพัทธ์ ลดลงตามส่วนสูง

5.4.1.3 MAXING RATIO ลดลงตามส่วนสูง

5.4.1.4 ลมไม่สม่ำเสมอ กล่าวคือ โดยทั่วๆ ไปลมอ่อนและมีทิศทางทวนเข็มนาฬิกาเมื่อมองจากเบื้องบน

5.4.2 ผิวพื้นของ SUBSIDENCE (SURFACE OF SUBSIDENCE)

ผิวพื้นของ SUBSIDENCE ก็คือฐานหรือจุดเริ่มต้นของ INVERSION



ภาพที่ 84 SUBSIDENCE INVERSION

5.4.3 บนแผนภูมิเทอร์โมไดนามิกส์ที่ต่อเนื่องกันสองวัน

5.4.3.1 LAPSE RATE แทนด้วยเส้นทางขวา

5.4.3.2 ค่า “ θ ” สูงขึ้น ค่าของ “RH” และ “W” ต่ำกว่าวันก่อน ณ ที่ระดับความกดเดียวกัน

- ต่ำกว่าประมาณ 1 กิโลกรัม

- ค่าของ “ θ ” คงที่ อากาศจะไหลไปตาม POTENTIAL TEMP. ที่ผิวพื้นจนกระทั่งไปสู่ระบบของ DRY ADIABATS

5.5 ยอดของ SUBSIDENCE (SUBSIDENCE DOME)

5.5.1 มีบางอย่างเหนือแนวปะทะ (FRONT) เกี่ยวกับความไม่สม่ำเสมอหรือไม่ต่อเนื่อง แต่ไม่มีแนวเอียงของแนวปะทะ แนวเอียงมีค่า 1/400 ถึง 1/500

5.5.2 ศูนย์กลางของยอด (CENTER OF DOME) หรือก็คือแนวที่กว้างที่สุดที่เกิด SUBSIDENCE พบในความกดเท่าที่อยู่สูงๆ บริเวณที่มี DIVERGENCE กว้างที่สุด

5.5.3 อัตราของ SUBSIDENCE คือ 1000 เมตร ในระยะ 24 ชม.

6. TURBULENCE INVERSIONS

6.1 ความหมาย

เมื่อมวลอากาศมีการรวมตัวกันอย่างทั่วถึง เนื่องจากลมแรง ชั้นของผิวพื้นร้อนและชั้นที่อยู่ใกล้กับยอดของเขตที่รวมตัวกันนั้นเย็นจะเกิด TURBULENCE INVERSION ขึ้น

6.2 การเกิด

จะเกิดขึ้นในกรณีที่ลมแรงเหนือพื้นที่ๆ ราบเรียบหรือลมแรงปานกลางเหนือพื้นที่ๆ ไม่เรียบ

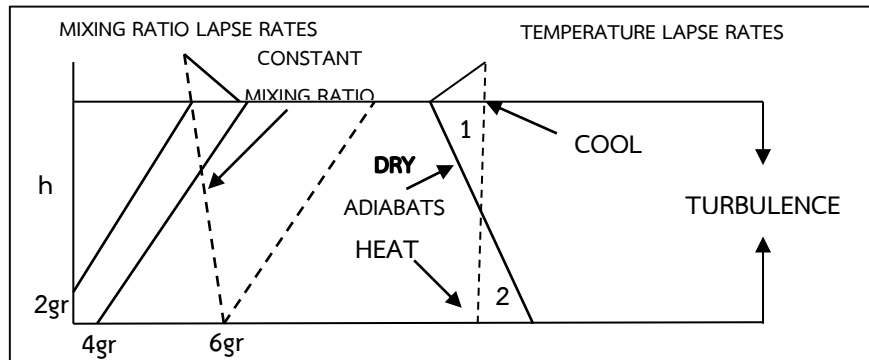
6.3 สาเหตุของการเกิด

6.3.1 มีการผสมหรือรวมกันระหว่างจำนวนความชื้นที่น้อยในมวลอากาศที่ระดับยอดกับจำนวนความชื้นที่มาจากมวลอากาศ ณ ระดับผิวพื้นจนกระทั่งเป็นชั้นของอากาศที่มีความชื้นเท่ากันโดยตลอด

6.3.2 ก้อนอากาศตอนบนจะเคลื่อนตัวลง ส่วนก้อนอากาศตอนล่างจะเคลื่อนตัวขึ้นความร้อนในก้อนอากาศทั้งหมดจะเปลี่ยนไปจนกระทั่งก้อนอากาศทั้งหมดมีอุณหภูมิเท่ากันหมด

6.3.3 ความร้อนที่แลกเปลี่ยนกันในก้อนอากาศมีวงจำกัดเฉพาะในชั้นของ TURBULENCE ดังนั้น
จำนวนของความเย็น (พื้นที่ 1) เท่ากับจำนวนของอากาศร้อน (พื้นที่ 2)

