สรุปการจัดการความรู้ (KM) ประจำปี พ.ศ.2562

ส่วนพยากรณ์อากาศ

เรื่อง

แผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวทีลอการิทึมพี

โดย คณะทำงานการจัดการความรู้ส่วนพยากรณ์อากาศ

ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง

คำนำ

ตามคำรับรองการปฏิบัติราชการของส่วนพยากรณ์อากาศ รอบการประเมินที่ 2 ตัวชี้วัดที่ 1.4 ระดับความสำเร็จของการดำเนินการจัดการความรู้ของส่วนพยากรณ์อากาศ โดยส่วนพยากรณ์อากาศได้ดำเนินการจัดการความรู้ เรื่อง แผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวทีลอการิทึมพี เพื่อดำเนินการตามตัวชี้วัดดังกล่าว ซึ่งเป็นองค์ความรู้ที่จำเป็นต่อการผลักดันประเด็นยุทธศาสตร์ของศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง ตามประเด็นยุทธศาสตร์ที่ 1 เพิ่มประสิทธิภาพการพยากรณ์อากาศ และการแจ้งเตือนภัยในระดับพื้นที่ นอกจากนั้นแล้วยังมีวัตถุประสงค์เพื่อเป็นการทบทวนความรู้ให้กับนักอุตุนิยมวิทยาประจำส่วนพยากรณ์อากาศ และเพิ่มพูนความรู้ทางด้านวิชาการอุตุนิยมวิทยาให้กับบุคลากรของศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่างในสายงานอื่น พร้อมทั้งใช้เป็นคู่มือประกอบในการปฏิบัติงานของส่วนพยากรณ์อากาศ ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่างต่อไป

ส่วนพยากรณ์อากาศ
ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง
30 สิงหาคม 2562

สารบัญ

เรื่อง	หน้า
1. ส่วนประกอบในแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี	**1**
1.1 เส้นความกดอากาศเท่า (Isobar)	**1**
1.2 เส้นอุณหภูมเท่า (Isotherm)	**1**
1.3 เส้นอะดิบาติกแบบแห้ง (Dry Adiabatic)	**1**
1.4 เส้นอะเดียบาติกอิ่มตัว (Saturation Adiabatic)	**3**
1.5 เส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio)	**3**
1.6 โฮโดกราฟ (Hodograph)	**6**
2. พารามิเตอร์จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี	**10**
2.1 ความชื้น (Humidity)	**11**
2.1.1 อัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio (W_S))	**11**
2.1.2 อัตราส่วนผสม (Mixing Ratio (w))	**12**
2.1.3 ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity (RH))	**13**
2.2 อุณหภูมิและพารามิเตอร์เชิงระดับต่างๆ (Temperature & Levels parameter)	**14**
2.2.1 Lifting Condensation Level (LCL)	**14**
2.2.2 อุณหภูมิตุ้มเปียก (Wet-Bulb Temperature (T_w))	**15**
2.2.3 Convective Condensation Level (CCL)	**16**
2.2.4 Convective Temperature (Tc)	**17**
2.2.5 Freezing Level	**18**
2.2.6 Level of Free Convection (LFC)	**18**
2.2.7 โทรโพพอส (Tropopause)	**19**
2.2.8 Equilibrium Level (EL)	**20**
2.2.9 Maximum Parcel Level (MPL)	**22**
2.3 การประเมินความเสี่ยงเสถียรภาพอากาศ (Stability Assessment)	**23**
2.3.1 Convective Available Potential Energy (CAPE)	**23**
2.3.2 Convective Inhibition (CIN)	**25**
2.3.3 Lifted Index (LI)	**26**

สารบัญ (ต่อ)

เรื่อง **หน้า**

2.3.4 Showalter Stability Index (SSI) **27**

2.3.5 K Index (KI) **29**

2.3.6 Total Totals Index (TT) **30**

2.3.7 SWEAT Index (SWEAT) **31**

2.4 Shear Assessment **32**

2.4.1 Bulk Richardson Number (BRN) **32**

2.4.2 Helicity **33**

3. การประยุกต์ใช้ในการพยากรณ์อากาศ (Forecast Applications) **34**

3.1 การยกตัวจากการพาด้วยความร้อน (Convection) **34**

3.1.1 พายุฝนฟ้าคะนองจากมวลอากาศ (Air Mass Thunderstorm) **34**

3.1.2 ฝนฟ้าคะนองรุนแรง (Severe Thunderstorms) **35**

4. เอกสารอ้างอิง

5. ภาพประกอบกิจกรรมแลกเปลี่ยนเรียนรู้

สรุปการจัดการความรู้(KM)

เรื่อง “แผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี (Skew-T/log-P Diagram)”

จากการจัดการความรู้(KM) ของ สพ.

สามารถสรุปเรื่อง “แผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี (Skew-T/log-P)” ได้ดังนี้

แผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี (Skew-T/log-P) คือ แผนภูมิที่เขียนข้อมูลการตรวจวัดข้อมูลลมในแนวดิ่ง (ลมชั้นบน) โดยวิธีการหยั่งอากาศ (Sounding) เพื่อแสดงอุณหภูมิ (Temperature), ความชื้น (Moisture), ความเร็วลม (Wind speed) และทิศทางลม (Wind direction) ส่วนมากใช้สำหรับทราบถึงเสถียรภาพของของบรรยากาศ โดยมีวิธีการได้มาซึ่งข้อมูล เช่น เครื่องวิทยุหยั่งอากาศ (Radiosonde), การตรวจลมชั้นบน (Pilot Balloon Observation, PIBAL), อากาศยาน (Aircraft), การพยากรณ์เชิงตัวเลข (Numerical Weather Prediction) และการหยั่งอากาศด้วยดาวเทียม (Satellite Sounder)

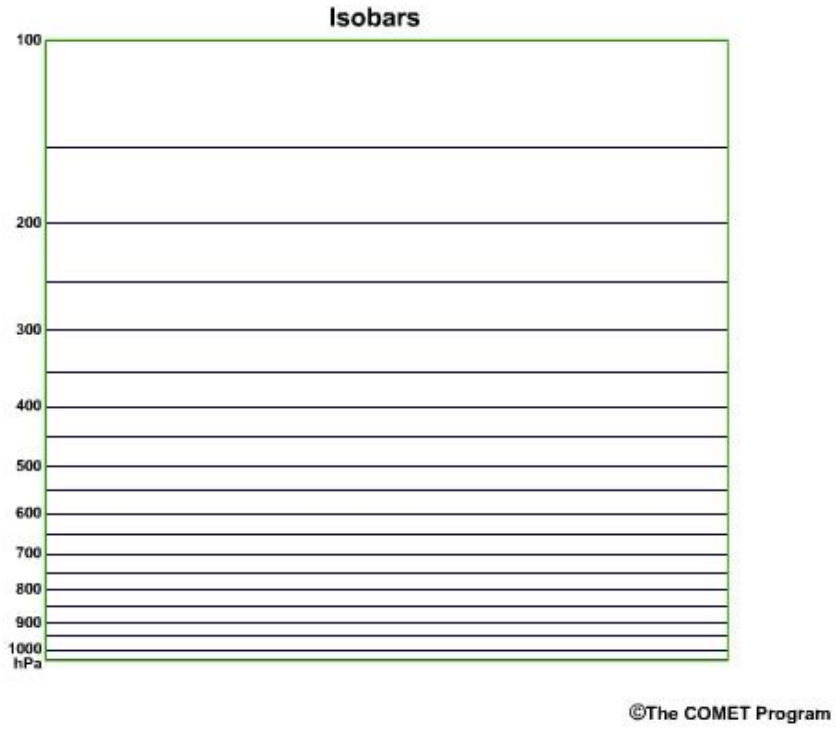
เนื่องจากในบรรยากาศความกดอากาศจะลดลงตามรูปแบบลอการิทึม (Logarithmically) เมื่อความสูงเพิ่มขึ้น แผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี (Skew-T/log-P) จึงประกอบไปด้วยเส้นค่าคงที่ของความกดอากาศ หรือเรียกว่า เส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) เป็นเส้นตรงในแนวราบ และมีระยะห่างของค่าความกดอากาศลดลงตามรูปแบบลอการิทึม และเส้นเอียงที่มีระยะห่างคงที่ของค่าอุณหภูมิหรือ เรียกว่า เส้นอุณหภูมิเท่า (Isotherm) ดังนั้นจึงเรียกแผนภูมินี้ว่า แผนภูมิ Skew-T/log-P หรือในบางครั้งเรียกว่า แผนภูมิ Skew-T

1. ส่วนประกอบในแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี

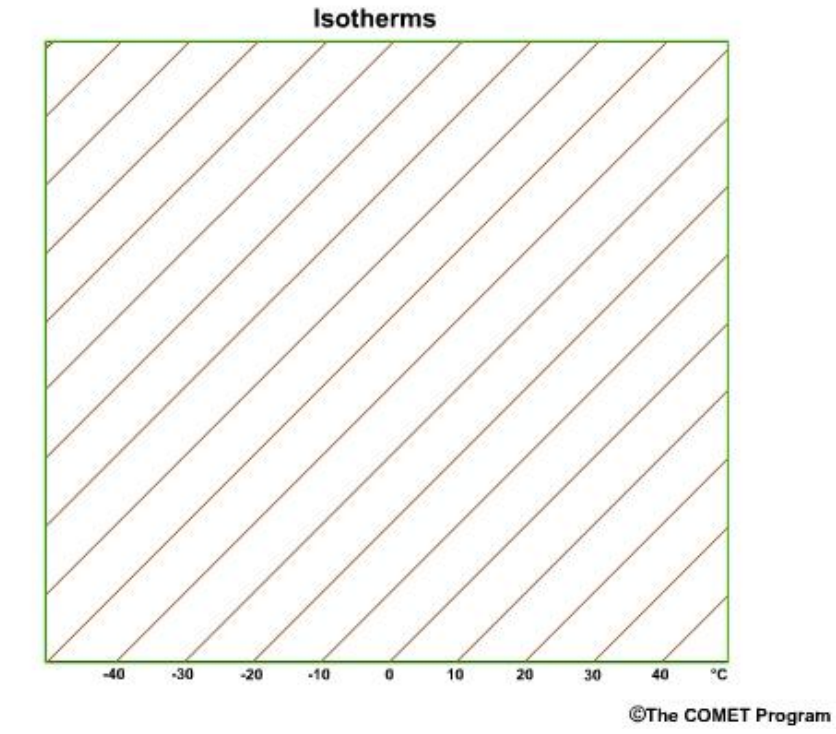
1.1 เส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) คือ เส้นทึบที่วางตัวในแนวราบ โดยมีระยะห่างของค่าความกดอากาศลดลงตามรูปแบบลอการิทึม โดยเริ่มต้นที่ค่าความกดอากาศ 1050 เฮกโตปาสคาล (hPa) และมีค่าลดลงไปจนมีค่าความกดอากาศ 100 เฮกโตปาสคาล ซึ่งแต่ละเส้นมีระยะห่างของค่าความกดอากาศเท่ากับ 50 เฮกโตปาสคาล ดังรูปที่ 1

1.2 เส้นอุณหภูมเท่า (Isotherm) คือ เส้นทึบที่เฉียงจากทางด้านซ้ายล่างขึ้นไปทางด้านขวาบน โดยทำมุม 45 องศา กับแนวราบ แสดงถึงค่าอุณหภูมิคงที่โดยแต่ละเส้นจะมีความห่างกัน 10 องศาเซลเซียส (°C) โดยเริ่มต้นจากทางซ้ายที่ – 40 องศาเซลเซียส ถึง + 40 องศาเซลเซียส ดังรูปที่ 2

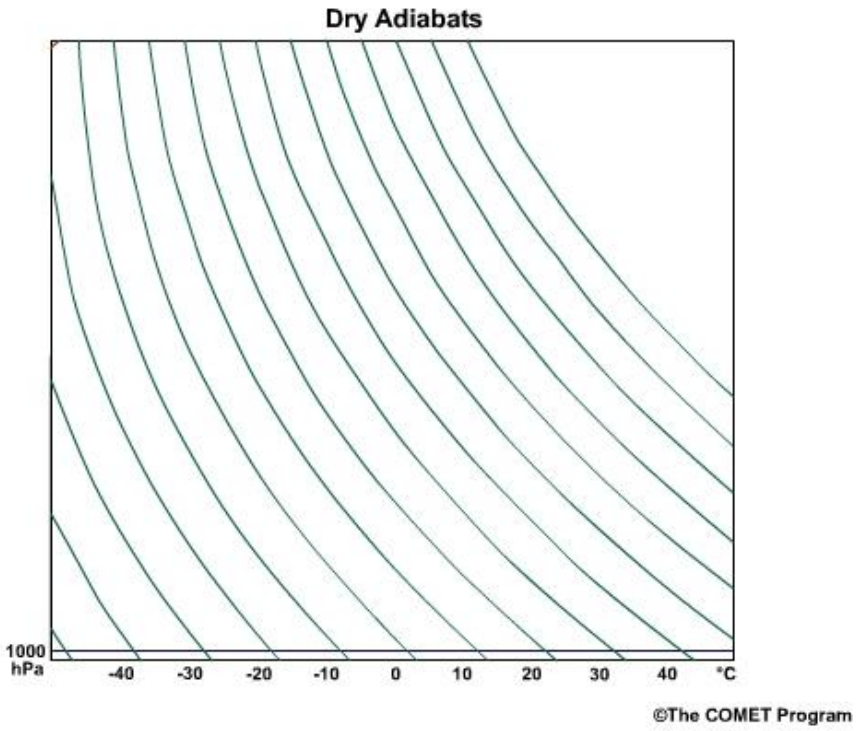
1.3 เส้นอะดิบาติกแบบแห้ง (Dry Adiabatic) คือ เส้นโค้งที่มีแนวเอียงจากทางขวาในตอนล่างไปยังด้านซ้ายในตอนบน เส้นนี้แสดงอัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิในอากาศแห้งจานวนหนึ่ง เมื่อลอยตัวขึ้นหรือจมตัวลงตามอัตราอะเดียบาติก (Adiabatic Lapse Rate) ซึ่งไม่มีการสูญเสียหรือเพิ่มความร้อนขึ้นในอากาศก้อนนั้น เส้นนี้จะมีเลขกำกับทุกๆ 10 องศาเซลเซียส ตรงจุดตัดกับเส้นความกดอากาศเท่าที่ 1000 เฮกโตปาสคาลและตอนบนของแผนภูมิ (เส้น 100 เฮกโตปาสคาล) ดังรูปที่ 3



รูปที่ 1 แสดงเส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) ในแผนภูมิแบบสกิวที/ลอการิทึมพี



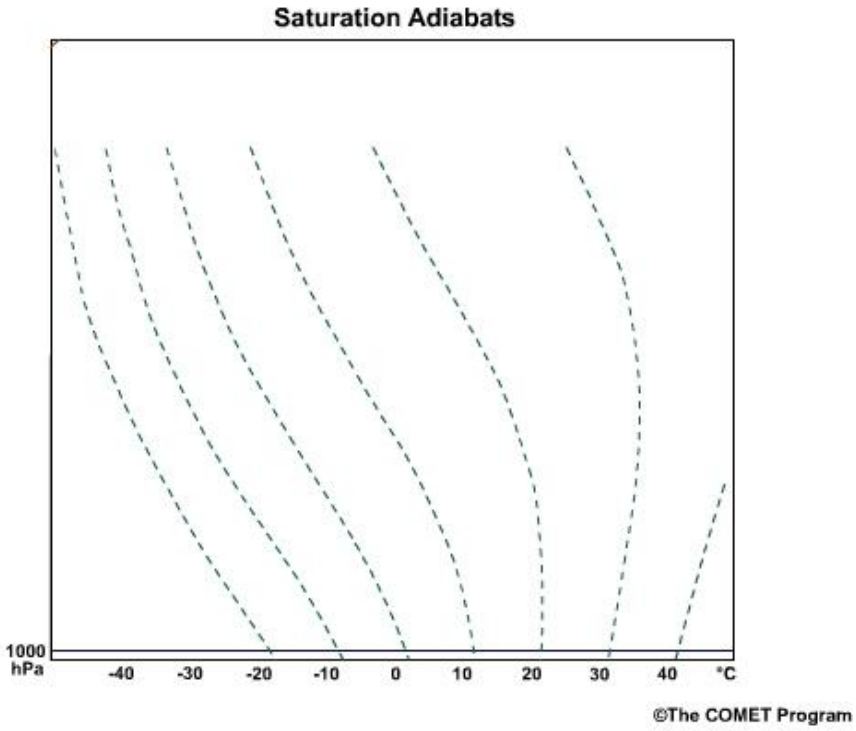
รูปที่ 2 แสดงเส้นอุณหภูมิเท่า (Isotherm) ในแผนภูมิแบบสกิวที/ลอการิทึมพี



