บทที่ 3

ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

3.1 กระบวนการเกิดเมฆและฝน

(1) กระบวนการเกิดเมฆ

เมฆ (Cloud) คือ มวลอากาศที่ลอยตัวขึ้นจากผิวดินจนถึงระดับความสูงหนึ่ง จึงเกิดการควบแน่นเนื่องจากสภาวะอากาศในขณะนั้นมีความชื้นสัมพัทธ์สูงกว่า 100 เปอร์เซ็นต์ เกิดหยดน้ำ (Water droplets) หรือ ผลึกน้ำแข็ง (Ice crystals) แขวนลอยอยู่ในมวลอากาศนั้น (Wallace and Hobb, 1977) ดังนั้น กระบวนการเกิดเมฆจึงเกิดจากกระบวนการควบแน่น ซึ่งประกอบด้วยปัจจัย 3 ประการ คือ

1) ไอน้ำในอากาศ (Water vapor)

2) กลวิธีในการควบแน่น (Mechanism of condensation)

3) แกนควบแน่น (Condensation nuclei)

เมฆ แบ่งออกได้เป็น 4 ประเภท คือ เมฆชั้นสูง เมฆชั้นกลาง เมฆชั้นต่ำ และเมฆที่ก่อตัวตามแนวตั้ง เมฆแต่ละประเภทยังแบ่งออกเป็นชนิดต่างๆ โดยมีชื่อเรียกตามลักษณะทางกายภาพที่แตกต่างกัน (ตารางที่ 1) สำหรับเมฆที่เกี่ยวข้องในการทำฝนหลวงส่วนใหญ่ คือ เมฆคิวมูลัส (Cumulus)

(2) การเกิดเมฆคิวมูลัส

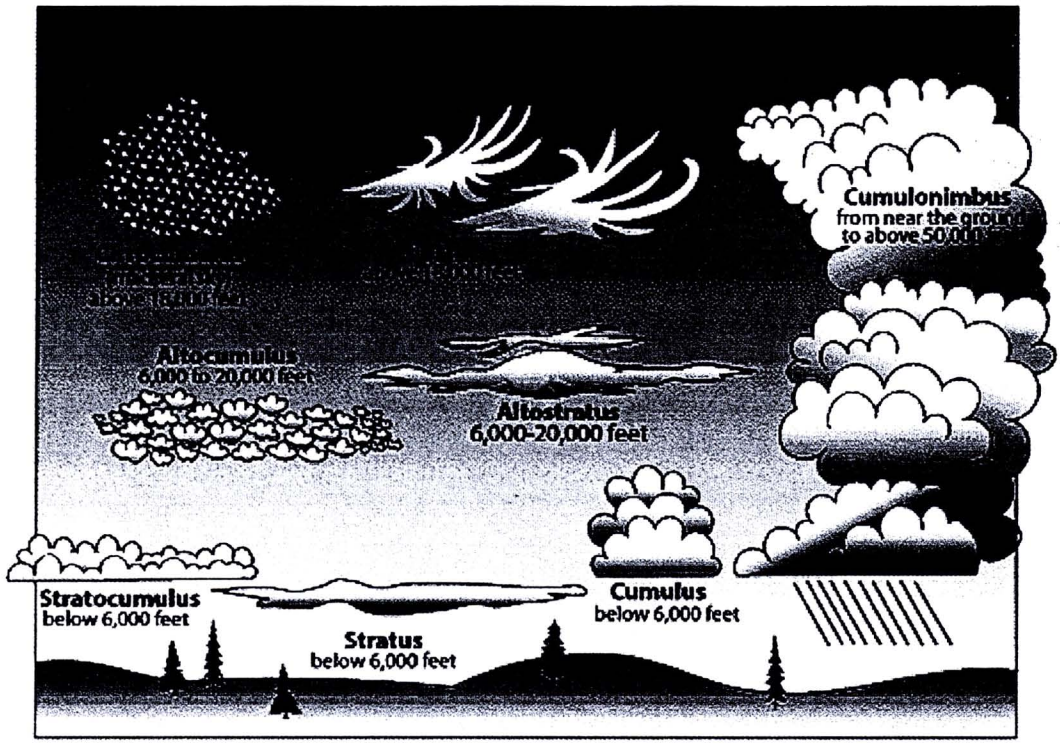
วัฏจักรทั่วไปของเกิดเมฆในตอนเช้าของวัน จะเริ่มเมื่อพื้นที่ได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ พลังงานบางส่วนจะถูกเปลี่ยนเป็นพลังงานความร้อนทำให้พื้นโลกมีอุณหภูมิสูงขึ้น ความแตกต่างของความเข้มของพลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบรวมถึงคุณสมบัติในการรับความร้อนที่แตกต่างกันของพื้นผิวโลก ทำให้อุณหภูมิบริเวณต่างๆ เพิ่มขึ้นแตกต่างกัน และเกิดการแผ่พลังงานความร้อนออกสู่อากาศเพิ่มมากขึ้น อากาศที่สัมผัสอยู่กับพื้นผิวที่ร้อนกว่าจะมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศบริเวณข้างเคียง จึงลอยขึ้นสู่ชั้นบรรยากาศเบื้องบนและมีการไหลเข้ามาแทนที่ของอากาศที่แวดล้อมอยู่โดยรอบ กระบวนการนี้ เรียกว่า การพาความร้อน (Convection) ในทำนองเดียวกันทะเลในช่วงเวลากลางวัน พื้นดินจะมีอุณหภูมิสูงกว่าน้ำ ก่อให้เกิดกระแสลม (Wind) ในระดับต่ำที่พัดจากทะเลเข้าสู่ทวีป และพาความชื้นและสารแขวนลอยที่เกิดจากการระเหย (Evaporation) ของน้ำทะเลเข้าสู่ทวีป และสะสมอยู่ในบรรยากาศระดับต่ำก่อนที่จะมีการคลุกเคล้า (Mixing) และป้อนเข้าสู่ระบบของการลอยสูงขึ้น (Upward motion) ก่อเกิดเป็นเมฆและอาจตกเป็นฝนในที่สุด