6.3.4 เหนือระดับที่มีการผสมหรือรวมตัวอย่างสมบูรณ์นี้ อัตราการลอยตัวจะค่อยๆ กลับมาอยู่ในตำแหน่งเดิม



ภาพที่ 85 TURBULENCE INVERSIONS

6.4 การพิจารณา TURBULENCE INVERSIONS

6.4.1 ชั้นของ TURBULENCE INVERSIONS จะมีค่า POTENTIAL TEMP. และ MAXING RATIO LAPSE RATE คงที่

6.4.2 ถ้าระดับ MAXING CONDENSATION อยู่ภายในชั้นของ URBULENCE จะมีเมฆ STRATO CUMULUS (SC) ก่อตัวขึ้นที่ฐานของ INVERSION

6.4.3 INVERSION ไม่ค่อยปรากฏอยู่เหนือระดับ 2,500 ฟุตขึ้นไป

6.4.4 อุณหภูมิและความชื้นเหนือระดับ INVERSION ไม่มีผลกระทบกระเทือนใดๆ

7. ข้อเปรียบเทียบถึงสิ่งที่ใกล้เคียงกันระหว่าง FRONTS และ SUBSIDENCE

7.1 FRONTAL INVERSIONS

คิดความสูงเป็นมิลลิบาร์เหมือน โดยคิดที่ระดับบน (ยอด) ของ INVERSION และ EQUIVALENT POTENTIAL TEMPERATURE (θ_e)

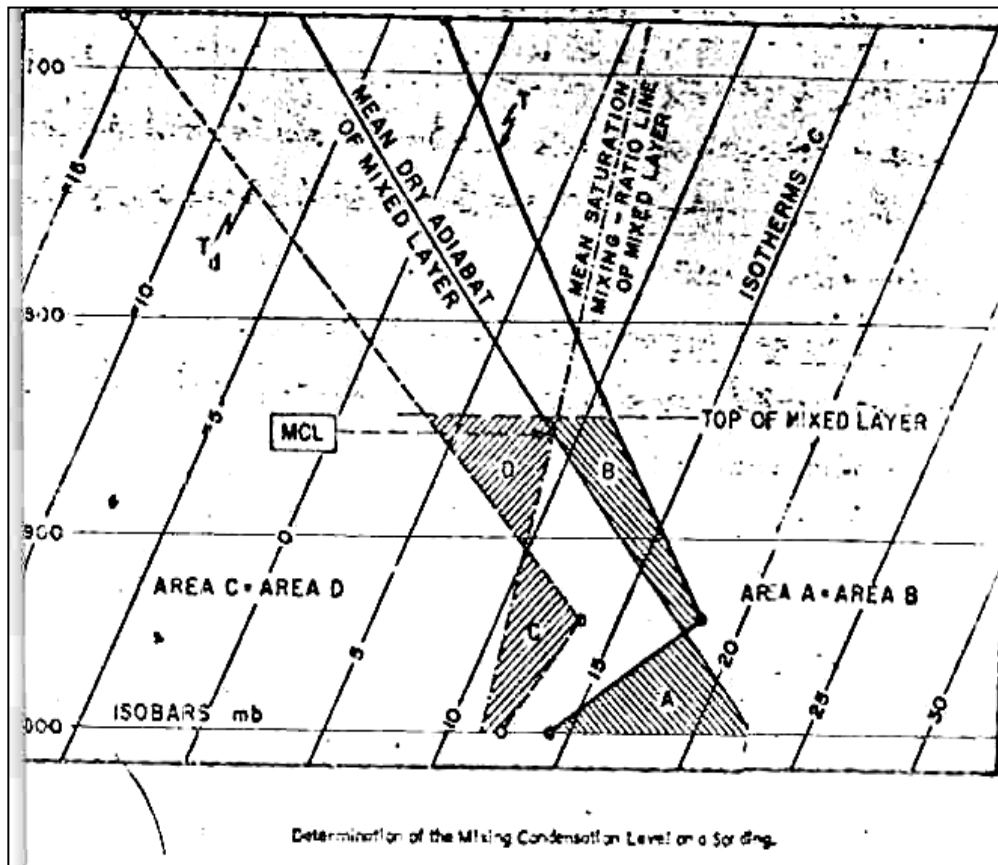
7.2 SUBSIDENCE

(๓) คิดความสูงเป็นมิลลิบาร์เช่นกัน โดยคิดที่ระดับฐานของ INVERSION และ POTENTIAL TEMPERATURE