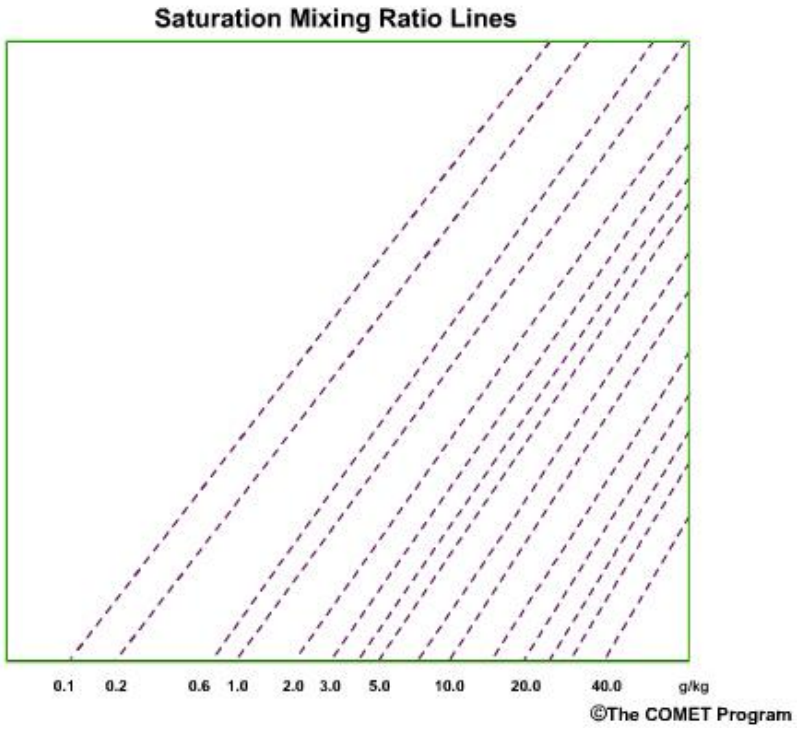
รูปที่ 3 แสดงเส้นอะเดียบาติกแบบแห้ง (Dry adiabatic) ในแผนภูมิแบบสกิวที/ลอการิทึมพี

1.4 เส้นอะเดียบาติกอิ่มตัว (Saturation Adiabatic) หรือ เส้นอะเดียบาติกชื้น (Moist Adiabatic) คือ เส้นโค้งทึบซึ่งมีแนวเอียงจากด้านขวามือตอนล่างไปทางด้านซ้ายมือตอนบน เป็นเส้นที่แสดงถึงสภาวะอากาศอิ่มตัวที่ลอยตัวขึ้นหรือจมตัวลงตามแนวนี้ และเป็นเส้นที่แทนอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิภายในอากาศอิ่มตัวก้อนหนึ่ง ซึ่งลอยตัวขึ้นไปด้วยอัตรา Pseudo Adiabatic (Pseudo Adiabatic คือ จำนวนไอน้ำที่ควบแน่นอยู่แล้ว ถูกสมมติว่าไม่มีอยู่ในอากาศก้อนนั้นขณะที่ยกตัวขึ้น) เส้นอเดียบาติกอิ่มตัวจะมีเลขกำกับบอกค่าเป็นองศาเซลเซียส โดยแต่ละเส้นห่างกัน 10 องศาเซลเซียส ซึ่งเป็นค่าอุณหภูมิที่จุดตัดบนเส้นความกดอากาศเท่า 1000 เฮกโตปาสคาล โดยใช้ค่าเดียวกันกับค่า (เส้นอเดียแบตอิ่มจะขนานกับเส้นอเดียแบตแห้งในช่วงแรกที่ค่าความชื้น, อุณหภูมิ และความกดอากาศมีค่าน้อยๆ)

1.5 เส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio) หรือเส้นอัตราส่วนผสมความชื้น (Humidity Mixing Ratio) คือ เส้นประที่มีแนวเอียงจากตอนล่างด้านซ้ายไปยังด้านบนตอนขวา มีตัวเลขกำกับอยู่ด้านล่างเริ่มตั้งแต่ด้านซ้ายสุด 0.1 ไปจนถึงด้านขวาสุด 40.0 โดยมีหน่ายเป็นกรัมต่อกิโลกรัม (g/Kg) เส้นนี้จะแสดงถึง ค่าคงที่ของปริมาณไอน้ำในหน่วยกรัมที่ใช้สำหรับการควบแน่นของอากาศแห้ง 1 กิโลกรัมที่ความชื้นและอุณหภูมินั้นๆ

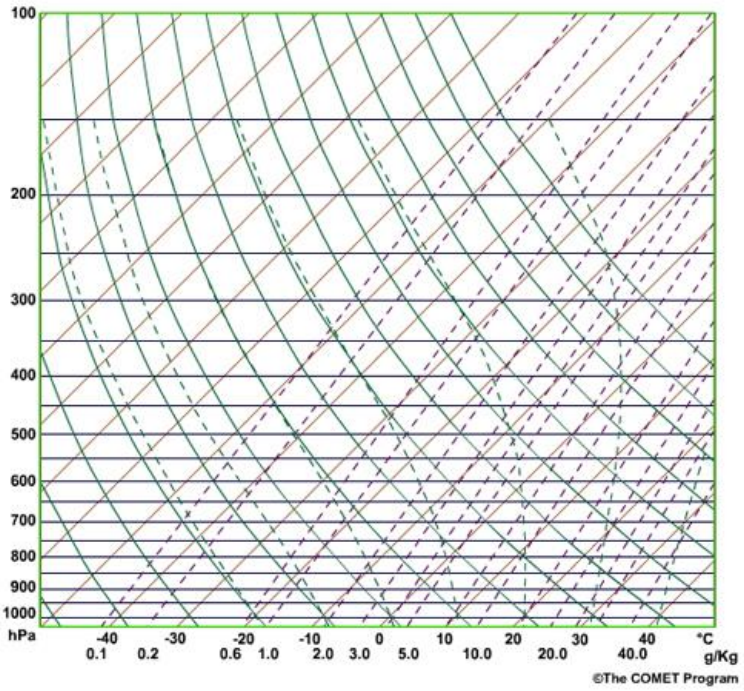


รูปที่ 4 แสดงเส้นอะเดียบาติกแบบอิ่มตัว (Saturation adiabatic) หรือเส้นอะเดียบาติกแบบชื้น (Moist adiabatic) ในแผนภูมิแบบสกิวที/ลอการิทึมพี



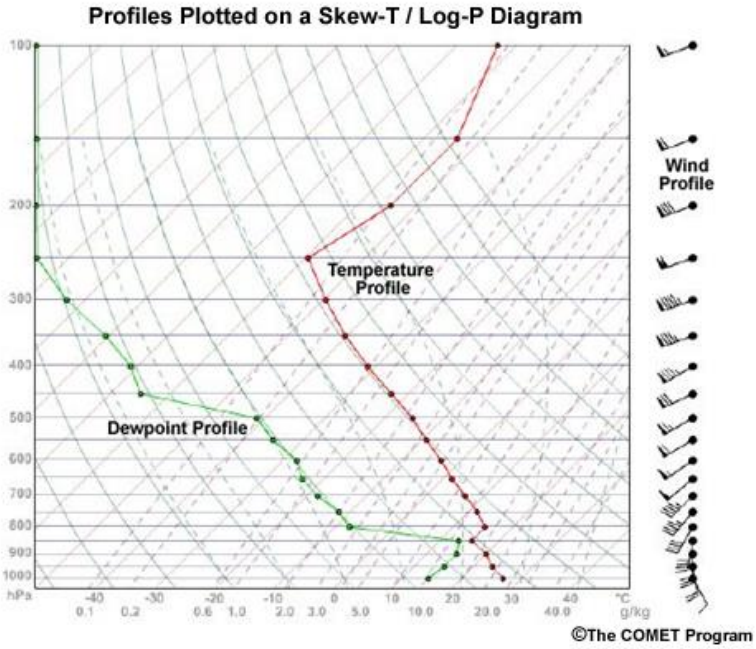
รูปที่ 5 แสดงเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio) ในแผนภูมิแบบสกิวที/ลอการิทึมพี

เมื่อทำการรวมเส้นความกดเท่า, เส้นอุณหภูมิเท่า, เส้นอเดียแบตแบบแห้ง, เส้นอเดียแบตแบบอิ่มตัว และเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว จะได้แผนภูมิ Skew-T



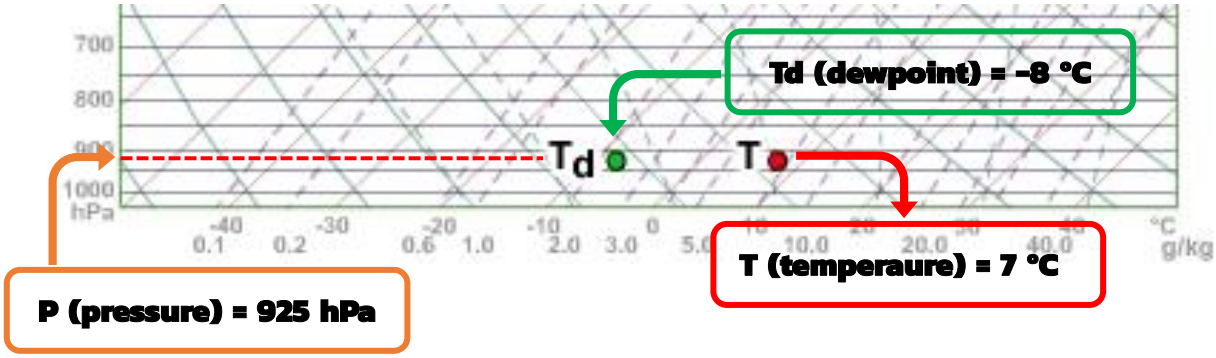
รูปที่ 6 แสดงแผนภูมิแบบสกิวที/ลอการิทึมพี

และเมื่อทำการเขียนข้อมูลจากการตรวจวัดลงไปยังแผนภูมิ Skew-T/Log P โดยเส้นสีเขียว คือ ค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew point Temperature) และเส้นสีแดง คือ ค่าอุณหภูมิอากาศ (Air Temperature) และด้านขวาของแผนภูมิจะแสดงทิศทางและความเร็วลม ในแต่ละระดับความสูง ตามระดับค่าความกดอากาศ



รูปที่ 7 แสดงส่วนประกอบแผนภูมิแบบสกิวที/ลอการิทึมพีภายหลังทำการเขียนข้อมูลจากการตรวจวัด

ตัวอย่าง การอ่านค่าความกดอากาศ, ค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง, ค่าอุ ณหภูมิอากาศ



รูปที่ 8 แสดงค่าความกดอากาศ, ค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง และค่าอุณหภูมิอากาศ
จากแผนภูมิแบบสกิวที/ลอการิทึมพี

จากรูป สามารถอ่านค่าที่ระดับเริ่มการตรวจวัดได้ดังนี้

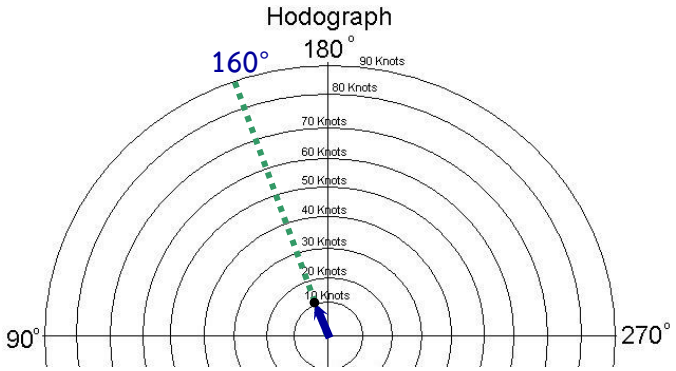
ค่าความกอากาศ (Pressure)	มีค่าเท่ากับ 925 เฮกโตปาสคา
อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew Point Temperature)	มีค่าเท่ากับ -8 องศาเซลเซียส
อุณหภูมิอากาศ (Air Temperature)	มีค่าเท่ากับ 7 องศาเซลเซียส

1.6 โฮโดกราฟ (Hodograph) คือ แผนภูมิที่แสดงทิศทางและความเร็วลมในเชิงเวกเตอร์ เพื่อศึกษาการเกิดลมเฉือนในแนวตั้ง (Vertical Wind Shear) ที่เกิดจากการเปลี่ยนของทิศทางและความเร็วในแต่ละระดับความสูง โดยความยาวของลูกศร หรือระยะห่างจากจุดกำเนิด จะแสดงถึงความเร็วลม และมีจุดกำกับไว้บริเวณจุดปลายของลูกศร และแต่ละจุดจะลากเส้นเชื่อมโยงกัน โดยความโค้งของโฮโดกราฟจะแสดงลักษณะของพายุฝนฟ้าคะนองได้

ตัวอย่าง การเขียนโฮโดกราฟจากข้อมูลการตรวจวัดดังแสดงในตาราง

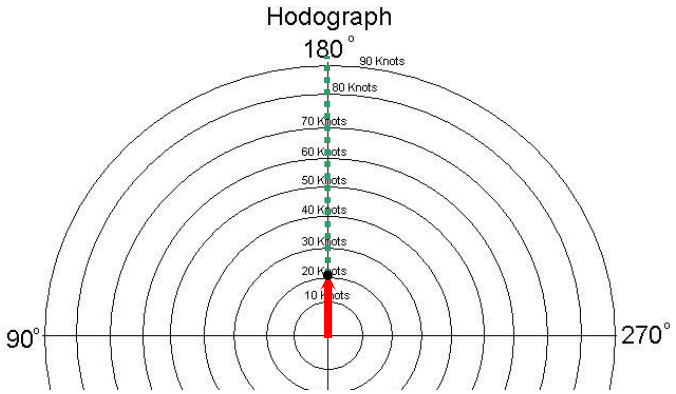
Height (MSL)	Direction	Speed (kt)
250 m (SFC)	160	10
500 m	180	20
1000 m	200	35
1500 m	260	50
2000 m	280	75

1.6.1 ลมที่ระดับผิวพื้น (250 เมตร) มีทิศทางลม 160 องศา ความเร็วลม 10 นอต



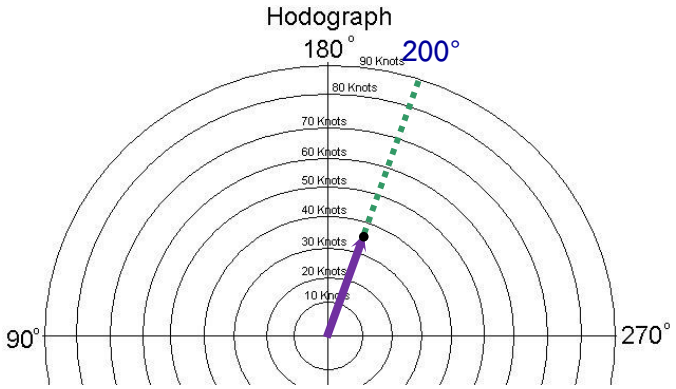
รูปที่ 9 แสดงการเขียนข้อมูลทิศทางและความเร็วลมที่ระดับผิวพื้น

1.6.2 ลมที่ระดับความสูง 500 เมตร มีทิศทางลม 180 องศา ความเร็วลม 20 นอต



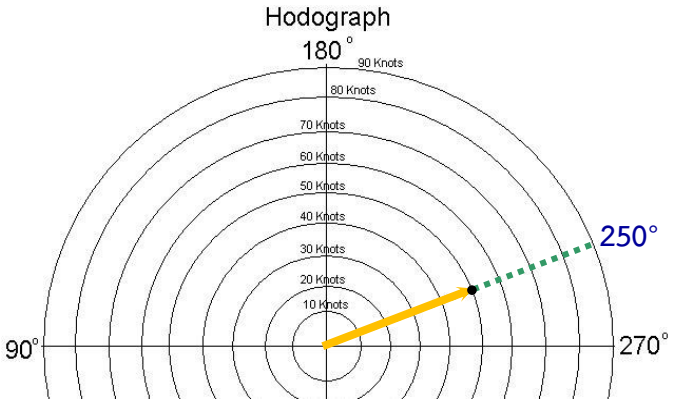
รูปที่ 10 แสดงการเขียนข้อมูลทิศทางและความเร็วลมที่ระดับความสูง 500 เมตร

1.6.3 ลมที่ระดับความสูง 1000 เมตร มีทิศทางลม 200 องศ ความเร็วลม 30 นอต



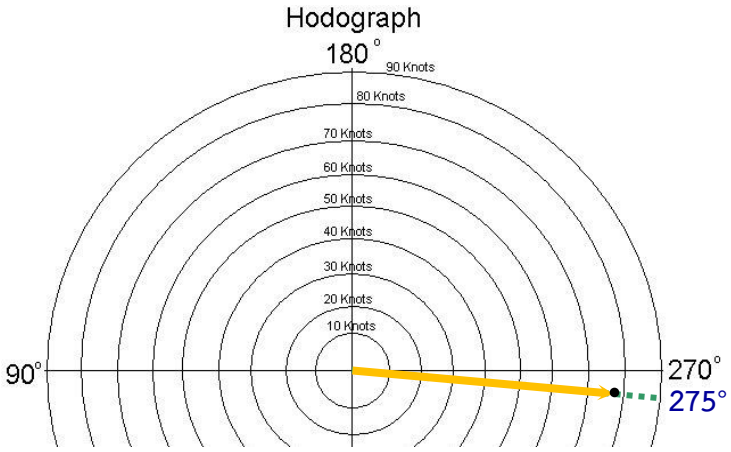
รูปที่ 11 แสดงการเขียนข้อมูลทิศทางและความเร็วลมที่ระดับความสูง 1000 เมตร