การที่เมฆจะสามารถรักษารูปทรงหรือพัฒนาให้เจริญให้โตขึ้นต่อไปได้ในบรรยากาศโดยรอบที่แห้งกว่านั้น จะต้องอาศัยกระบวนการพาความร้อนและกระบวนการควบแน่น (Convection and Condensation Process) บริเวณใต้ฐานเมฆที่เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง ทั้งนี้เพื่อเพิ่มก้อนเม็ดน้ำ (Cloud droplets) เข้าไปในก้อนเมฆในอัตราที่เท่ากับหรือสูงกว่าการระเหยของเม็ดน้ำที่ผิวของก้อนเมฆอันเนื่องมาจากการคลุกเคล้ากับอากาศแห้งโดยรอบ (Entrapment) ดังนั้น ช่วงอายุของเมฆ ขนาดของเมฆ และอัตราการเพิ่มขนาดของเม็ดน้ำภายในเมฆ จึงเป็นปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อความสำเร็จในการตกเป็นฝน เมื่อพิจารณาเมฆคิวมูลัสในบางวันที่ก่อตัวเป็นเมฆในสภาพอากาศทรงตัว ซึ่งไม่มีการเจริญเติบโต และจะสลายตัวไปในตอนบ่ายโดยไม่ตกเป็นฝน จึงเรียกชื่อเมฆนี้ว่าเมฆคิวมูลัสในภาวะอากาศดี (Fair Cumulus)

ตารางที่ 3-1 ชนิดของเมฆ จำแนกตามลักษณะการเกิดและความสูง

ชนิดเมฆ	ชื่อเมฆ	ความสูง (กม.)	ลักษณะ
ชั้นสูง	เซอร์รัส (Cirrus, Ci)	6 - 18	ริ้วขาวบาง
	เซอร์โรสเตรตัส (Cirrostratus, Cs)		แผ่นขาวบาง
	เซอร์โรคิวมูรัส (Cirrocumulus, Cc)		ก้อนเล็กคล้ายระลอกทราย
ชั้นกลาง	อัลโตสเตรตัส (Altostratus, As)	2-8	แผ่นทึบและต่ำกว่าเซอร์โรสเตรตัส คล้ายฝูงแกะ
	อัลโตคิวมูลัส (Altocumulus, Ac)		
ชั้นต่ำ	สเตรโตคิวมูรัส (Stratocumulus, Sc)	ผิวพื้น - 2	อยู่ต่ำ ก้อนกลมเป็นคลื่น
	นิมโบสเตรตัส (Nimbostratus, Ns)		แผ่นหนาฟ้ามืดครึ้ม
ก่อตัวแนวตั้ง	คิวมูรัส (Cumulus, Cu)	ผิวพื้น - 18	เมฆก้อนหนา
	คิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus; Cb)		ก้อนหนาทึบยอดแผ่สูง