8. MAXING CONDENSATION LEVEL (MCL)

ในการหา MAXING CONDENSATION LEVEL นั้น เราพิจารณาในชั้นของ TURBULENCE กล่าวคือ จะต้องทราบถึงระดับสูงสุดของ MAXED LAYER ก่อนเมื่อทราบระดับสูงสุดของ MAXED LAYER แล้วเราสามารถจะหาค่า MCL ได้ ดังนี้

1. แบ่งพื้นที่เท่าๆไปตาม DRY ADIABATS บนเส้นอุณหภูมิ (T CURVE) ในชั้นของ MIXED LAYER โดยคิดจากผิวพื้นถึงระดับสูงสุดของ MIXED LAYER โดยคิดจากผิวพื้นถึงระดับสูงสุดของ MIXED LAYER
2. แบ่งพื้นที่เท่าๆไปตามเส้น MAXED RATIO ในชั้นของ MIXED LAYER เช่นเดียวกัน
3. จุดตัดที่เกิดจากการแบ่งพื้นที่เท่าๆ (ซึ่งประกอบด้วยเส้นตาม DRY ADIABATS และเส้นตาม MAXING RATIO ที่อยู่ภายใน MIXED LAYER นั้นเราเรียกว่า MAXING CONDENSATION LEVEL หรือจุด MCL ดังภาพ
4. MCL ที่เกิดภายในของ TURBULENCE นี้ เป็นจุดที่ก่อตัวของเมฆหรือก็คือ เป็นจุดที่แสดงถึงฐานเมฆที่เกิดขึ้นจาก TURBULENCE นั้นเอง และเมฆที่เกิดขึ้นจะเป็นเมฆ SC
5. พิจารณา MCL ในกรณีที่เกิดภายในชั้นของ TURBULENCE เท่านั้น



ภาพที่ 86 MAXING CONDENSATION LEVEL

สรุป

INVERSION คือ การเพิ่มอุณหภูมิตามส่วนสูง หรือ **NEGATIVE LAPSE** ($\Upsilon = -$)

RADIATION INVERSION เกิดใกล้ๆ ผิวน้ำผิวดิน สัมผัสได้จากเส้นอุณหภูมิเพียงเส้นเดียว อุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นบริเวณใกล้ๆ ผิวน้ำผิวดิน

FRONTAL INVERSION เส้นอุณหภูมิและอุณหภูมิจุดน้ำค้าง จะคล้อยตามกันในทางระดับที่เกิด **FRONT** และในช่วงที่เส้นอุณหภูมิและอุณหภูมิจุดน้ำค้างคล้อยตามกันนี้ เรียกว่า **FRONTAL LAYER** หรือ “ชั้นของแนวปะทะ” ชั้นของแนวปะทะนี้ อาจเกิดมากกว่าหนึ่งระดับได้ และจะไม่เกิดที่ผิวน้ำหรือใกล้ผิวน้ำ

SUBSIDENCE INVERSION จะไม่เกิดที่ผิวน้ำผิวดิน โดยปกติจะเกิดเหนือระดับ 1,200 ฟุต ขึ้นไป เป็นชั้นที่อากาศแห้งอย่างรวดเร็ว

TURBULENCE INVERSION เกิดได้ตั้งแต่ระดับผิวน้ำผิวดิน ถึงระดับ 2,500 ฟุต ลักษณะของเส้นอุณหภูมิ (**T CURVE**) ที่ระดับผิวน้ำผิวดินจะขนานกับเส้น **DRY ADIABATS** ลักษณะของเส้นอุณหภูมิจุดน้ำค้าง **Td CURVE** ที่ผิวน้ำผิวดิน จะขนานกับเส้น **MAXING RATIO**

เสริมท้ายบท

ขั้นตอนการวิเคราะห์ SKEW T LOG P DIAGRAM

- | | | |
|---|----------------------|-------------------------|
| 1. หาค่า LCL | 2. หาค่า CCL | 3. หาค่า LFC |
| 4. หา พื้นที่ + และ พื้นที่ - | 5. หาค่า F/L | 6. หาค่า C/L |
| 7. หาค่า E/L | 8. หาค่า T/P | 9. หาค่า T_c |
| 10. หาค่า T_M | 11. หาค่า T_N | 12. หาค่า SSI |
| 13. หาค่า LI | 14. หาค่า K-VALUE | 15. หาค่า $T_{w(0)}$ |
| 16. หาค่า DOWNRUSH T. | 17. หาค่า GUST WINDS | 18. หาค่าทิศทางลมกระโชก |
| 19. หาค่า R.H. (ที่ระดับผิวพื้น, 850, 700 และ 500 hPa) | 20. หาค่า INVERSIONS | |
| 21. หาค่า T. (ที่ระดับ 2000, 5,000, 7,000, 10,000, 15,000, 20,000, 25,000, 30,000 และ 40,000 ฟุต) | | |