1.6.4 ลมที่ระดับความสูง 1500 เมตร มีทิศทางลม 260 องศ ความเร็วลม 50 นอต



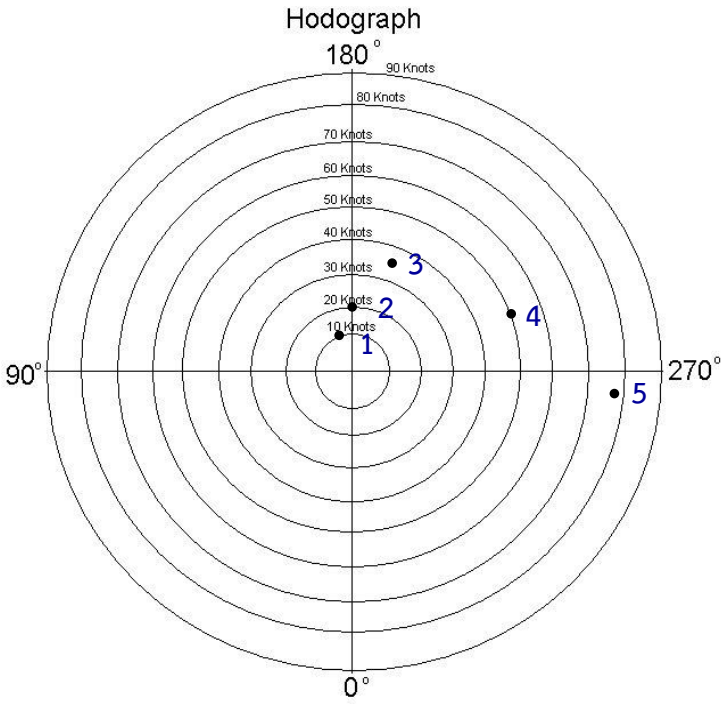
รูปที่ 12 แสดงการเขียนข้อมูลทิศทางและความเร็วลมที่ระดับ 1000 เมตร

1.6.5 ลมที่ระดับความสูง 2000 เมตร มีทิศทางลม 280 องศ ความเร็วลม 75 นอต



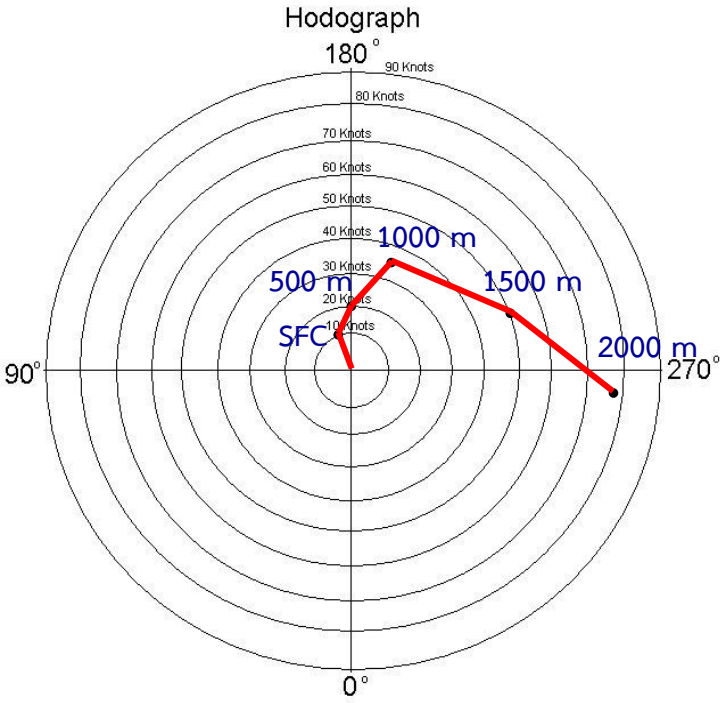
รูปที่ 13 แสดงการเขียนข้อมูลทิศทางและความเร็วลมที่ระดับ 2000 เมตร

1.6.6 นำจุดยอดของแต่ละลูกศรแสดงความเร็วลมมาเขียนในแผนภูมิ



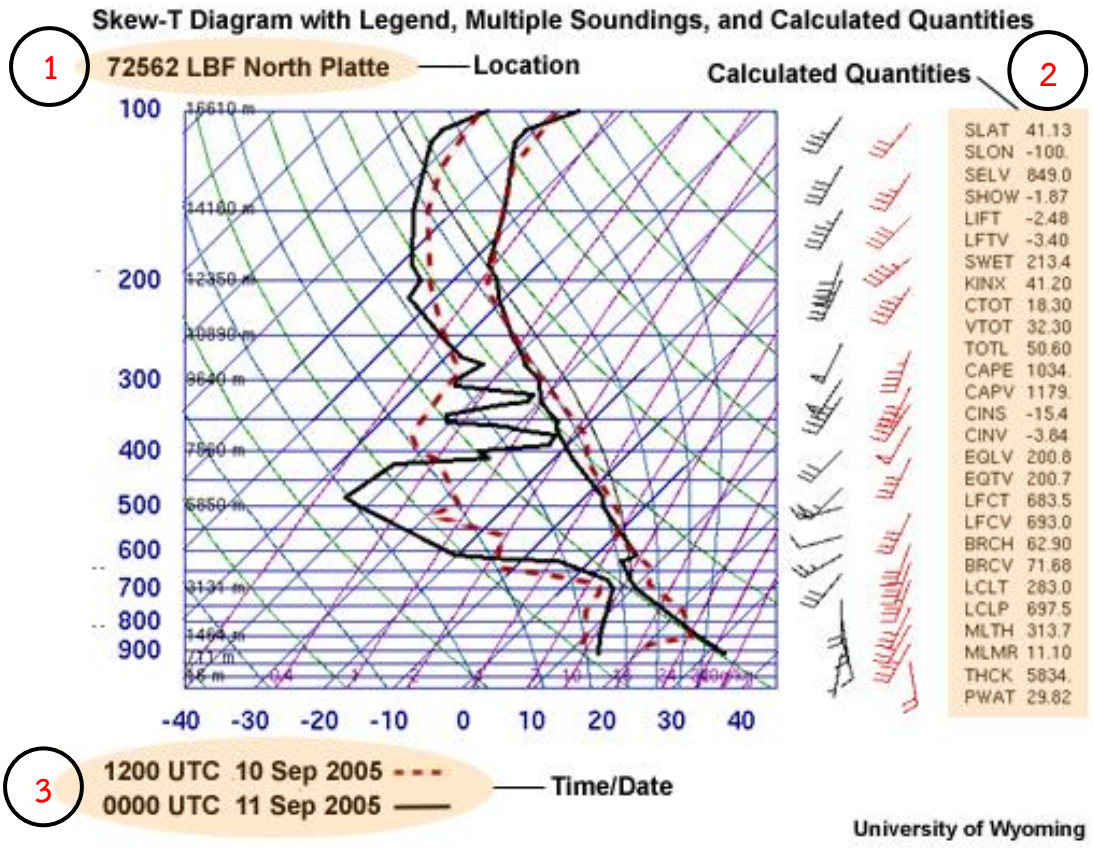
รูปที่ 14 แสดงการเขียนข้อมูลจุดยอดซึ่งแทนขนาดของความเร็วลมและทิศทางลมในแต่ละระดับความสูง

1.6.7 ลากเส้นเชื่อมจุดยอดของแต่ละลูกศรแสดงความเร็วลมที่นำมาเขียนในแผนภูมิ



รูปที่ 15 แสดงแผนภูมิโฮโกราฟ

1.6.8 คำอธิบายอื่นๆ ในแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี



รูปที่ 16 แสดงส่วนประกอบ และคำอธิบายอื่นๆ ในแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี

(1) หมายเลข 1 แสดงหมายเลขสถานีตรวจอากาศขององค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (World Meteorological Organization)

(2) หมายเลข 2 แสดงค่าพารามิเตอร์ที่เป็นผลการคำนวณจากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี

(3) หมายเลข 3 แสดงวันเวลาของเส้นกราฟที่ได้จากการพล็อต (อาจมีการนำเส้นกราฟผลการตรวจวัดในช่วงเวลาของการตรวจวัดที่ผ่านมา เปรียบเทียบกับผลการตรวจวัดปัจจุบัน)

2. พารามิเตอร์จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี

ข้อมูลที่ตรวจวัดได้ และถูกเขียนลงบนแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ประกอบด้วยอุณหภูมิอากาศ (Temperature (T)), อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew point Temperature(T_d)), ความเร็วลม (Wind speed) และทิศทางลม (Wind direction) สำหรับข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาที่แสดงถึง ค่าความชื้นในบรรยากาศ (Atmospheric Moisture) และคุณสมบัติทางอุณหพลศาสตร์ต่างๆ เช่น ความชื้น (Humidity), เสถียรภาพของบรรยากาศ (Atmospheric Stability) และคุณลักษณะทางด้านอุณหภูมิอื่นๆ (Temperature Characteristic) จะแสดงผลจากการคำนวณโดยคอมพิวเตอร์ในรูปแบบข้อมูลเชิงปริมาณ

(Quantity) หรือพารามิเตอร์ (Parameter) โดยพารามิเตอร์ที่เป็นผลจากการคำนวณสามารถจัดหมวดหมู่ของพารามิเตอร์ออกเป็นกลุ่มได้นี้

2.1 ความชื้น (Humidity)

2.1.1 อัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio (W_S)) คือ อัตราส่วนของมวลของไอน้ำในอากาศ (Mass of Water vapor (M_v)) กับมวลของอากาศแห้ง (Mass of Dry air) ในขณะที่อากาศอยู่ในสภาวะอิ่มตัว (Saturation) หรือจำนวนของไอน้ำสูงสุดที่อยู่ในอากาศโดยที่ไม่เกิดการกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ (Condensation) มีหน่วยเป็น กรัมต่อกิโลกรัม (g/kg) สามารถเขียนเป็นความสัมพันธ์ได้ดังนี้

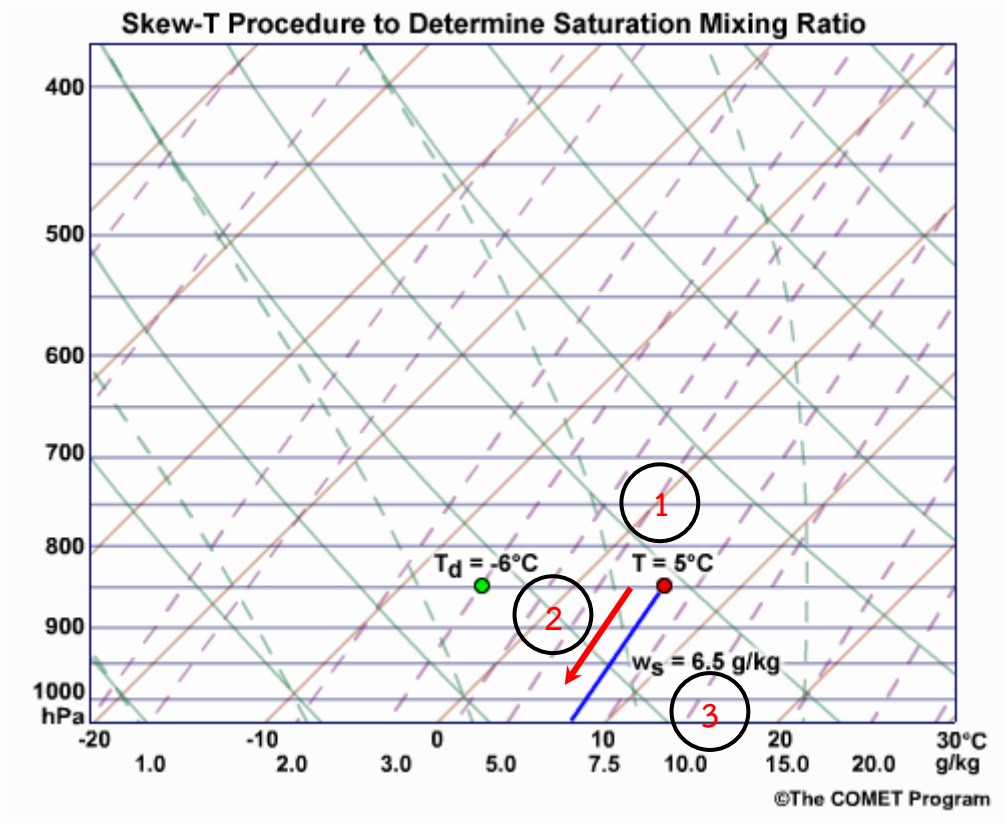
$$W_s = \frac{M_v}{M_d} \qquad \ldots (1)$$

การหาค่าอัตราส่วนผสมอิ่มตัว จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ 17 โดยมีขั้นตอนดังนี้

(1) หาจุดตัดของเส้นอุณหภูมิและเส้นความกดอากาศที่ระดับ 850 เฮกโตปาสคาล (จุดสีแดงอุณหภูมิเท่ากับ 5 องศาเซลเซียส ที่ระดับ 850 เฮกโตปาสคาล)

(2) ลากเส้นขนานเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (เส้นประสีม่วง) ลงมาตัดกับเส้นความกดอากาศ 1000 เฮกโตปาสคาล

(3) อ่านค่าอัตราส่วนผสมอิ่มตัวเท่ากับ 6.5 กรัมต่อกิโลกรัม



รูปที่ 17 แสดงการหาค่าอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (W_S) จากจากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี

2.1.2 อัตราส่วนผสม (Mixing Ratio (w)) คือ อัตราส่วนของไอน้ำในอากาศ (Mass of Water vapor (M_v)) ต่อมวลของอากาศแห้ง (Mass of Dry air (M_d)) มีหน่วยเป็น กรัมต่อกิโลกรัม (g/kg) สามารถเขียนเป็นความสัมพันธ์ได้ดังนี้

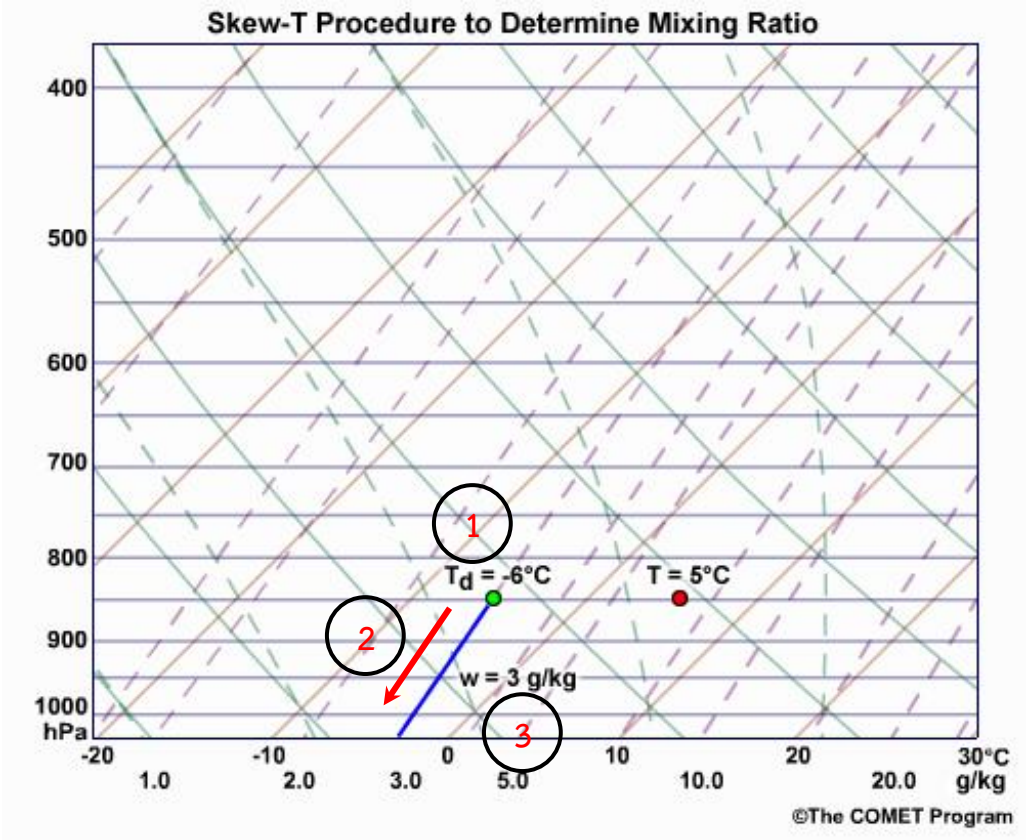
$$w = \frac{M_v}{M_d} \quad \text{... (2)}$$

การหาค่าอัตราส่วนผสม จากจากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ 18 โดยมีขั้นตอนดังนี้

(1) หาจุดตัดของเส้นอุณหภูมิจุดน้ำค้างและเส้นความกดที่ระดับ 850 เฮกโตปาสคาล (จุดสีเขียวอุณหภูมิเท่ากับ -6 องศาเซลเซียส ที่ระดับ 850 เฮกโตปาสคาล)

(2) ลากเส้นขนานเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (เส้นประสีม่วง) ลงมาตัดกับเส้นความกดอากาศ 1000 เฮกโตปาสคาล

(3) อ่านค่าอัตราส่วนผสมเท่ากับ 3 กรัมต่อกิโลกรัม



รูปที่ 18 แสดงการหาค่าอัตราส่วนผสมที่ระดับความกดอากาศ 850 เฮกโตปาสคาล

ค่าอัตราส่วนผสมมีความแตกต่างจากค่าอัตราส่วนผสมอิ่มตัวเพราะค่าอัตราส่วนผสมจะแสดงถึงปริมาณไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศในขณะที่ค่าอัตราส่วนผสมอิ่มตัวแสดงถึงความเป็นไปได้ของปริมาณไอน้ำสูงสุดที่อาจจะมีอยู่ได้ในขณะอากาศอิ่มตัว

หมายเหตุ : นิยมใช้ค่าความชื้นเฉพาะ (Specific Humidity (q)) เพราะเป็นค่าจากการคำนวณที่มีความแม่นยำมากกว่า โดยหาได้จากอัตราส่วนมวลของไอน้ำในอากาศ (M_v) กับมวลของอากาซชื้อ (Mass of Moist air ($M_v + M_d$)) สามารถเขียนเป็นความสัมพันธ์ได้ดังนี้

$$q = \frac{M_v}{(M_v + M_d)} \quad \text{... (3)}$$

2.1.3 ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity (RH)) คือ อัตราส่วนของปริมาณไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศต่อปริมาณ ไอน้ำในสภาวะอิ่มตัว หรือร้อยละของอัตราส่วนระหว่างค่าอัตราส่วนผสม (w) ต่ออัตราส่วนผสมอิ่มตัว (w_s) สามารถเขียนเป็นความสัมพันธ์ได้ดังนี้

$$RH = \left(\frac{w}{w_s} \right) \times 100 \quad \text{... (4)}$$

การหาค่าความชื้นสัมพัทธ์จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ที่ระดับความกดอากาศ 850 เฮกโตปาสคาล ดังรูปที่ 19 สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