ที่มา: Ahrens (1988)



ภาพที่ 3-1 ชนิดและการจำแนกเมฆตามความสูง

ที่มา : Digital Library for Earth System Education (2005)

(3) เสถียรภาพของอากาศ (Stability of air)

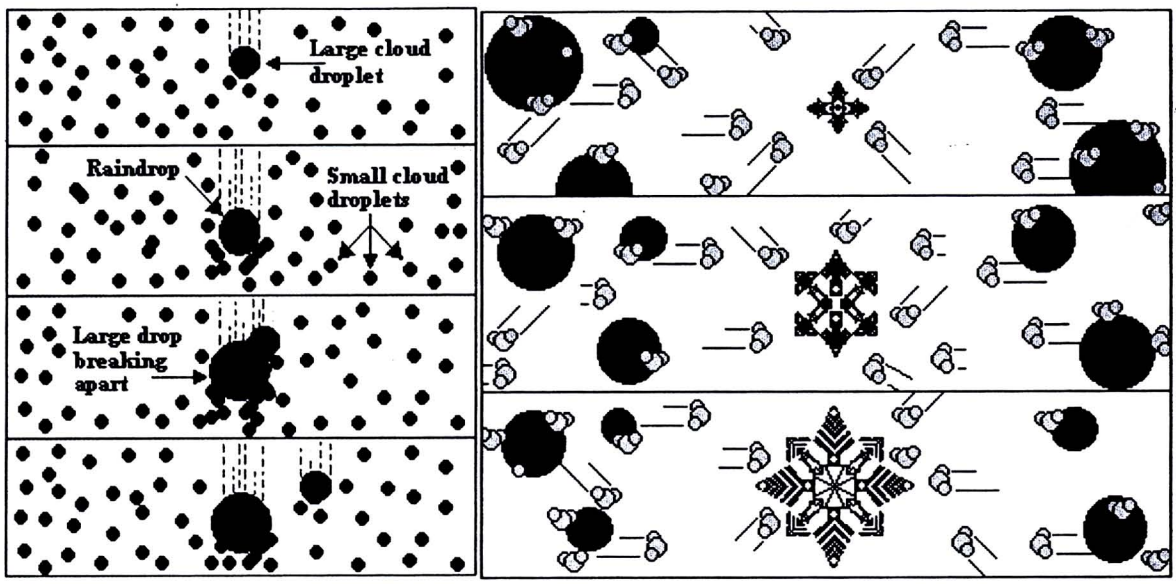
การเจริญเติบโตของเมฆนั้นขึ้นอยู่กับเสถียรภาพของอากาศในแต่ละวัน ซึ่งเมื่อพิจารณาจากทฤษฎีกล่องอากาศ (Parcel Theory) กล่าวว่า ถ้ากำหนดแบ่งมวลของอากาศให้เป็นปริมาตรของกล่องเล็ก (Parcel) กล่องอากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศข้างเคียงจะถูกยกให้ลอยขึ้น ขณะที่กล่องอากาศลอยสูงขึ้นไปในบรรยากาศ จะเกิดการขยายตัวทำให้อุณหภูมิของอากาศภายในกล่องลดลงในอัตราประมาณ 9.8 องศาเซลเซียส ทุกๆ ความสูง 1 กิโลเมตร เรียกว่า อัตราการลดอุณหภูมิตามความสูงแบบ อะเดียแบติกแห้ง (Dry adiabatic lapse rate) และอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dewpoint) จะลดลงประมาณ 2 องศาเซลเซียสทุกๆ 1 กิโลเมตร ดังนั้นผลต่างของอุณหภูมิทั้งสอง (Dewpoint depression) จะลดลงเป็นลำดับในขณะที่กล่องอากาศลอยสูงขึ้นไป จนถึงระดับที่อุณหภูมิทั้งสองเท่ากัน จะเป็นระดับที่อากาศภายในกล่องจะเริ่มอิ่มตัวด้วยไอน้ำ (Saturation) หรือมีความชื้นสัมพัทธ์ 100 เปอร์เซ็นต์