(1) ทำการหาค่าอัตราส่วนผสมอิ่มตัว โดยหาจุดตัดของเส้นอุณหภูมิและเส้นความกดอากาศที่ระดับ 850 เฮกโตปาสคาล (จุดสีแดงอุณหภูมิเท่ากับ 5 องศาเซลเซียส ที่ระดับ 850 เฮกโตปาสคาล)

(2) ลากเส้นขนานเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (เส้นประสีม่วง) ลงมาตัดกับเส้นความกดอากาศ 1000 เฮกโตปาสคาล

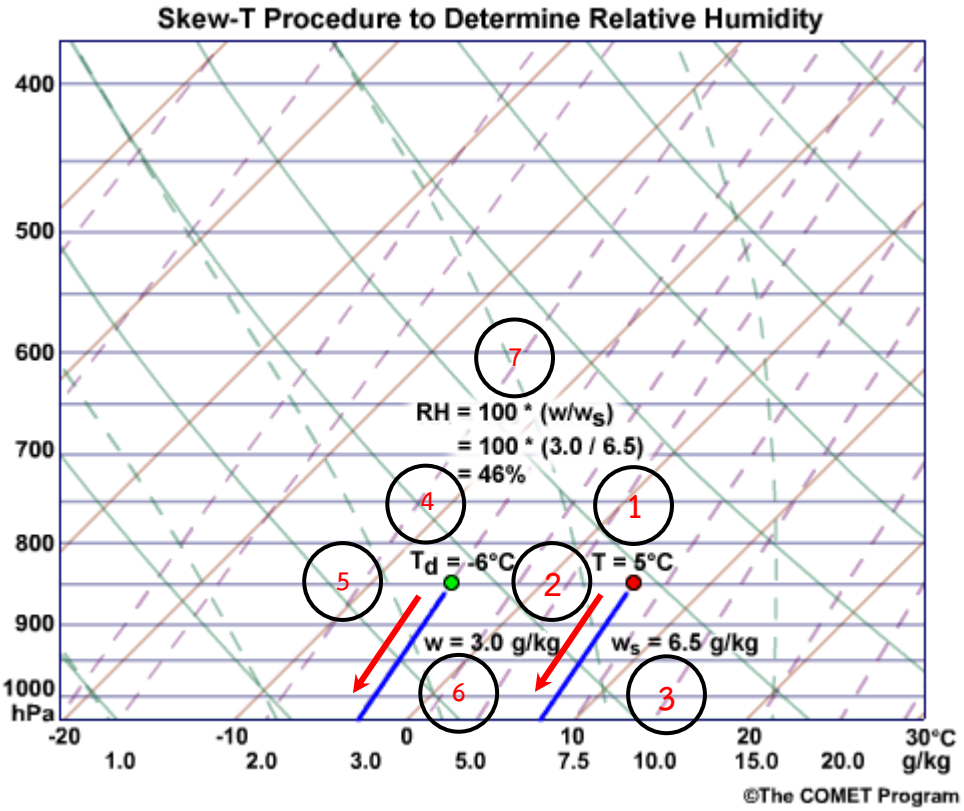
(3) อ่านค่าอัตราส่วนผสมอิ่มตัวมีค่าเท่ากับ 6.5 กรัมต่อกิโลกรัม

(4) ทำการหาค่าอัตราส่วนผสมหาจุดตัดของเส้นอุณหภูมิจุดน้ำค้างและเส้นความกดที่ระดับ 850 เฮกโตปาสคาล (จุดสีเขียวอุณหภูมิเท่ากับ -6 องศาเซลเซียส ที่ระดับ 850 เฮกโตปาสคาล)

(5) ลากเส้นขนานเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (เส้นประสีม่วง) ลงมาตัดกับเส้นความกดอากาศ 1000 เฮกโตปาสคาล

(6) อ่านค่าอัตราส่วนผสมมีค่าเท่ากับ 3 กรัมต่อกิโลกรัม

(7) คำนวณค่าความชื้นสัมพัทธ์โดยใช้สมการที่ (4) มีค่าเท่ากับ 46 เปอร์เซ็น (%)



รูปที่ 19 แสดงการหาค่าอัตราความชื้นสัมพัทธ์ที่ระดับความกดอากาศ 850 เฮกโตปาสคาล

2.2 อุณหภูมิและพารามิเตอร์เชิงระดับต่างๆ (Temperature & Levels parameter)

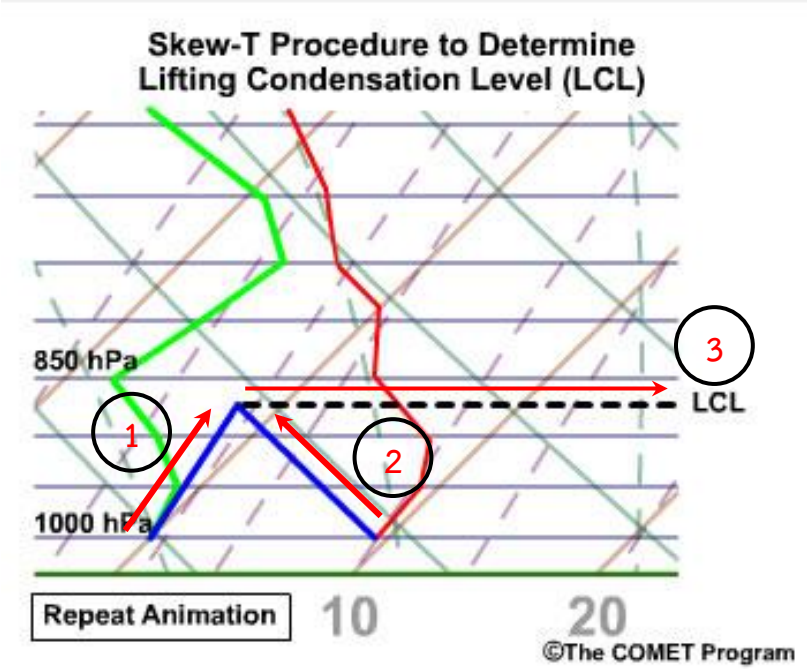
2.2.1 Lifting Condensation Level (LCL) คือ ระดับความสูงที่มวลอากาศยกตัวขึ้นไปตามแนวเส้นอะเดียแบติกแบบแห้ง (Dry adiabatic) จนถึงจุดที่มวลอากาศอิ่มตัว (Saturated) ซึ่งถือได้ว่าเป็นระดับความสูงที่เริ่มก่อตัวของเมฆ หรือระดับความสูงของฐานเมฆ (Cloud base)

การหาระดับ Lifting Condensation Level (LCL) จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ 23 สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

(1) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิน้ำค้าง (T_d) ที่ระดับผิวพื้น (Surface) ขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio)

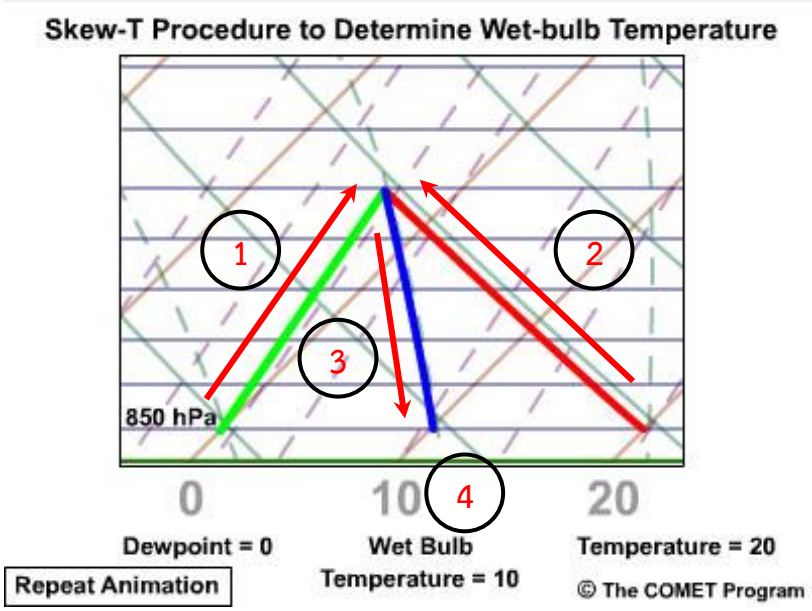
(2) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิ (T) ที่ระดับผิวพื้น (Surface) ขนานตามแนวเส้นอะเดียแบติกแบบแห้ง (Dry adiabatic) จนไปตัดกับเส้นที่ลากขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio)

(3) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) ผ่านจุดตัดแล้วอ่านค่าความกดอากาศ โดยระดับความกดที่อ่านได้ คือ Lifting Condensation Level (LCL)



รูปที่ 20 แสดงการหา Lifting Condensation Level (LCL)

2.2.2 อุณหภูมิตุ้มเปียก (Wet-Bulb Temperature (T_w)) คือ อุณหภูมิที่ต่ำที่สุด ซึ่งมวลอากาศ ณ ความกดอากาศคงที่เย็นตัวลงได้ด้วยการระเหยของไอน้ำ โดยจะมีค่าอยู่ระหว่างค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) กับอุณหภูมิอากาศ (T) ยกเว้นในกรณีที่อากาศอยู่ในสภาวะอิ่มตัวซึ่งค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) กับอุณหภูมิอากาศ (T) และอุณหภูมิตุ้มเปียก (T_w) จะมีค่าเท่ากัน อุณหภูมิตุ้มเปียก (T_w) จะนำมาใช้สำหรับการพยากรณ์อุณหภูมิผิวพื้น (Surface Temperature) ในสภาวะที่เริ่มมีฝน



รูปที่ 21 แสดงการหาค่าอุณหภูมิตุ้มเปียก

การหาค่าอุณหภูมิตุ้มเปียกจากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ที่ระดับความกดอากาศ 850 เฮกโตปาสคาล ดังรูปที่ 24 สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

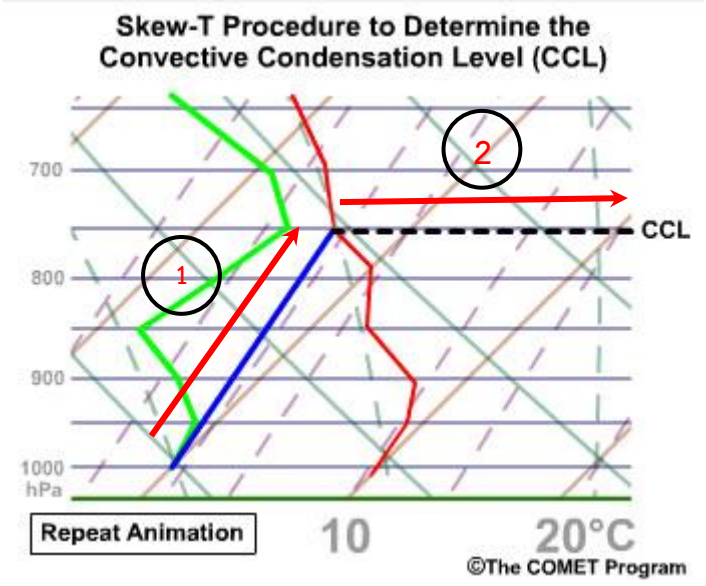
(1) ที่เส้นระดับความกดอากาศที่กำหนด (850 เฮกโตปาสคาล) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิน้ำค้าง (T_d) มีค่าเท่ากับ 0 องศาเซลเซียส ขึ้นไปขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio) (เส้นประสีม่วง)

(2) ที่เส้นระดับความกดอากาศที่กำหนด (850 เฮกโตปาสคาล) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิ (T) มีค่าเท่ากับ 20 องศาเซลเซียส ขึ้นไปขนานตามแนวเส้นอะเดียแบติกแบบแห้ง (Dry adiabatic) (เส้นสีเขียว) จนไปตัดกับเส้นที่ลากขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio)

(3) ลากเส้นขนานลงมาขนานตามแนวเส้นอะเดียแบติกแบบเปียก (Saturation adiabatic) จนไปถึงเส้นระดับความกดอากาศที่กำหนด (850 เฮกโตปาสคาล)

(4) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นอุณหภูมิเท่า (Isotherm) แล้วอ่านค่าอุณหภูมิ มีค่าเท่ากับ 10 องศาเซลเซียส ความกดอากาศเท่า (Isobar) ผ่านจุดตัดแล้วอ่านค่าความกดอากาศ

2.2.3 Convective Condensation Level (CCL) คือ ความสูงซึ่งมวลอากาศยกตัวขึ้นเมื่อได้รับความร้อนจากพื้นผิว ซึ่งมวลอากาศจะยกตัวจนเข้าสู่สภาววะอิ่มตัว โดยทั่วไปถือได้ว่าเป็นความสูงเมฆที่ก่อตัวในทางตั้ง (Cumuliform Cloud) ที่เกิดจากการยกตัวด้วยความร้อน (Thermal convection) ซึ่งมีได้รับพลังงานความร้อนจากพื้นผิวจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ (Radiation)



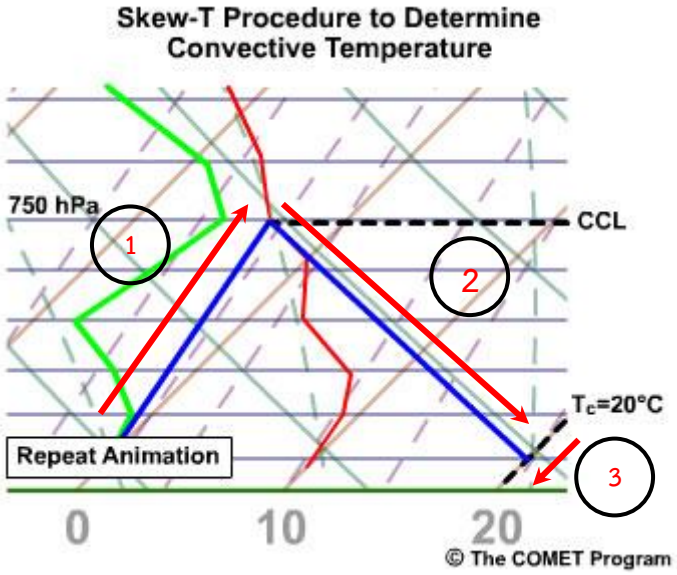
รูปที่ 22 แสดงการหาความสูงของ Convective Condensation Level (CCL)

การหา Convective Condensation Level จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

(1) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิน้ำค้าง (T_d) ที่เส้นระดับความกดอากาศที่ผิวพื้น (1000 เฮกโตปาสคาล) ขึ้นไปขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio) (เส้นประสีม่วง) จนไปตัดกับเส้นอุณหภูมิ (เส้นสีแดง)

(2) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นความกดอากาศ ณ จุดตัด แล้วอ่านค่าความกดอากาศ มีค่าเท่ากับ 750 เฮกโตปาสคาล ซึ่งความกดอากาศนี้ คือ Convective Condensation Level (CCL)

2.2.4 Convective Temperature (Tc) คือ ค่าอุณหภูมิผิวพื้นที่จะทำให้เริ่มเกิดการยกตัวของเมฆก่อตัวในทางตั้ง (Convection cloud) ซึ่งได้รับพลังงานจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ลงไปยังบริเวณใกล้พื้นผิว (near - surface layer)



รูปที่ 23 แสดงการหา Convective Temperature (T_c)

การหา Convective Temperature จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ 26 สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

(1) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิน้ำค้าง (T_d) ที่เส้นระดับความกดอากาศที่ผิวพื้น (1000 เฮกโตปาสคาล) ขึ้นไปขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio) (เส้นประสีม่วง) จนไปตัดกับเส้นอุณหภูมิ (เส้นสีแดง)

(2) ลากเส้นขนานลงตามแนวเส้นอะเดียแบติคแบบแห้ง (Dry adiabatic) จาก ณ จุดตัด จนไปตัดเส้นความกดอากาศที่ระดับผิวพื้น (1000 เฮกโตปาสคาล)

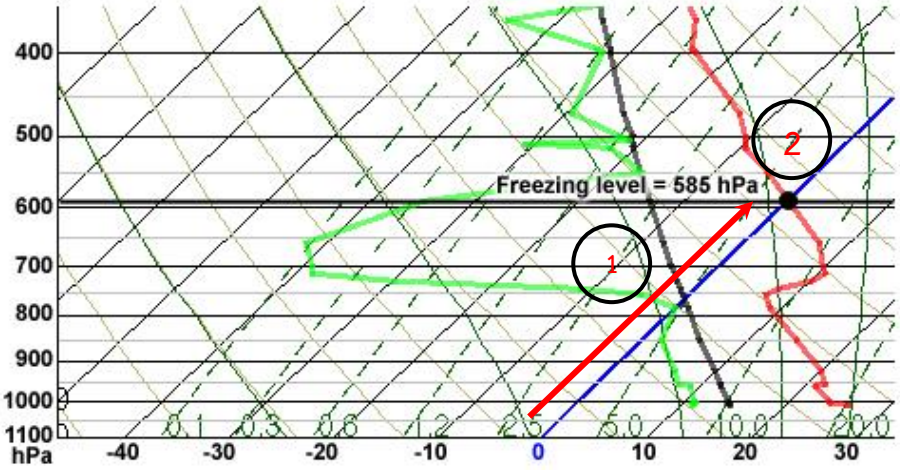
(3) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นอุณหภูมิเท่าผ่านจุดตัดเส้นความกดอากาศผิวพื้น (จากข้อ 2) แล้วอ่านค่าอุณหภูมิ มีค่าเท่ากับ 20 องศาเซลเซียส ซึ่งอุณหภูมินี้ คือ Convective Temperature (T_c)

2.2.5 Freezing Level คือ ระดับความสูงที่ต่ำที่สุดจากการตรวจวัดโดยการหยั่งอากาศ (Sounding) ซึ่งเป็นระดับที่มีการรายงานอุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส (ถ้าอุณหภูมิผิวพื้น (Surface Temperature) ต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง (0 องศาเซลเซียส) ให้ถือว่าที่ระดับพื้นผิวเป็น Freezing Level)

การหา Freezing Level จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ 27 สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

(1) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส ที่เส้นระดับความกดอากาศที่ผิวพื้น (1000 เฮกโตปาสคาล) ขึ้นไปขนานตามแนวเส้นอุณหภูมิเท่า (เส้นสีดำ) จนไปตัดกับเส้นอุณหภูมิ (เส้นสีแดง)

(2) ณ จุดตัด (จากข้อ 1) ลากเส้นขนานลงตามแนวเส้นความกดอากาศเท่าผ่านจุดตัด แล้วอ่านค่าความกดอากาศ มีค่าเท่ากับ 585 เฮกโตปาสคาล ซึ่งความกดอากาศนี้ คือ Freezing Level



รูปที่ 24 แสดงการหา Freezing Level

2.2.6 Level of Free Convection (LFC) คือ ความสูงของมวลอากาศที่ลอยตัวขึ้นไป แล้วมีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิโดยรอบมวลอากาศนั้นจะทำให้มวลอากาศลอยตัวขึ้นไปได้อีก โดยมวลอากาศจะลอยขึ้นตามกระบวนการอะเดียบาติคแบบแห้ง (Dry adiabatic) จนมวลอากาศเข้าสู่สภาวะอิ่มตัว (Saturated) (ที่ Lifting Condensation Level (LCL)) แล้วจึงเข้าสู่กระบวนการอะเดียบาติคแบบเปียก (Moist adiabatic) ต่อไป

การหา Level of Free Convection จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ 28 สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

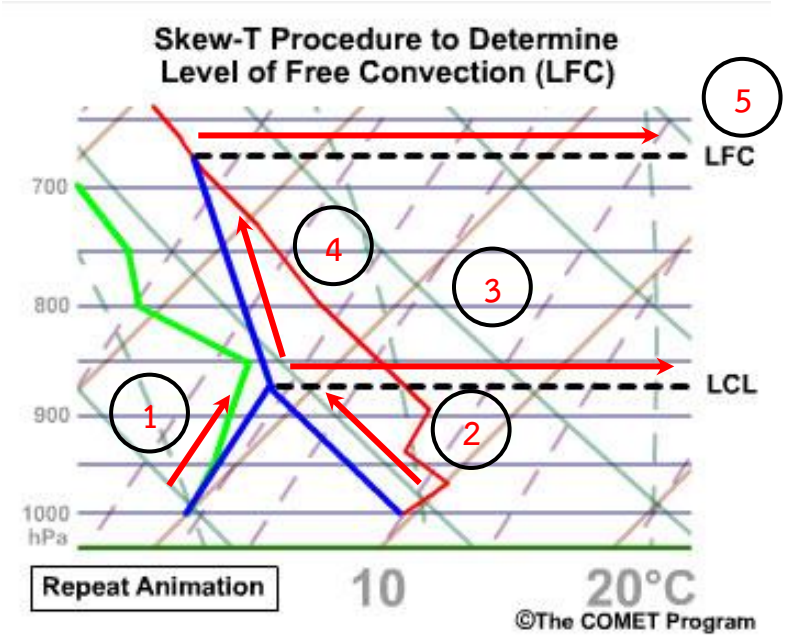
(1) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิน้ำค้าง (T_d) มีค่าเท่ากับ 0 องศาเซลเซียส ที่ระดับผิวพื้น (Surface) ขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio)

(2) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิ (T) มีค่าเท่ากับ 9 องศาเซลเซียส ที่ระดับผิวพื้น (Surface) ขนานตามแนวเส้นอะเดียแบติกแบบแห้ง (Dry adiabatic) จนไปตัดกับเส้นที่ลากขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio)

(3) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) ผ่านจุดตัดแล้วอ่านค่าความกดอากาศ มีค่าเท่ากับ 870 เฮกโตปาสคาล เพื่อหา Lifting Condensation Level (LCL)

(4) จากจุดตัด (ข้อ 2) ลากเส้นขึ้นไปตามแนวเส้นอะเดียบาติคแบบอิ่มตัว (Saturation adiabatic) จนไปตัดกับเส้นอุณหภูมิ (เส้นสีแดง)

(5) จากจุดตัดลากเส้นขนานตามแนวเส้นความกดอากาศเท่า อ่านค่าความกดอากาศ มีค่าเท่ากับ 675 เฮกโตปาสคาล ซึ่งความกดอากาศนี้ คือ Level of Free Convection (LFC)



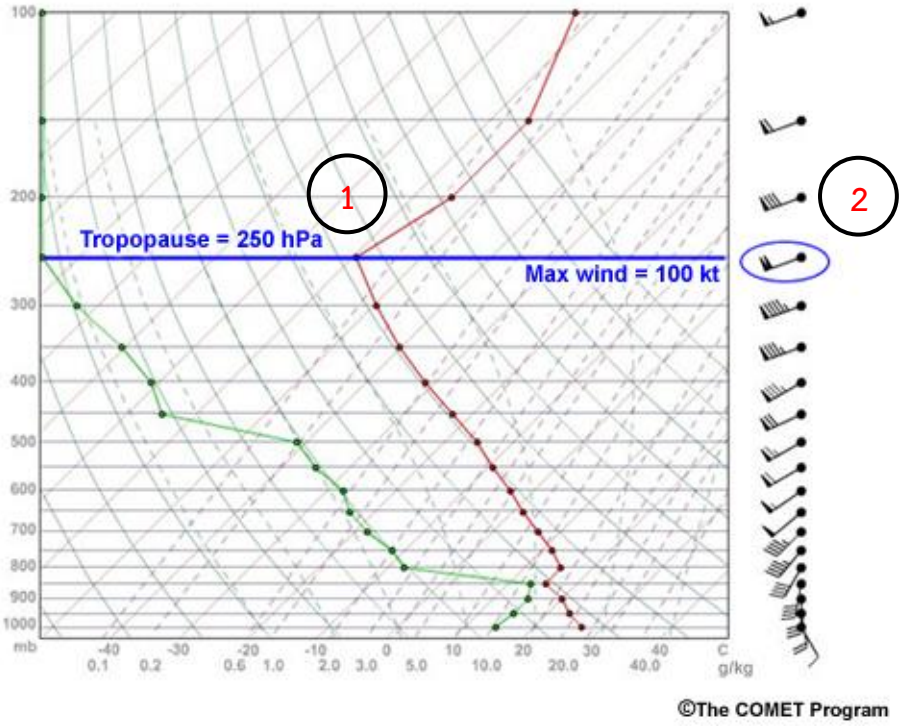
รูปที่ 25 แสดงการหา Level of Free Convection (LFC)

2.2.7 โทรโพพอส (Tropopause) คือ ขอบเขตระหว่างจุดสิ้นสุดของบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) กับชั้นตราโตสเฟียร์ (Stratosphere) โดยทั่วแล้วสามารถพบได้เมื่อมีอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูง (Lapse rate) จากสภาวะอากาศที่มีเสถียรภาพน้อย (บริเวณที่มวลอากาศมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศโดยรอบ) บริเวณชั้นโทรโพสเฟียร์กลายเป็นมีสเถียรภาพสูง (บริเวณที่มวลอากาศมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศโดยรอบ) เมื่ออยู่บริเวณชั้นสตราโตสเฟียร์ ซึ่งจากปกติมีอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของมวลอากาศจะมีอุณหภูมิลดลงเมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่สูงขึ้นในบริเวณชั้นโทรโพสเฟียร์กลายเป็นมีอุณหภูมิสูงขึ้นเมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่สูงขึ้นในบริเวณชั้นสตราโตสเฟียร์ หรือเรียกว่าบริเวณดังกล่าวว่า อุณหภูมิหักกลับ (Inversion) และยังพบอีกว่าโดยทั่วไปบริเวณชั้นโทรโพพอสจะเป็นบริเวณที่มีความเร็วสูงที่สุด (Maximum wind speed) และยังเป็นชั้นที่สำคัญในการรายงานการหยั่งอากาศอีกด้วย พบว่ามีความสูงอยู่ระหว่าง 10 กิโลเมตร บริเวณขั้วโลก (Polar region) ถึงประมาณ 20 กิโลเมตร บริเวณเขตอากาศอบอุ่น (Tropical)

การหาชั้นโทรโพพอสจากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

(1) จากเส้นกราฟอุณหภูมิ (เส้นสีแดง) หาบริเวณที่เกิดอุณหภูมิหักกลับ คือ บริเวณที่อุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามความสูง

(2) ลากเส้นจากบริเวณอุณหภูมิหักกลับขนานกับเส้นความกดอากาศเท่า อ่านค่าความกดอากาศมีค่าเท่ากับ 250 เฮกโตปาสคาล และความเร็วลมมีค่าเท่ากับ 100 นอต (Knot) ซึ่งเป็นความเร็วลมสูงสุดจากผลการตรวจวัด



รูปที่ 26 แสดงการหาชั้นโทรโพพอส

2.2.8 Equilibrium Level (EL) คือ ความสูงที่อุณหภูมิของมวลอากาศที่ยกตัวขึ้นมีค่าเท่ากับอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม ซึ่งอาจจะเกิดจากการยกตัวอย่างของมวลอากาศบริเวณผิวพื้น (Lifted surface parcel) หรือการยกตัวด้วยความร้อนเมื่อมวลอากาศได้รับความร้อนบริเวณพื้นผิว (Heat surface parcel)

การหา Equilibrium Level ของการยกตัวอย่างของมวลอากาศบริเวณผิวพื้นจากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

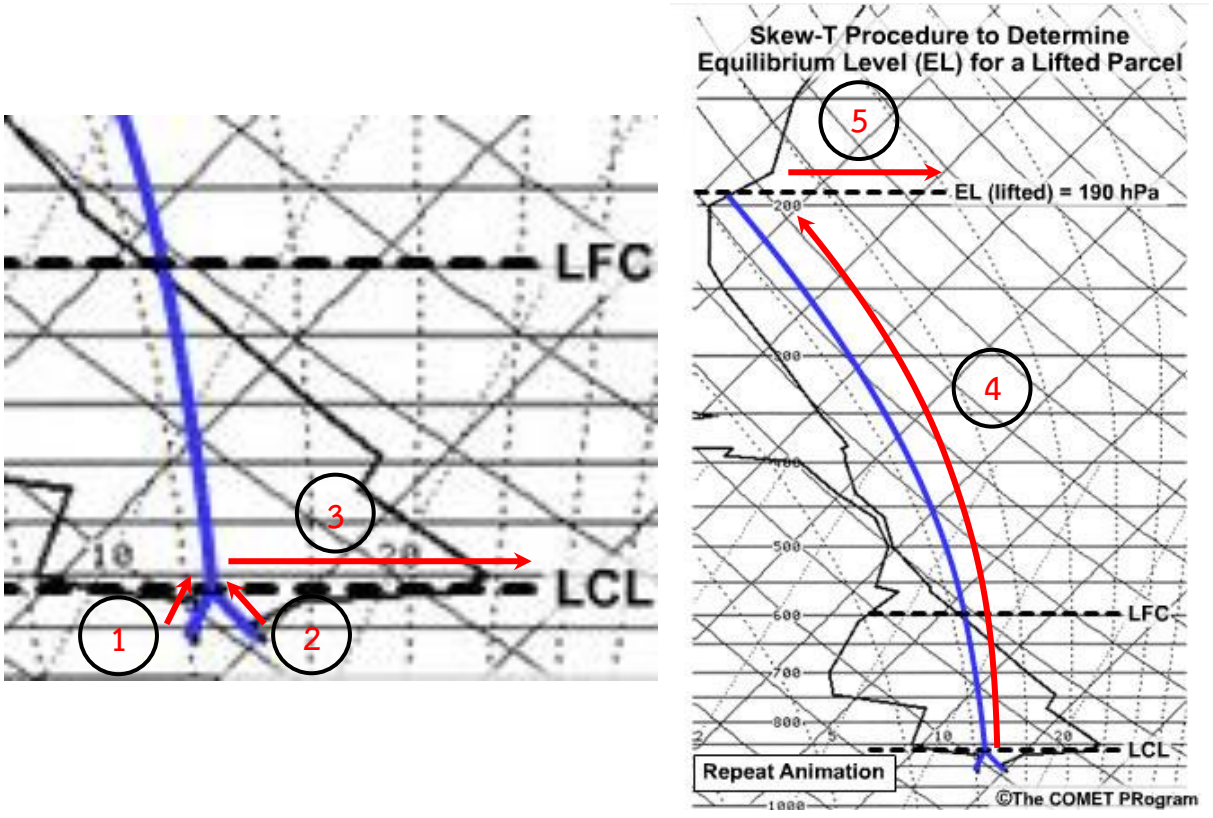
(1) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิน้ำค้าง (T_d) ที่ระดับผิวพื้น (Surface) ขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio)

(2) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิ (T) ที่ระดับผิวพื้น (Surface) ขนานตามแนวเส้นอะเดียแบติกแบบแห้ง (Dry adiabatic) จนไปตัดกับเส้นที่ลากขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio)

(3) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) ผ่านจุดตัดแล้วอ่านค่าความกดอากาศ โดยระดับความกดที่อ่านได้ คือ Lifting Condensation Level (LCL)

(4) ลากเส้นจาก Lifting Condensation Level ตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัวขึ้นจนพบ Level free Convection แล้วลากต่อไปจนตัดกับเส้นอุณหภูมิ

(5) จากจุดตัด (จากข้อ 4) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นความกดอากาศเท่า อ่านค่าความกดอากาศ มีค่าเท่ากับ 190 เฮกโตปาสคาล ระดับดังกล่าวนี้ คือ Equilibrium Level



รูปที่ 27 แสดงการหา Equilibrium Level การยกตัวอย่างของมวลอากาศบริเวณผิวพื้น

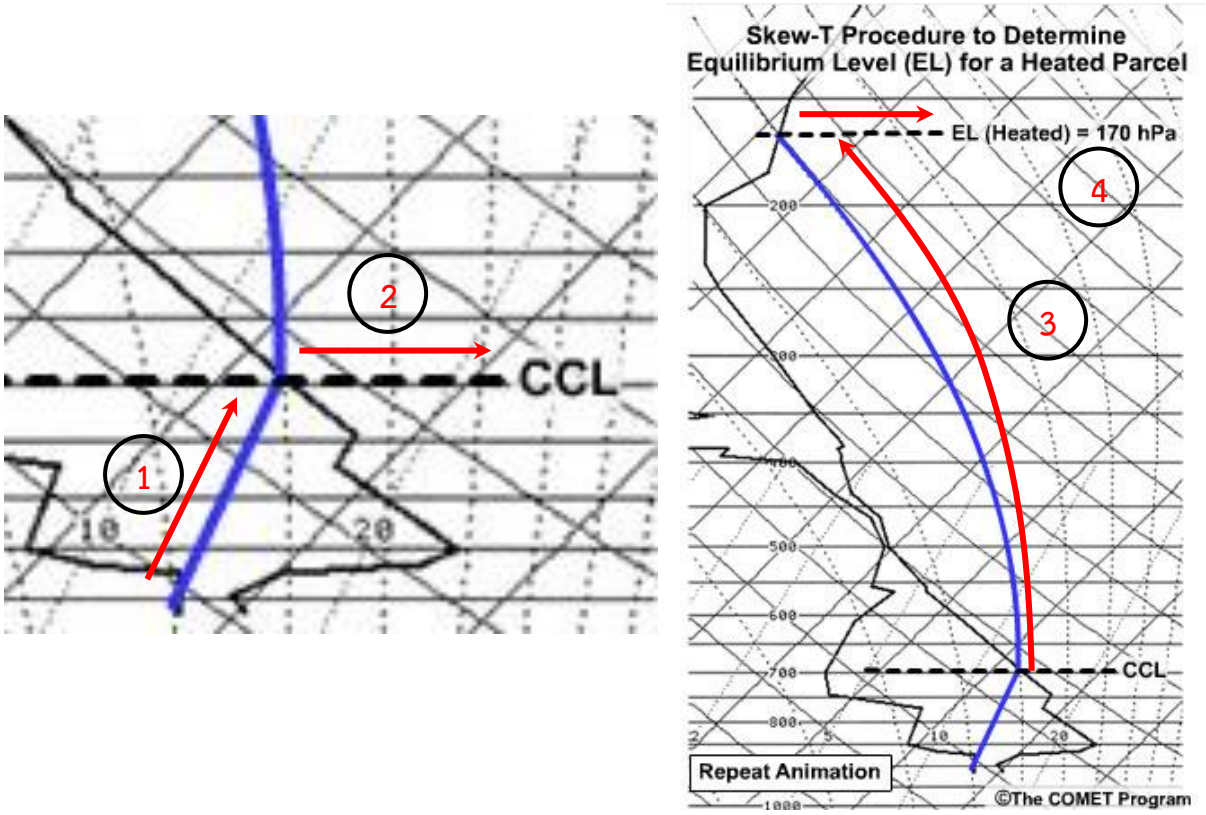
การหา Equilibrium Level ของการยกตัวด้วยความร้อนเมื่อมวลอากาศได้รับความร้อนบริเวณพื้นผิว จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ สามารถหาได้ดังนี้