เมื่อกล่องอากาศอิ่มตัวด้วยไอน้ำ จะเริ่มเกิดการควบแน่นของไอน้ำ (Condensation) บนพื้นผิวของอนุภาคสารแขวนลอยชนิดต่างๆ เรียกว่า แกนกลั่นตัว (Cloud condensation nuclei, CCN) เกิดเป็นเม็ดน้ำจำนวนมากและปรากฏเป็นเมฆ ถ้ากล่องอากาศยังมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศแวดล้อม กล่องอากาศจะลอยสูงขึ้นต่อไป แต่อัตราการลดลงของอุณหภูมิตามความสูงหลังจากอากาศอิ่มตัวจะลดลงเหลือประมาณ 5 องศาเซลเซียส ต่อ 1 กิโลเมตร เรียกว่า อัตราการลดอุณหภูมิตามความสูงแบบอะเดียแบติกอิ่มตัว

(Saturation adiabatic lapse rate) จนกระทั่งอุณหภูมิภายในกล่องอากาศเคลื่อนที่ขึ้นเท่ากับอุณหภูมิของอากาศสิ่งแวดล้อม การเคลื่อนที่ของมวลกล่องอากาศจะหยุดลง ซึ่งจะเป็นระดับของยอดเมฆสูงสุดประจำวัน (Neutral buoyancy level หรือ Equilibrium level) ดังนั้น ความแตกต่างระหว่างอัตราการลดอุณหภูมิตามความสูงของกล่องอากาศ กับอุณหภูมิที่ลดลงของชั้นบรรยากาศ (Environmental lapse rate) จะเป็นตัวบ่งชี้ถึงเสถียรภาพของบรรยากาศ (Stability index) ซึ่งอาจกล่าวได้ว่า วันที่อากาศไม่เสถียรภาพ (Unstable) จะเป็นวันที่เมฆก่อตัวและเจริญเติบโตได้ดี และมีโอกาสตกเป็นฝนได้มากกว่าวันที่บรรยากาศเสถียรภาพหรือทรงตัว (Stable)

(4) กระบวนการเกิดฝน

กระบวนการควบแน่นจะทำให้เกิดหยดน้ำขนาดเล็ก ดังนั้น การเพิ่มขนาดและปริมาณของหยดน้ำจึงเป็นสิ่งสำคัญที่ต่อเนื่องในกระบวนการเกิดเมฆ ซึ่งประกอบด้วย 1) กระบวนการชนและรวมตัวกัน (Collision-coalescence process) กระบวนการนี้เกิดขึ้นในเมฆที่มีการรวมตัวกันของหยดน้ำที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจุดเยือกแข็ง เรียกว่า เมฆอุ่น (Warm cloud) การชนและการรวมตัวกันจะขึ้นอยู่กับขนาดของเม็ดน้ำที่เหมาะสม ประจุไฟฟ้าในหยดน้ำ สนามไฟฟ้าในเมฆ ความหนาแน่นของเมฆ และกระแสการไหลขึ้น (Updraft) ในเมฆ หยดน้ำในเมฆจะไหลลงมาตามแรงโน้มถ่วงของโลกเกิดการชนกัน หยดน้ำขนาดเล็กกว่าเกิดเป็นการเพิ่มขนาดขึ้นตามลำดับ (ภาพที่ 3-2) และ 2) กระบวนการเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal growth process) กระบวนการนี้เป็นกระบวนการที่สำคัญที่ทำให้เกิดหยาดน้ำฟ้าในบริเวณเขตอบอุ่นหรือเขตหนาว ซึ่งกระบวนการดังกล่าวจะเกิดขึ้นในเมฆส่วนที่อยู่ในระดับความสูงกว่าระดับเยือกแข็งหรือต่ำกว่าศูนย์องศาเซลเซียส จึงเรียกเมฆชนิดนี้ว่า เมฆเย็น (Cold cloud) หยดน้ำในเมฆนั้นเรียกว่า หยดน้ำเย็นยิ่งยวด (Super cooled droplets) กระจายรอบผลึกน้ำแข็งเมื่อมีขนาดใหญ่ขึ้นเกินกว่ากระแสอากาศจะพยุงไหว ก็จะตกลงมาเกิดการเพิ่มขนาดไปเรื่อยๆ เป็นปฏิกิริยาลูกโซ่เกิดเป็นหิมะ (Snow) หรือหยาดน้ำฟ้า (Precipitation) ตกลงบนพื้นดินในที่สุด