(1) ลากเส้นขึ้นไปจากจุดอุณหภูมิน้ำค้าง (T_d) ที่เส้นระดับความกดอากาศที่ผิวพื้น (1000 เฮกโตปาสคาล) ขึ้นไปขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัว (Saturation Mixing Ratio) (เส้นประสีม่วง) จนไปตัดกับเส้นอุณหภูมิ (เส้นสีแดง)

(2) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นความกดอากาศ ณ จุดตัด แล้วอ่านค่าความกดอากาศมีค่าเท่ากับ 700 เฮกโตปาสคาล ซึ่งความกดอากาศนี้ คือ Convective Condensation Level (CCL)

(3) ลากเส้นจาก Lifting Condensation Level ตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมอิ่มตัวขึ้นจนพบ Level free Convection แล้วลากต่อไปจนตัดกับเส้นอุณหภูมิ

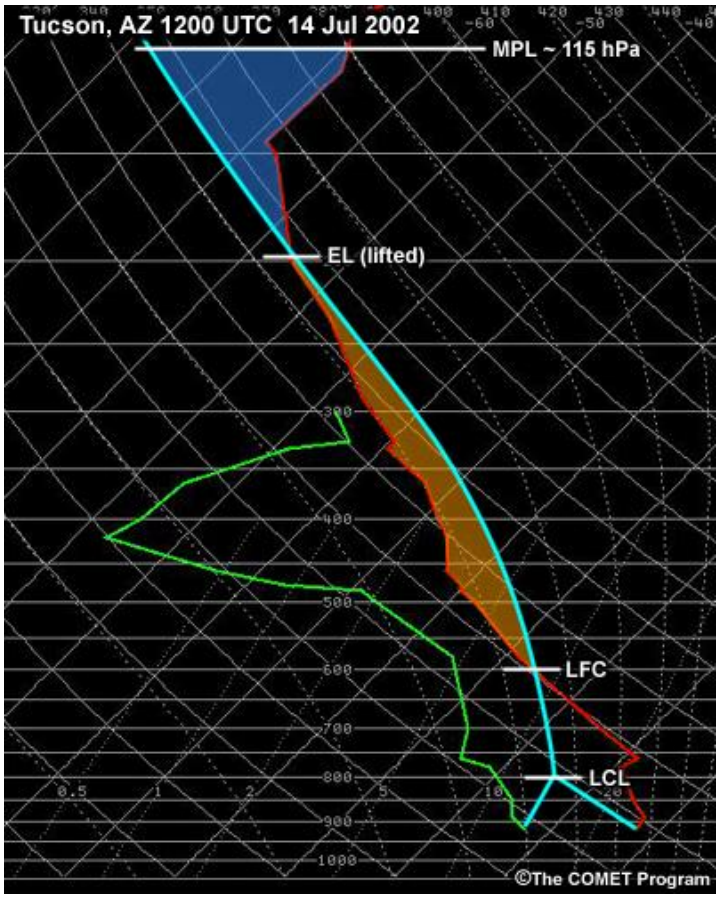
(4) จากจุดตัด (จากข้อ 3) ลากเส้นขนานตามแนวเส้นความกดอากาศเท่า อ่านค่าความกดอากาศ มีค่าเท่ากับ 170 เฮกโตปาสคาล ระดับดังกล่าวนี้ คือ Equilibrium Level



รูปที่ 28 แสดงการหา Equilibrium Level การยกตัวด้วยความร้อน
เมื่อมวลอากาศได้รับความร้อนบริเวณพื้นผิว

2.2.9 Maximum Parcel Level (MPL) คือ ระดับความสูงสุดของมวลอากาศที่ยกตัวขึ้นมาผ่านจุด Equilibrium level แล้วสูญเสียความเร่งจากการยกตัว แต่ยังคงมีแรงผลักขึ้นจากอิทธิพลของความเฉื่อยทำให้ยังมีการลอยตัวสูงขึ้นจาก Equilibrium level ได้อีก ในทางปฏิบัติ Maximum Parcel Level จะเป็นระดับคาดการณ์ความสูงของเมฆพายุฝนฟ้าคะนอง (Thunderstorm Cloud) ที่ได้จากการตรวจวัดสภาพอากาศด้วยการหยั่งอากาศ (Sounding)

การหา Maximum Parcel Level จะหาได้จากการคำนวณหาพื้นที่ของกราฟที่สูงจาก Equilibrium level โดยพื้นที่ของกราฟจะมีค่าเท่ากับค่า Convective Available Potential Energy (CAPE) แล้วลากเส้นขนานกับเส้นความกดอากาศเท่าเพื่อหาระดับความกดอากาศ (โดยปกติ Maximum Parcel Level จะถูกคำนวณออกมาโดยอัตโนมัติโดยคอมพิวเตอร์)



รูปที่ 29 แสดงการหา Maximum Parcel Level

2.3 การประเมินความเสี่ยงเสถียรภาพอากาศ (Stability Assessment)

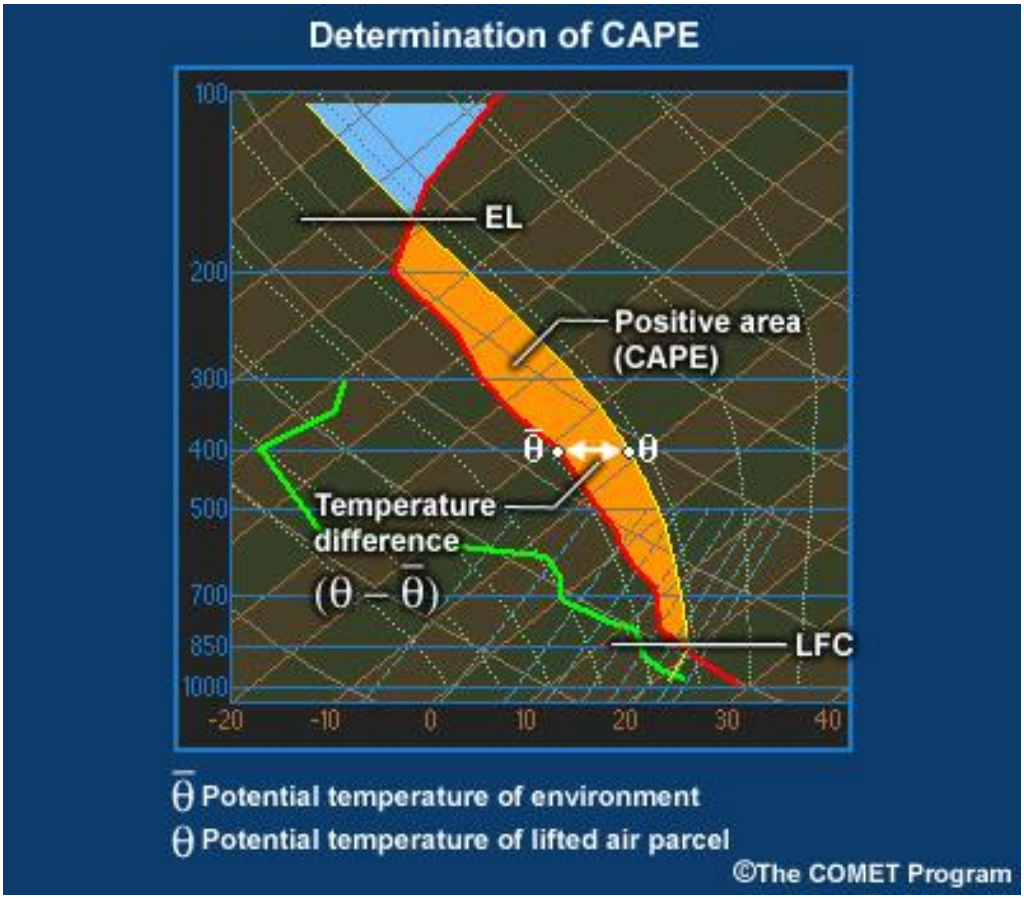
2.3.1 Convective Available Potential Energy (CAPE) คือ พลังงานลอยตัว (Bouyant Energy) สำหรับการเร่งการลอยตัวขึ้นของมวลอากาศ มีหน่วยเป็น จูลต่อกิโลกรัม (J/kg) หาได้จากพื้นที่ของกราฟที่ปิดล้อมโดยเส้นอุณหภูมิ (T) และเส้นอะเดียบาติคแบบอิ่มตัว โดยเริ่มต้นจาก Level Free Convection (LFC) ขึ้นไปจนสิ้นสุดที่ Equilibrium Level (EL) ดังรูปที่ 33 ซึ่งถ้าพื้นเชิงบวก (Positive area) ที่มีมากแสดงถึงค่า Convective Available Potential Energy มีมากด้วย, ความไม่มีเสถียรภาพของการกาศก็มากด้วยเช่นกัน นำไปการยกตัวของมวลอากาศอย่างรุนแรง (Severe Convection) และค่า Convective Available Potential Energy ยังมีความสัมพันธ์กับความเร็วในการยกตัว มีหน่วยเป็น เมตรต่อวินาที (m/s) อีกด้วย สามารถเขียนความสัมพันธ์ได้ ดังนี้

$$W_{max} = \sqrt{2 \times (CAPE)} \qquad \ldots (6)$$

ตารางแสดงความสัมพันธ์ค่า Convective Available Potential Energy กับเสถียร์ภาพของบรรยากาศ (Atmospheric stability)

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

โดยปกติ CAPE จะถูกคำนวณโดยอัตโนมัติและแสดงในแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี



รูปที่ 30 แสดงการหา Convective Available Potential Energy

ข้อดี

(1) เป็นตัวบ่งชี้ที่ในด้านการแสดงถึงกระบวนการพาความร้อนแบบลึก (Deep Convection) และความรุนแรงของการพาความร้อน (Convection intensity)

(2) เป็นตัวบ่งชี้ที่ใช้การประยุกต์ขั้นสูงจากผลการตรวจวัดด้วยการหยั่งอากาศ (Sounding) ซึ่งแตกต่างตัวบ่งชี้อื่น เช่น Lifted Index ซึ่งใช้ข้อมูลเพียงไม่กี่ระดับ

ข้อด้อย

(1) การคำนวณมีความละเอียดอ่อนสูง ถ้าค่าเฉลี่ยอัตราการผสม (Mixing ratio) ในระดับต่ำที่สุดที่ 500 เมตร มีค่าเพิ่มขึ้นเพียง 1 กรัมต่อกิโลกรัม จะส่งผลให้ค่า CAPE เพิ่มขึ้นถึง 20%

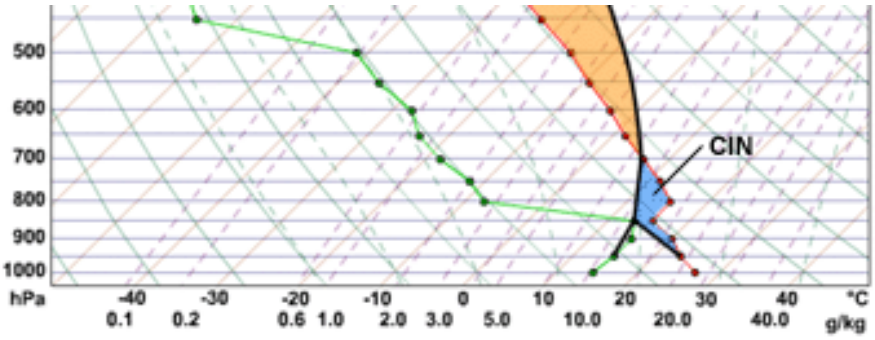
(2) การคำนวณขึ้นอยู่กับทฤษฎีของมวลอากาศ ไม่ได้รวมปัจจัยอย่างอื่น เช่น กระบวนการผสม (Mixing), การรับน้ำ (Water loading) และการเยือกแข็ง (Freezing) เข้าไปด้วย

(3) การคำนวณบริเวณฐานของชั้นพื้นผิว (Surface layer base) จะมีค่าศักย์ประเมินที่ต่ำในสถานการณ์ที่มีการเกิดกระบวนการพาความร้อนที่เกิดจากแนวปะทะอากาศ (Elevated Convection)

(4) การคำนวณค่า CAPE ไม่ได้รวมปัจจัยของลมเฉือน (Wind shear) จะมีค่าศักย์ประเมินที่ต่ำในการพาความร้อนที่รุนแรง (Severe Convection) ในกรณีที่มีการเกิดลมเฉือนที่รุนแรงเกิดขึ้น

2.3.2 Convective Inhibition (CIN) คือ พลังงานที่จำเป็นในการยกตัวของอนุภาคเพื่อไปถึง Level Free Convection โดยหาได้จากพื้นที่ที่ปิดล้อมด้วยเส้นอุณหภูมิ (T) และเส้นอุณหภูมิของมวลอากาศจากระดับเริ่มต้นเริ่มต้น เช่น Lifting Condensation Level (LCL) หรือ Convective Condensation Level (CCL) ดังรูปที่ 34 พื้นที่เชิงลบ (Negative arear) มีมากแสดงถึงมีค่า CIN มากด้วย ส่งผลให้มีโอกาสในการเกิดพายุจากการพาความร้อน (Convective storm) มีน้อย โดยทั่วไป CIN พื้นที่บริเวณที่มีเสถียรภาพของอากาศ (Stable) หรือบริเวณที่มีอุณหภูมิหักกลบั (Inversion) โดยค่า CIN เกิน 200 จูลต่อกิโลกรัม จะเป็นปัจจัยที่มีนัยสำคัญในการยับยั้งไม่ให้เกิดการยกตัวของอากาศด้วยการพาของความร้อน (Convective)

ข้อยกเว้นในกรณีที่ค่า CIN มีค่ามากแต่ยังคงมีการก่อตัวของพายุฝนฟ้าคะนอง อันเนื่องมาจากปัจจัยของความชื้น (Moisture) และ/หรือ พลังงานความร้อนที่ได้รับมากเกินไป (Heating Overcoming) ค่า CIN นั้นจะถูกคำนวณโดยอัตโนมัติและแสดงในแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี



รูปที่ 31 แสดงการหาค่า Convective Inhibition (บริเวณพื้นที่สีฟ้า)

2.3.3 Lifted Index (LI) คือ ผลต่างของอุณหภูมิจากการตรวจวัดการหยั่งอากาศ ที่ความกดอากาศระดับ 500 เฮกโตปาสคาล กับอุณหภูมิของมวลอากาศที่ยกตัวขึ้นมาที่ความกดอากาศระดับ 500 เฮกโตปาสคาล จากบริเวณใกล้พื้นผิว ที่เริ่มต้นจากค่าอุณภูมิเฉลี่ย (T) และอุณหภูมิจุดน้ำค้างเฉลี่ย (T_d) สามารถเขียนความสัมพันธ์เป็นสมการได้ ดังนี้

$$LI = T500 - T' \quad \text{... (7)}$$

ค่าผลต่างที่เป็นลบ (Negative) มาก แสดงถึงความไม่มีเสถียรภาพของอากาศ (Unstable) มีมากด้วยเช่นกัน ค่า LI ถูกนำมาเชื่อโยงกับการยกตัวด้วยการพาความร้อน (Convective) ดังแสดงในตาราง

LI Value	Severe Weather Potential
-2	Weak
-3 to -5	Moderate
-6 or less	Strong

หมายเหตุ : ค่า LI ในตารางเหมาะสำหรับใช้สำหรับพื้นที่ 2 ใน 3 บริเวณทิศตะวันออกของประเทศสหรัฐอเมริกา สำหรับพื้นที่ เช่น ทางตะวันตกของประเทศแคนาดา หรือประเทศสหรัฐอเมริกาอาจจะต้องมีการปรับแก้ไขค่าให้มีค่าเพิ่มขึ้น (ค่าลบน้อยลง) และไม่ควรใช้เพียงค่า LI เป็นตัวชี้วัดในการประเมินศักยภาพการพาความร้อน เช่นเดียวกับค่า CAPE

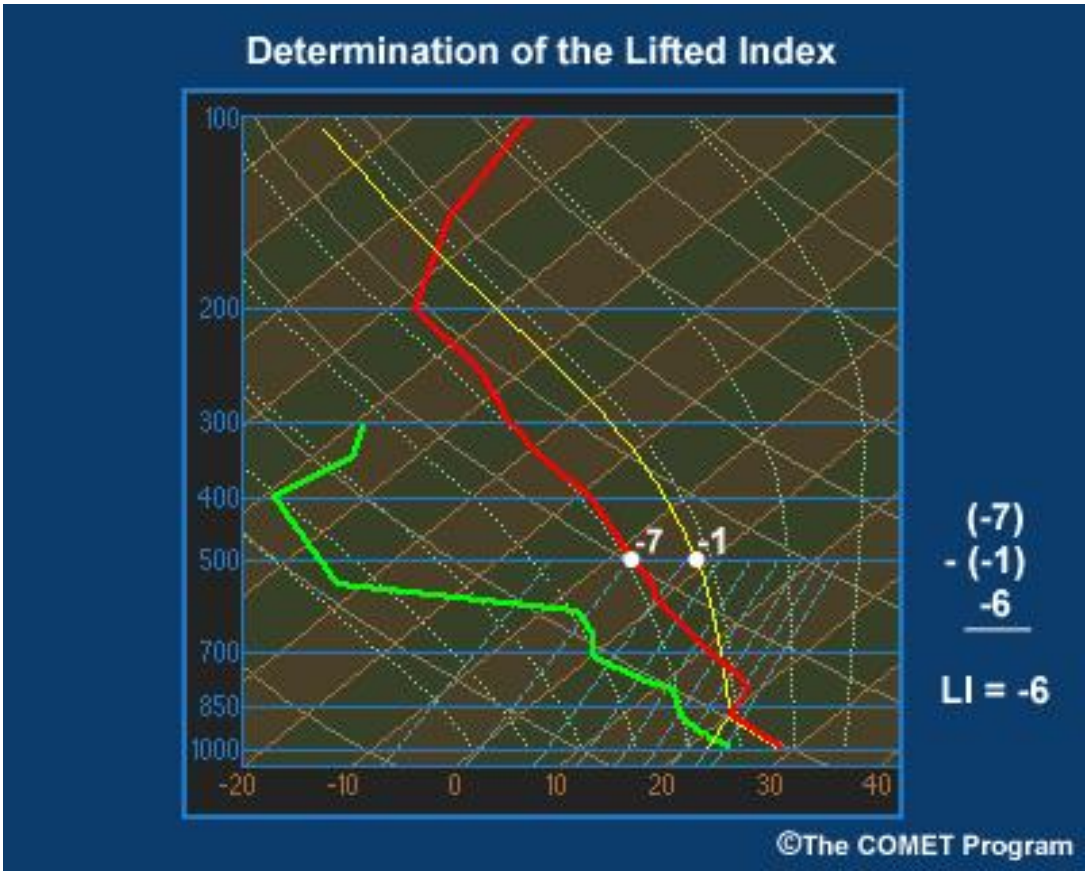
การหาค่า Lifted Index จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ 35 สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

(1) หาค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิ (T) และอุรหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) ในระดับต่ำกว่าระดับความกดอากาศ 100 เฮกโตปาสคาล

(2) จากค่าเฉลี่ยอุณหภูมิ (ข้อ 1) ลากเส้นจากจุดอุณหภูมิเฉลี่ย ขนานตามแนวเส้นอะเดียบาติคแบบแห้ง (Dry adiabatic) และลากเส้นจากจุดอุณหภูมิจุดน้ำค้างเฉลี่ย ขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมแบบอิ่มตัว (Saturation Mixing ratio) เพื่อหาระดับ LCL

(3) จากระดับ LCL ลากเส้นขนานตามแนวเส้นอะเดียบาติคแบบเปียก (Moist adiabatic) ไปจนถึงระดับ 500 เฮกโนปาสคาล แล้วอ่านค่าอุณหภูมิมวลอากาศ (T') และอ่านค่าอุณหภูมิจากการตรวจวัด (T500) ที่ระดับ 500 เฮกโตปาสคาล

(4) นำค่าอุณหภูมิมวลอากาศและค่าอุณหภูมิที่ระดับ 500 เฮกโตปาสคาล แทนในสมการที่ (7) เพื่อหาค่า LI มีค่าเท่ากับ -6



รูปที่ 32 แสดงการหา Lifted Index

2.3.4 Showalter Stability Index (SSI) คือ ผลต่างของอุณหภูมิจากการตรวจวัดการหยั่งอากาศ ที่ความกดอากาศระดับ 500 เฮกโตปาสคาล กับอุณหภูมิของมวลอากาศที่ยกตัวขึ้นมาที่ความกดอากาศระดับ 500 เฮกโตปาสคาล จากบริเวณใกล้พื้นผิว ที่เริ่มจากจุดอุณหภูมิ (T) กับจุดอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ที่ระดับความกดอากาศ 850 เฮกโตปาสคาล อม สามารถเขียนความสัมพันธ์เป็นสมการได้ ดังนี้

$$SSI = T500 - T' \quad \text{... (8)}$$

ค่า Showalter Stability Index ใช้เพื่อตรวจสอบความมีเสถียรภาพของสิ่งแวดล้อม แต่ก็ยังมีข้อจำกัด ดังนี้

(1) จะแสดงสภาวะอากาศแบบไม่มีเสถียรภาพ ถ้าจุดสูงสุดของชั้นความชื้นมีค่าต่ำกว่าระดับความกดอากาศ 850 เฮกโตปาสคาล

(2) เหมาะสำหรับใช้กับสถานีตรวจวัดอากาศ ซึ่งที่ตั้งของสถานีตรวจวัดควรมีความสูงจากระดับน้ำทะเลไม่เกินประมาณ 1000 ฟุต

(3) ค่า Showalter Stability Index ไม่ได้นำผลกระทบจากปัจจัยลมเฉือน (Wind shear) เข้ามาร่วมด้วย ซึ่งถือเป็นปัจจัยที่มีผลต่อการเกิดพายุ หรือพายุฝนฟ้าคะนอง

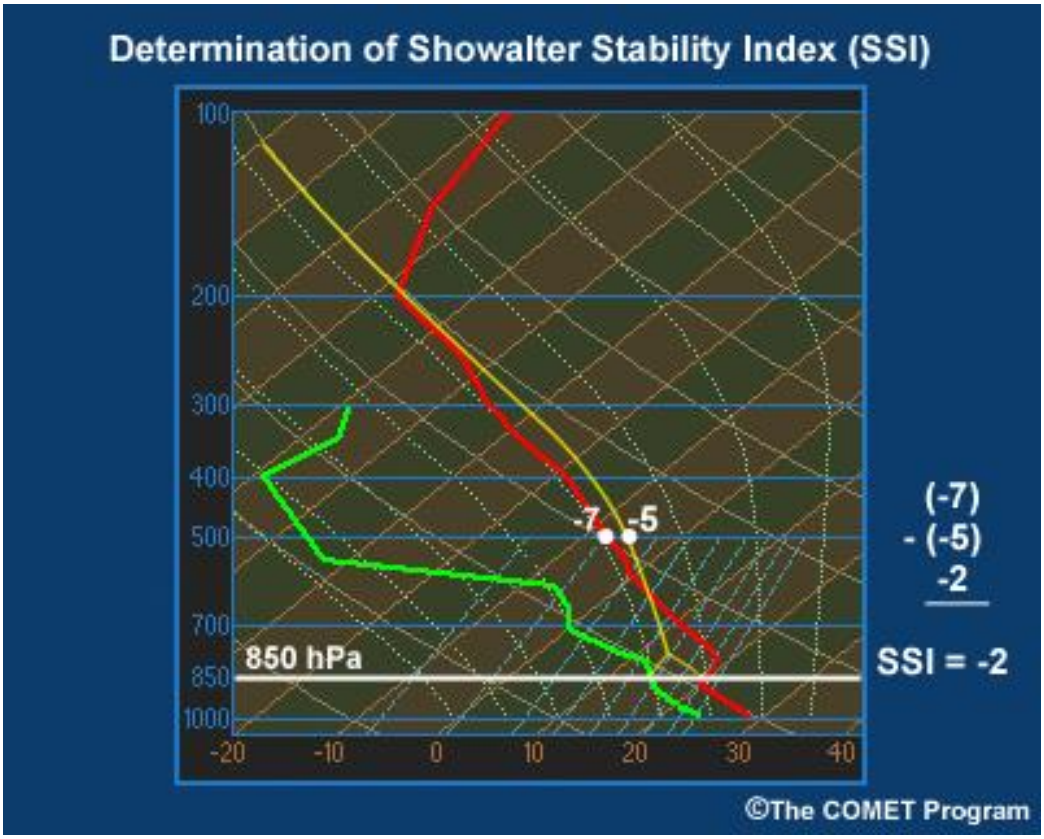
การหาค่า Showalter Stability Index จากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์แบบสกิวที/ลอการิทึมพี ดังรูปที่ 36 สามารถหาได้ตามขั้นตอนดังนี้

(1) หาค่าของอุณหภูมิ (T) และอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) ในระดับความกดอากาศ 800 เฮกโตปาสคาล

(2) จากค่าอุณหภูมิ (ข้อ 1) ที่ระดับ 800 เฮกโตปาสคาล ลากเส้นจากจุดอุณหภูมิ ขนานตามแนวเส้นอะเดียบาติคแบบแห้ง (Dry adiabatic) และลากเส้นจากจุดอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ขนานตามแนวเส้นอัตราส่วนผสมแบบอิ่มตัว (Saturation Mixing ratio) เพื่อหาระดับ LCL

(3) จากระดับ LCL ลากเส้นขนานตามแนวเส้นอะเดียบาติคแบบเปียก (Moist adiabatic) ไปจนถึงระดับ 500 เฮกโนปาสคาล แล้วอ่านค่าอุณหภูมิมวลอากาศ (T') และอ่านค่าอุณหภูมิจากการตรวจวัด (T500) ที่ระดับ 500 เฮกโตปาสคาล

(4) นำค่าอุณหภูมิมวลอากาศและค่าอุณหภูมิที่ระดับ 500 เฮกโตปาสคาล แทนในสมการที่ (8) เพื่อหาค่า LI มีค่าเท่ากับ -2



รูปที่ 33 แสดงการหาค่า SSI

ตารางแสดงความสัมพันธ์ของค่า SSI กับเหตุการณ์ที่อาจจะเกิดขึ้น

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

2.3.5 K Index (KI) คือ ดัชนีที่ใช้สำหรับคาดการณ์การยกตัวจากการพาความร้อน (Convection) และการเกิดฝนตกหนัก (Heavy rain) การคำนวณค่า KI คำนึงถึงการกระจายตัวของความชื้นในทางตั้งของทั้งความชื้น (Moisture) และอุณหภูมิ โดยใช้การค่าอุณหภูมิ และอุณหภูมิจุดน้ำค้างในระดับความกดอากาศ 850, 700, 500 เฮกโตปาสคาล ซึ่งความชื้นและความแตกต่างในช่วงระดับความกดอากาศ 850 – 500 เฮกโตปาสคาลยิ่งเยอะ ค่า KI ก็จะสูงด้วย แสดงถึงมีศักยภาพของบรรยากาศในการยกตัวจากการพาความร้อน การหาค่า KI สามารถเขียนความสัมพันธ์เป็นสมการได้ ดังนี้

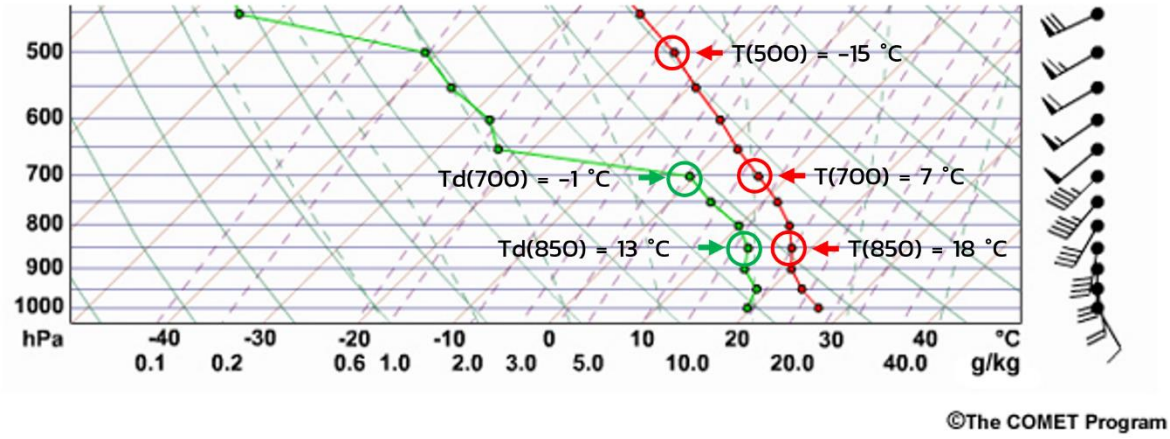
$$KI = (T850 - T500) + Td850 - (T700 - Td700) \quad \ldots (9)$$

จุดแข็งและข้อจำกัด

ค่า KI เป็นดัชนีที่มีประโยชน์สำหรับวิเคราะห์ศักยภาพของบรรยากาศในการยกตัวจากการพาความร้อน แต่ไม่สามารถใช้เพื่อสรุปความรุนแรงของการยกตัวจากการพาความร้อนได้ เพราะการใช้ข้อมูลที่ระดับความกดอากาศ 850 เฮกโตปาสคาล จะนำไปใช้กับสถานีตรวจวัดอากาศที่ตั้งอยู่บนภูเขา หรือที่มีระดับความกดอากาศต่ำกว่า 850 เฮกโตปาสคาลไม่ได้

ตารางแสดงความสัมพันธ์ของค่า KI กับความน่าจะเป็นที่จะเกิดเหตุการณ์

KI Value	Event
< 15	0% probability of thunderstorms
15 – 20	20%
21 – 25	20% – 40%
26 – 30	40% – 60%
31 – 35	60% – 80%
36 – 40	80% – 90%
> 40	Near 100%



$$\text{K index} = (18 - (-15)) + 13 - (7 - (-1)) = 38\%$$

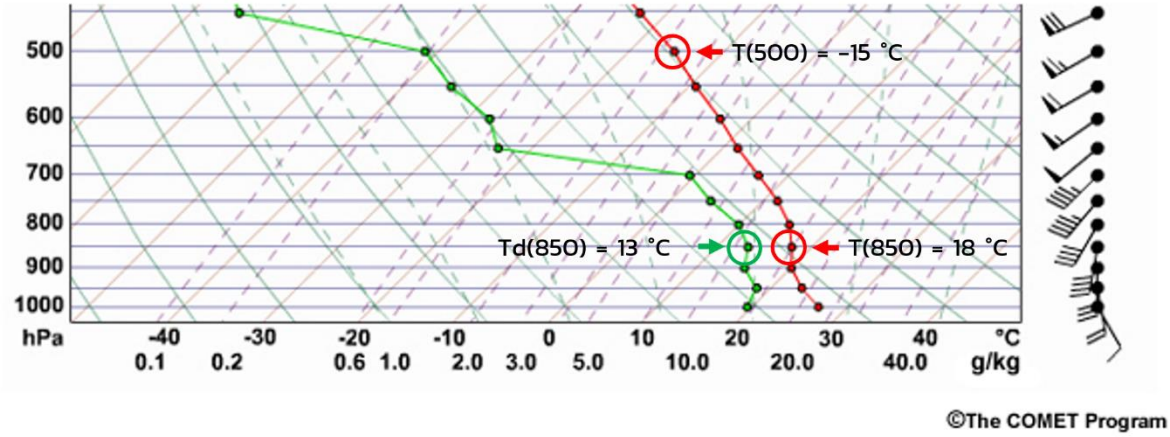
รูปที่ 34 แสดงการหาค่า KI

2.3.6 Total Totals Index (TT) คือ ดัชนีชี้วัดสภาพอากาศที่รุนแรง (Severe weather) คำนวณโดยใช้อุณหภูมิ (T) และอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) ที่ระดับความกดอากาศ 850 และ 500 เฮกโตปาสคาล โดยสามารถเขียนความสัมพันธ์ได้ดังสมการ

$$TT = (T850 + T_d850) - (2 \times T500) \quad \ldots (10)$$

ค่า Total Totals Index เป็นดัชนีสภาพอากาศรุนแรงที่ใช้กันอย่างแพร่หลายซึ่งง่ายต่อการคำนวณ อย่างไรก็ตามยังคงมีข้อจำกัด จากการใช้ข้อมูลเพียง 2 ระดับเท่านั้น (850 และ 500 เฮกโตปาสคาล) ดังนั้นจึงไม่ได้นำปัจจัยที่มีผลกระทบด้านอื่นที่มีระดับต่ำกว่า 850 เฮกโตปาสคาล เข้ามาร่วมด้วย เช่น การเกิดชั้นของอุณหภูมิหักกลับ (Inversion), การเกิดชั้นของอากาศชื้นหรืออากาศแห้ง (Moist or Dry layer) และเหมือนดังเช่นดัชนีอื่นๆ ที่ไม่ได้รวมเอาปัจจัยจากการลมเฉือน (Wind shear) เข้ามาด้วย ซึ่งเป็นปัจจัยสำคัญในการยกตัวด้วยการความร้อนของสภาพอากาศเลวร้ายในสภาพแวดล้อม (Severe Convection Environment)

TT Value	Event
44	Thunderstorms
50	Severe thunderstorms possible
55 or greater	Severe thunderstorms likely; possible tornadoes



$$TT = (18 + 13) - (2 * (-15)) = 61$$

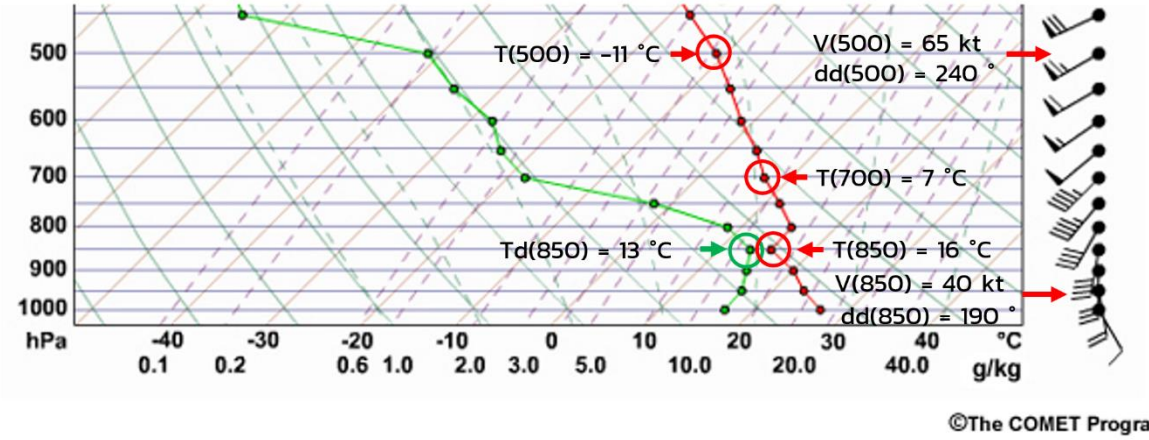
รูปที่ 35 แสดงการค่า Total Totals Index

2.3.7 SWEAT Index (SWEAT) คือ ดัชนีสภาพอากาศเลวร้ายซึ่งมีการข้อมูลของลมจากการตรวจวัดซึ่งเป็นปัจจัยต่อความเป็นไปได้ที่จะทำให้เกิดสภาพอากาศเลวร้าย (Severe weather) โดยตัวแปรที่นำมาใช้ในการหา SWEAT Index ประกอบไปด้วย อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (T_d) ที่ระดับความกดอากาศ 850 เฮกโตปาสคาล, ความเร็วลมระดับความกดอากาศ 850 (V850) และ 500 เฮกโตปาสคาล (V500) และทิศทางลมที่ระดับความกดอากาศ 850 (dd850) และ 500 เฮกโตปาสคาล (dd500) และค่า Total Totals Index (TT) ซึ่งสามารถเขียนความสัมพันธ์ได้ดังสมการ

$$SWEAT = 12(850T_d) + 20(TT - 49) + 2(V850) + (V500) + 125(\sin(dd500 - dd850) + 0.2) \quad \ldots (11)$$