ภาพที่ 3-2 กระบวนการชนและรวมตัวกัน (collision-coalescence process) และกระบวนการเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง (ice crystal growth process)

ที่มา: http://www.rbs2.com/w2.htm (2005)

ดังนั้น กระบวนการเกิดฝนที่สำคัญมี 2 กระบวนการ ได้แก่ กระบวนการเกิดฝนในเมฆอุ่น และกระบวนการเกิดฝนในเมฆเย็น

1) กระบวนการเกิดฝนในเมฆอุ่น (Warm rain process)

เมฆอุ่น คือ เมฆที่เจริญเติบโตและให้ฝนในชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาเซลเซียส โดยมีกระบวนการชนกันและรวมตัวกัน (Collision and Coalescence process) เป็นกระบวนการหลักในการเจริญเติบโตของเม็ดน้ำ ซึ่งอธิบายได้ว่า เม็ดน้ำภายในเมฆที่เกิดจากกระบวนการควบแน่นของไอน้ำบนแกนกลั่นตัว (CCN) จะมีขนาดเล็กมาก แต่เมื่อเวลาผ่านไประยะหนึ่งจะมีการรวมตัวของเม็ดน้ำจำนวนหนึ่งทำให้มีขนาดที่แตกต่างกัน จากนั้นเม็ดน้ำที่มีขนาดใหญ่กว่าจะเคลื่อนที่ลงด้วยแรงดึงดูดของโลกในอัตราที่เร็วกว่าเม็ดน้ำที่มีขนาดเล็กกว่า (ความเร็วในการร่วงหล่นของวัตถุ จะเป็นปฏิภาคตรงกับรัศมียกกำลังสองของวัตถุนั้น) ด้วยเหตุนี้เม็ดน้ำขนาดใหญ่กว่า (ตกเร็วกว่า) จึงมีโอกาสชนกับเม็ดน้ำขนาดเล็กกว่า ตามแนวทางที่ร่วงหล่น และรวมตัวกันทำให้เม็ดน้ำมีขนาดใหญ่ขึ้นก่อนที่จะแตกตัวออกเป็นเม็ดน้ำขนาดกลางจำนวนมากขึ้น และวิ่งชนและรวมตัวกับเม็ดน้ำขนาดที่เล็กกว่าต่อไป หากพฤติกรรมนี้เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องแบบลูกโซ่ (Chain reaction) ในที่สุดเม็ดน้ำภายในเมฆจะมีขนาดใหญ่จำนวนมาก และสามารถตกเป็นฝนได้ ซึ่งกระบวนการชนกันและรวมตัวกันนี้จะมีส่วนสำคัญต่อการเกิดฝนในเขตร้อน เช่น ประเทศไทย แต่เนื่องจากในบรรยากาศที่มีแกนกลั่นตัวตามธรรมชาติขนาดเล็ก และจำนวนมากเกินไป จะเกิดกระจายตัวของความชื้นในการเกาะแกนกลั่นตัว ทำให้เม็ดน้ำที่เกิดขึ้นจะมีขนาดเล็กและจำนวนมากตามไป

ด้วย ทำให้กระบวนการชนกัน และรวมตัวกันของเม็ดน้ำไม่มีประสิทธิภาพซึ่งต้องใช้เวลามากในการเจริญเติบโตไปเป็นเม็ดฝน ดังนั้น เมฆจึงสลายตัวไปก่อนที่เม็ดน้ำจะโตพอที่จะตกเป็นฝน