โดยทั่วไปเงื่อนไขที่นำไปสู่การมีค่า SWEAT Index ที่สูง และแสดงถึงค่าความน่าเป็นสูงที่จะเกิดสภาพอากาศเลวร้ายมีดังนี้ อุณหภูมิ (T) และความชื้น (Moisture) ที่มีค่าสูงขึ้น, อุณหภูมิที่ลดต่ำลงเมื่อลอยสูงขึ้น (Cooler Temperature aloft), ลมเฉือนรุนแรงในทางตั้ง (Large Vertical Wind shear) และลมมีการเปลี่ยนทิศทางตามเข็มนาฬิกาเมื่อสู่ระดับสูงขึ้น

ค่า SWEAT Index ถือว่าเป็นดัชนีข้อดีในการวิเคราะห์ความสามารถในการยกตัวด้วยการพาความร้อน เพราะมีการรวมปัจจัยต่างเข้ามา เช่น ความชื้นในระดับต่ำ (Low-level Moisture), ความไม่มีเสถียร์ภาพของอากาศ (Instability) และลมเฉือนในทางตั้ง (ทั้งทิศทาง และความเร็ว) แต่ก็ถือเป็นข้อจำกัดที่ใช้ข้อมูลเพียงระดับความกดอากาศ 850 และ 500 เฮกโตปาสคาล ซึ่งไม่ได้รวมปัจจัยจากด้านอื่น เช่น การเกิดอุณหภูมิหักกลับ (Invasion), ชั้นของอากาศแห้ง (Dry layer) และอื่นๆ ที่ซึ่งแทรกอยู่ระกว่างชั้นต่างๆ



$$TT = (16 + 13) - (2 * (-11)) = 51$$

$$SWT = 12(13) + 20(51 - 49) + 2(40) + (65) + 125(\sin(240 - 190) + 0.2) = 462.2$$

รูปที่ 36 แสดงการค่า SWEAT Index

ตารางแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่า SWET Index กับสภาพอากาศเลวร้ายที่อาจจะเกิดขึ้น

SWEAT	Severe Weather Potential
150-300	Slight severe
300-400	Severe possible
400 or greater	Tornadic possible

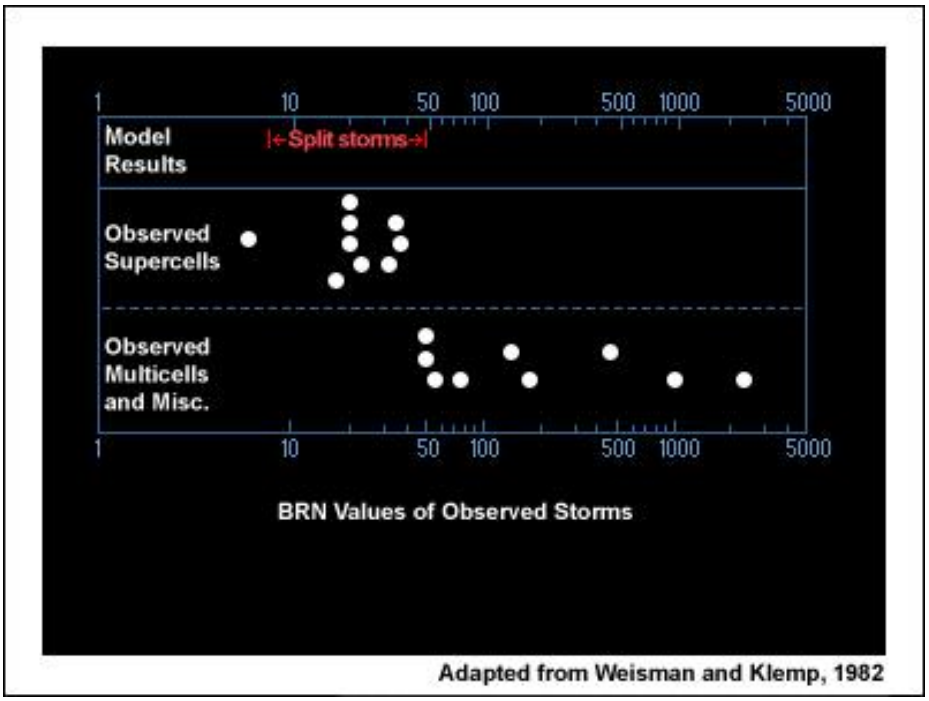
2.4 Shear Assessment

2.4.1 Bulk Richardson Number (BRN) คือ อัตราส่วนของการลอยตัว (จากการตรวจวัดโดยค่า CAPE) ซึ่งค่า CAPE มีความสัมพันธ์โดยตรงต่อความรุนแรงของการยกตัว (Updraft) กับลมเฉือนทางตั้งในสภาพแวดล้อม ซึ่งมีความสัมพันธ์ในการก่อตัวของพายุ เช่น พายุแบบหลายเซลล์ (Multi-cell), พายุขนาดใหญ่ (Supercell) และอื่นๆ ตัวอย่างค่า Bulk Richardson Number แสดงดังรูปที่ 40

จากรูปโดยทั่วไปแล้วถ้าค่า BRN มีค่าต่ำกว่า 10 จะแสดงถึงสภาวะที่แรงเฉือน (Shear) มีมากกว่าแรงลอยตัว (Buoyancy) ทำให้การก่อตัวพายุถูกทำให้หลุดออกโดยแรงเฉือน ยกเว้นในกรณีที่มีแรงลอยตัวที่รุนแรง, ค่าแรงเฉือนสูง และสภาพแวดล้อมที่มีค่า CAPE ต่ำ การก่อตัวของพายุขนาดใหญ่ (Supercell) สามารถตรวจพบได้ในกรณีที่ค่า BRN น้อยกว่า 10, ค่า BRN ระหว่าง 10 – 35 เป็นเหตุการณ์ที่มีความสมดุลระหว่างแรงเฉือนและแรงลอยตัว ซึ่งเหมาะสมสำหรับการก่อตัวของพายุขนาดใหญ่ (Supercell)

และค่า BRN มากกว่า 50 แสดงถึงสภาวะแรงลอยตัวจะมีมากกว่าแรงเฉือนทำให้พบการก่อตัวของพายุแบบเซลล์เดียว (Single-cell) หรือพายุแบบหลายเซลล์ (Multi-cell) ได้ การคำนวณค่า BRN สามารถหาได้จากสมการดังต่อไปนี้

$$BRN = \frac{CAPE}{(0.5 \times (u6km - u500m)^2)} \quad \text{... (12)}$$



รูปที่ 37 แสดงค่า Bulk Richardson Number

โดย u6km และ u500m คือ ความเร็วลมเฉลี่ยในระดับต่ำกว่า 6000 เมตร และระดับต่ำกว่า 500 เมตร ตามลำดับ

2.4.2 Helicity คือ สภาวะท่ามีการหมุนวนของอากาศแบบเกลียว ซึ่งปริมาณที่คำนวณได้จะแสดงถึงการหมุนวนของการยกตัวของอากาศ (Updraft) ในพายุ โดยเป็นสัดส่วนกับความแรงของการไหล, ความรุนแรงของลมเฉือนในทางตั้ง (Vertical Wind shear) และลักษณะของการเลี้ยวในการไหล (การหมุนวน (Vorticity)) สามารถคำนวณจากผลการตรวจวัดทิศทางและความเร็วจากการหยั่งอากาศในบริเวณส่วนล่างของชั้นบรรยากาศ (โดยปกติจะอยู่ห่างจากพื้นผิวไม่เกิน 3 กิโลเมตร) และค่า Helicity ยังนำไปใช้ในการวิเคราะห์สภาพแวดล้อมที่เหมาะแก่การพัฒนาของพายุฝนฟ้าคะนอง ซึ่งจะคำนวณออกมาในรูปของค่า Storm Relative Environmental Helicity (SREH) มีหน่วยเป็นตารางเมตรต่อวินาทีกำลังสอง (m^2/s^2)

ตารางแสดงค่า SREH กับความสัมพันธ์ในการเกิดพายุฝนฟ้าคะนอง และชนิดของพายุฝนฟ้าคะนอง

SREH Value	Event
150-300	Possible supercell
300-400	Supercells favorable
400+	Tornadic possible

3. การประยุกต์ใช้ในการพยากรณ์อากาศ (Forecast Applications)

3.1 การยกตัวจากการพาด้วยความร้อน (Convection)

3.1.1 พายุฝนฟ้าคะนองจากมวลอากาศ (Air Mass Thunderstorm) หรือฝนฟ้าคะนองที่เกิดจาดเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus Cloud) ที่เกิดจากการยกตัวของมวลอากาศเนื่องมาจากความร้อนในชั้นขอบ (Boundary layer) ซึ่งพายุฝนฟ้าคะนองจากมวลอากาศสามารถแบ่งออกได้เป็น 3 ขั้น คือ

(1) ขั้นก่อตัว (Cumulus stage) มีกระแสมวลอากาศยกตัว (Updraft) ขึ้นเกิดการก่อตัวของเมฆคิวมูลัสรูปร่างคล้ายหอคอย (Towering Cumulus) อาจจะมีเพียงก้อนเดี่ยวๆ หรือหลายก้อนรวมกัน โดยมวลอากาศจะถูกยกตัวขึ้นจนไปถึง Level of Free Convection (LFC) และจะลอยตัวขึ้นอย่างอิสระต่อไป ในขั้นนี้อาจจะมีหยาดน้ำฟ้าเกิดขึ้นได้ภายในกลุ่มชั้นเมฆ (Cloud layer) แต่ไม่มีหยาดน้ำฟ้าเกิดบริเวณชั้นใต้ฐานเมฆ (Sub-Cloud layer)

(2) ขั้นเจริญเต็มที่ (Mature stage) มีลักษณะของทั้งกระแสอากาศยกตัว (Updraft) และกระแสอากาศจมตัว (Downdraft) เกิดขึ้น มวลอากาศที่ถูกยกตัวขึ้นมาจะลอยจากระดับ Level of Free Convection (LFC) จนไปถึง Equilibrium Level และยังคงลอยตัวขึ้นไปได้อีกจนผ่านบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) แล้วมีการก่อตัวของเมฆรูปทั่ง (Anvil Cloud) เกิดขึ้น พร้อมทั้งมีการตกลงมาของหยาดน้ำฟ้า (Precipitation) บริเวณชั้นใต้ฐานเมฆ (Sub-cloud layer) กระบวนการระบายความร้อนจากการระเหยของน้ำ (Evaporation cooling) บริเวณชั้นระดับล่างจะทำให้เกิดแอ่งความเย็น (Cold pool) และแนวลมกระโชก (Gust front) ที่กระจายออกจากเมฆ และทำให้เกิดการยกตัวของมวลอากาศร้อน (Warm air), อากาศชื้น (Moist air) และทำให้เกิดสภาวะไม่มีสเถียรภาพของอากาศ (Unstable air) ขึ้น ส่งผลให้มีการก่อตัวของเมฆคิวมูลัส (Cumulus cloud) ขึ้นใหม่

(3) ขั้นสลายตัว (Dissipating stage) มีลักษณะการจมตัวของมวลอากาศเพียงอย่างเดียว หยาดน้ำฟ้าจากกระบวนการพาความร้อน (Convective rainfall) ลดลง ซึ่งจะมีการตกของหยาดน้ำฟ้าจากเมฆแผ่น (Stratiform rainfall) ที่ยังตกต่อเนื่องจากเมฆรูปทั่ง และแนวลมกระโชก (Gust front) เคลื่อนที่ออกห่างจากพายุฝนฟ้าคะนองส่งผลให้ไม่เกิดการยกตัวของอากาศขึ้นสู้พายุฝนฟ้านอง

ค่าพารามิเตอร์ที่ช่วยในการวิเคราะห์สำหรับการพยากรณ์การเกิดของพายุฝนฟ้าคะนองของมวลอากาศจากแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์

(1) อุณหภูมิการยกตัวด้วยความร้อน (Convective Temperature)

(2) ค่าดัชนีการไม่มีเสถียรภาพของอากาศ (Instability)

- Lifted index (LI)
- Total Totals index (TT)

(3) ค่าดัชนีพลังงานการลอยตัว (Buoyant Energy)

- CAPE

(4) พลังงานศักย์ของพายุฝนฟ้าคะนองและปริมาณความชื้น (Thunderstorm Potential and Moisture Content)

- K index (KI)

(5) ลมเฉือนในทางตั้ง (Vertical Wind Shear)

- ผลการตรวจวัดลมจากการหยั่งอากาศ (Wind Profile)

3.1.2 ฝนฟ้าคะนองรุนแรง (Severe Thunderstorms) คือ พายุฝนฟ้าคะนองที่ทำให้เกิดเหตุการณ์อย่างน่อยหนึ่งอย่าง ดังต่อไปนี้

(1) ความเร็วลม 93 กิโลเมตรต่อชั่วโมง (50 นอต, 58 ไมล์ต่อชั่วโมง) หรือมากกว่า

(2) ลูกเห็บขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 2.5 เซนติเมตร (1 นิ้ว) หรือมากกว่า

(3) ฝนตกหนัก ปริมาณฝนตรวจวัดได้ 50 มิลลิเมตร (2 นิ้ว) ต่อชั่วโมง หรือมากกว่า

(4) พายุงวงช้าง (พายุทอร์นาโด)

โดยปัจจัยที่ทำให้สภาพอากาศเกิดพายุฝนฟ้าคะนองรุนแรง คือ มีค่า CAPE สูง, ลมเฉือนมีความรุนแรง หรือมีทั้งสองปัจจัยร่วมกัน อย่างไรก็ตามการใช้ดัชนีของแผนภูมิเทอร์โมไดนามิคส์เพียงอย่างเดียวก็ไม่เพียงพอต่อการพยากรณ์ฝนฟ้าคะนองรุนแรงได้ ต้องอาศัยการวิเคราะห์ผิวพื้นและอากาศชั้นบน (Surface and upper air analyses), การพยากรณ์อากาศเชิงตัวเลข (NWP) และข้อมูลอื่นๆ ร่วมด้วย

ค่าพารามิเตอร์ที่ช่วยในการวิเคราะห์สำหรับการพยากรณ์การเกิดของพายุฝนฟ้าคะนองรุนแรงจากเทอร์โมไดนามิคส์

(1) ค่าดัชนีการไม่มีเสถียรภาพของอากาศ (Instability)

- Convective available potential energy (CAPE)
- Convective inhibition (CIN)
- Lifted index (LI)
- Showalter stability index (SSI)
- Total Totals index (TT)

(2) ลมเฉือนในทางตั้ง (Vertical Wind Shear) เป็นดัชนีที่สำคัญมากในการประเมินความเสี่ยงในความสามารถของการเกิดพายุฝนฟ้าคะนองรุนแรง หรือการพยากรณ์ชนิดของพายุ, การพัฒนาตัว และการเคลื่อนตัวของพายุ โดยลักษณะการเพิ่มขึ้นของความเร็วลมเฉือนที่ระดับความสูงตั้งแต่ 0-6 กิโลเมตรนั้นจะแสดงถึงลักษณะเฉพาะตัวของพายุตั้งแต่พายุฝนฟ้าคะนองเซลล์เดียว (Single cell thunderstorm) ไปจนถึงพายุฝนฟ้าคะนองแบบหลายเซลล์ (Multi-cell thunderstorm) ซึ่งความเร็วลมเฉือนที่เหมาะสมในการ

ก่อตัวของพายุฝนฟ้าคะนองแบบซุปเปอร์เซลล์จะมีความเร็วลมเฉือนมากกว่า 25 เมตรต่อวินาที ในสภาวะที่จะมีการพัฒนาตัวของพายุฝนฟ้าคะนองรุนแรง โดยทั่วไปแล้วเวกเตอร์ลมเฉือนจะมีการเปลี่ยนทิศทางตามเข็มนาฬิกา แสดงการเบี่ยงเบนของลมในระดับช่วงความสูง 2-3 กิโลเมตร

(3) ค่าดัชนีด้านการไม่มีเสถียรภาพของอากาศร่วมกับดัชนีลมเฉือนในทางตั้ง (Instability and Wind Shear)

- SWEAT index
- Bulk Richardson Number (BRN)

เอกสารอ้างอิง

บำรุง สรัคคานนท์. 2529. อุตุนิยมวิทยาทั่วไป. กรมอุตุนิยมวิทยา.

Ahrens, C. Donald. Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment. Cengage Learning, 2012.

https://www.tmd.go.th

ภาพประกอบกิจกรรมแลกเปลี่ยนเรียนรู้

Dry Adiabatiic

Dry Adiabatiic