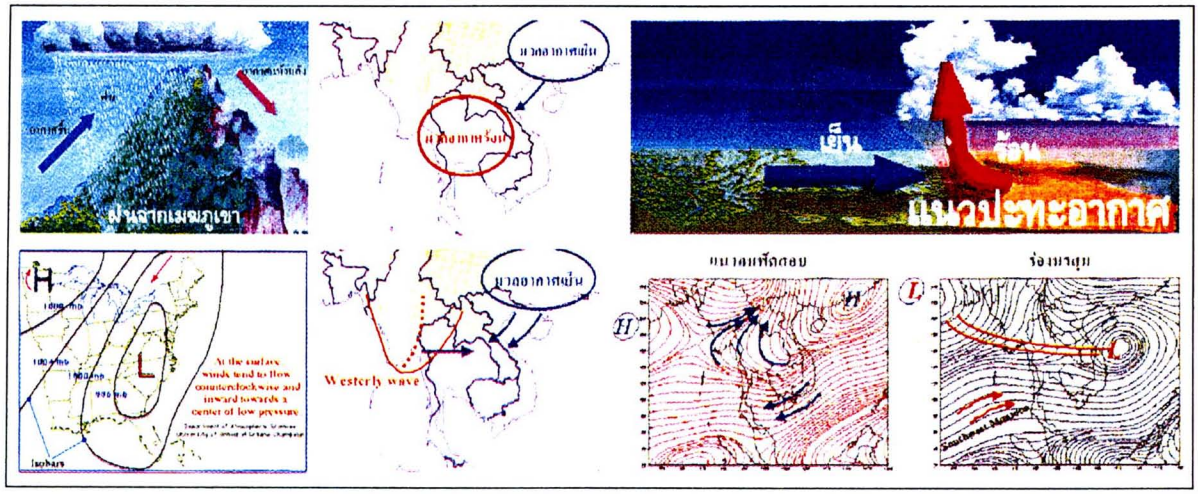
2) กระบวนการเกิดฝนในเมฆเย็น (cold rain process)

เมฆเย็น คือ เมฆที่มีการเจริญเติบโตและก่อยอดสูงขึ้นไปในชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส โดยมีกระบวนการผลึกน้ำแข็ง (Ice–crystal process) เกิดขึ้นบริเวณยอดเมฆที่มีอุณหภูมิอยู่ระหว่าง –3 ถึง –4 องศาเซลเซียส ซึ่งเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิของเม็ดน้ำต่ำกว่าจุดเยือกแข็งแต่ยังไม่กลายเป็นน้ำแข็ง ที่เรียกว่า เม็ดน้ำเย็นยิ่งยวด (Super cooled droplets) อยู่ร่วมกับแกนของการเยือกแข็ง (Ice nuclei) ซึ่งเป็นอนุภาคของสสารประเภทแร่ ดินเหนียว สารอินทรีย์ และเกลือทะเล ที่จะทำหน้าที่เป็นแกนของการเกิดผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal) และการเจริญเติบโตต่อไปของผลึกน้ำแข็งเกิดขึ้นได้หลายวิธี เช่น เกิดจากการระเหิดของน้ำจากเม็ดน้ำเย็นยิ่งยวด ซึ่งมีความดันไอ (Vapor pressure) ที่ผิวสูงกว่า ไปจับเกาะและกลายเป็นน้ำแข็ง (Sublimation) บนผิวของผลึกน้ำแข็งซึ่งมีความดันไอต่ำกว่า (Burgeon process) อย่างต่อเนื่อง หรือเกิดจากการที่ผลึกน้ำแข็งสัมผัสกับเม็ดน้ำเย็นยิ่งยวดโดยตรง ทำให้กลายเป็นเม็ดน้ำแข็ง (Contact freezing) ในขณะที่ผลึกน้ำแข็งหรือเม็ดน้ำแข็งมีขนาดโตขึ้นก็จะร่วงหล่นลงมา ชนกับผลึกน้ำแข็งที่มีขนาดเล็กกว่า และเกาะติดกันทำให้มีขนาดโตขึ้นอย่างรวดเร็ว เมื่อผลึกน้ำแข็งหรือเม็ดน้ำแข็งมีขนาดใหญ่มากขึ้น ในที่สุดก็จะตกพ้นฐานเมฆลงมาเป็นหิมะหรือลูกเห็บ หรืออาจละลายเป็นน้ำฝนเมื่อผ่านชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาเซลเซียส ก่อนตกลงสู่พื้นดิน

การเปลี่ยนสถานะของเม็ดน้ำกลายเป็นเม็ดน้ำแข็งจะมีการคายความร้อนแฝงออกมาเป็นพลังงานเสริมในการเจริญเติบโตของยอดเมฆ ทำให้เมฆมีขนาดใหญ่ขึ้นและมียอดสูงขึ้น และกลายเป็นเมฆฝนฟ้าคะนอง (Cumulonimbus) ฝนที่เกิดจากเมฆชนิดนี้จึงมักจะมีปริมาณน้ำฝนมากกว่าฝนเมฆอุ่น และอาจมีฟ้าแลบฟ้าร้อง ฟ้าผ่า และลูกเห็บตามมา ในประเทศไทยส่วนใหญ่จะพบฝนเมฆเย็นในช่วงเปลี่ยนฤดู หรือบริเวณที่มีตัวการที่ทำให้เกิดการยกตัวของมวลอากาศที่รวดเร็ว เช่น แนวปะทะอากาศ ร่องความกดอากาศต่ำ หรือ บริเวณพายุหมุน

3.2 ปัจจัยเสริมในการเกิดเมฆและฝน

การยกตัวของมวลอากาศที่ก่อให้เกิดเมฆและฝนนี้ นอกจากกระบวนการพาความร้อนที่กล่าวมาแล้ว ยังมีปัจจัยอื่นๆ อีกหลายลักษณะที่เกิดขึ้นแบบเดี่ยวๆ หรือเกิดขึ้นแบบเสริมกัน ซึ่งประกอบด้วยการยกตัวของไอน้ำ เมื่อผ่านบริเวณแนวเทือกเขา การยกตัวของไอน้ำบริเวณที่มีการปะทะกันของมวลอากาศ การยกตัวของไอน้ำบริเวณแนวร่องมรสุม การยกตัวของไอน้ำบริเวณที่มีแนวลมพัดสอบเข้าหากัน ดังแสดงในภาพที่ 3-3



ภาพที่ 3-3 ปัจจัยเสริมในการเกิดเมฆและฝน

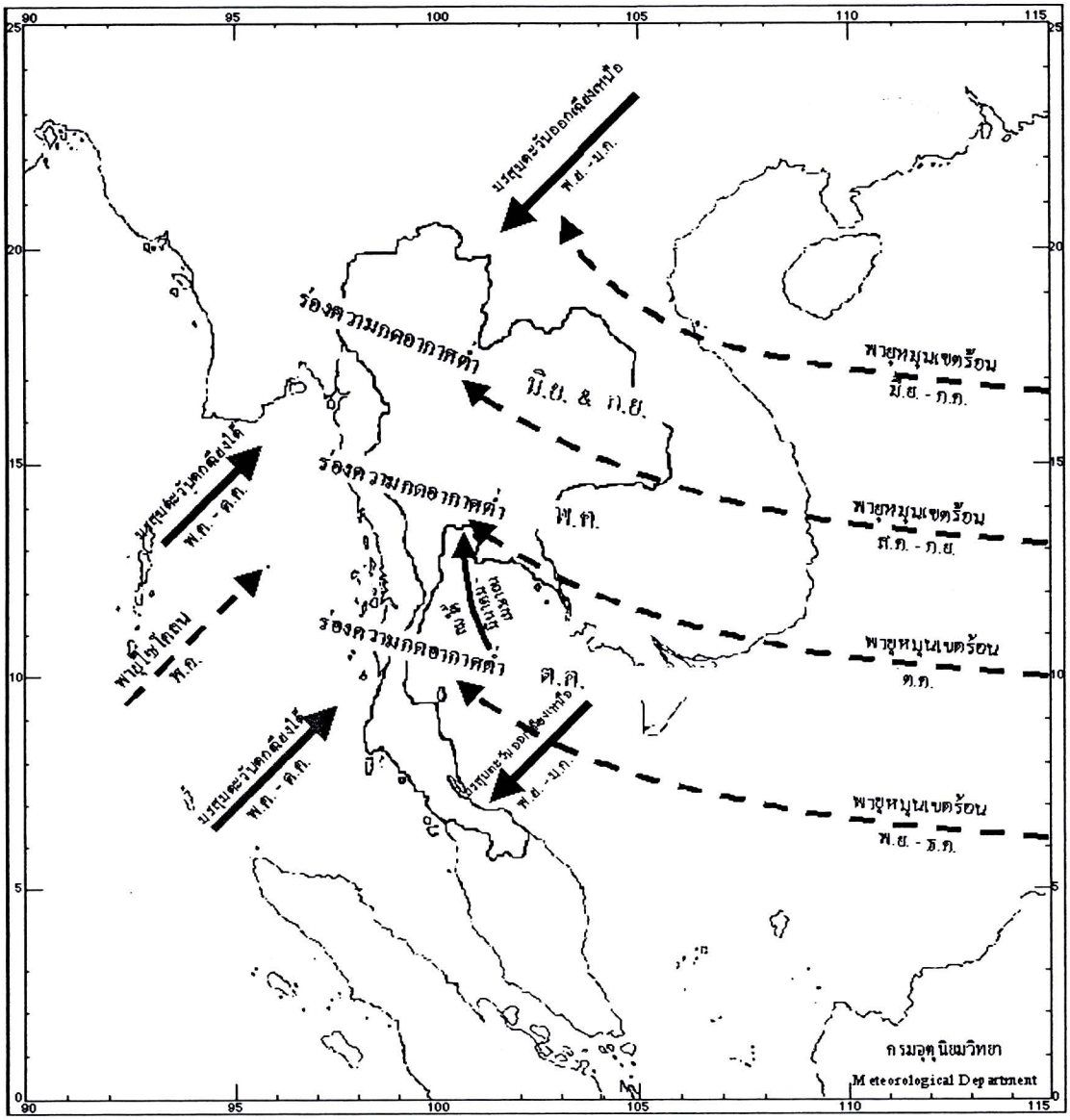
ที่มา : สำนักฝนหลวงและการบินเกษตร (2544)

3.3 การแบ่งฤดูกาลตามการไหลเวียนของอากาศชั้นบนและชั้นล่าง

การแบ่งฤดูกาลสภาวะอากาศบริเวณประเทศไทยอยู่ภายใต้อิทธิพลของการไหลเวียนของอากาศระหว่างแผ่นดินกับมหาสมุทร ลักษณะการไหลเวียน (air flow) ของอากาศชั้นล่าง และอากาศชั้นบนในแต่ละช่วงเวลาในรอบปี จำแนกตามลักษณะของอากาศในเขตร้อน Silverman et al. (1986) จำแนกฤดูกาลได้สอดคล้องกับลักษณะการหมุนเวียน 5 รูปแบบ ดังนี้

1) ช่วงฤดูหนาวจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (northeast monsoonal season; NM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนพฤศจิกายน ถึง เดือนกุมภาพันธ์ของปีถัดไป ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ มวลอากาศแห้งและเย็น (cP) จากประเทศจีน และมองโกเลีย เข้าปกคลุมประเทศไทยตอนบนและตอนล่างตามลำดับ (ภาพที่ 3-4 และ ภาพที่ 3-5 ก.) โดยลมบนพัดไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนลมล่างพัดไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ ทำให้ภาคตะวันออกมีอากาศเย็น

2) ช่วงฤดูร้อน (summer intermonsoonal season; SIM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนมีนาคม ถึง เดือนเมษายน ในช่วงเวลานี้ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มอ่อนกำลังลง และมีลมจากทิศใต้หรือทิศตะวันออกเฉียงใต้พัดเข้ามา (ภาพที่ 3-4) โดยลมชั้นบนและลมชั้นล่างส่วนใหญ่มีทิศทางไม่แน่นอนและมีกำลังอ่อน (ภาพที่ 3-5 ข.)ประกอบกับแนวตั้งฉากของดวงอาทิตย์พาดผ่านกลางประเทศในช่วงนี้ ทำให้แผ่นดินได้รับพลังงานมากและคายพลังงานความร้อนออกมามากจึงมีอุณหภูมิอากาศสูงกว่าฤดูอื่น ช่วงเวลานี้อาจมีฝนตกจากการแผ่ขยายลงมาของความกดอากาศสูงและการพัดสอบของลมที่พัดจากทะเลอันดามัน อ่าวไทย และทะเลจีนใต้ (ภาพที่ 3-6 ข.) เป็นฝนตกแรงแต่ไม่กว้าง



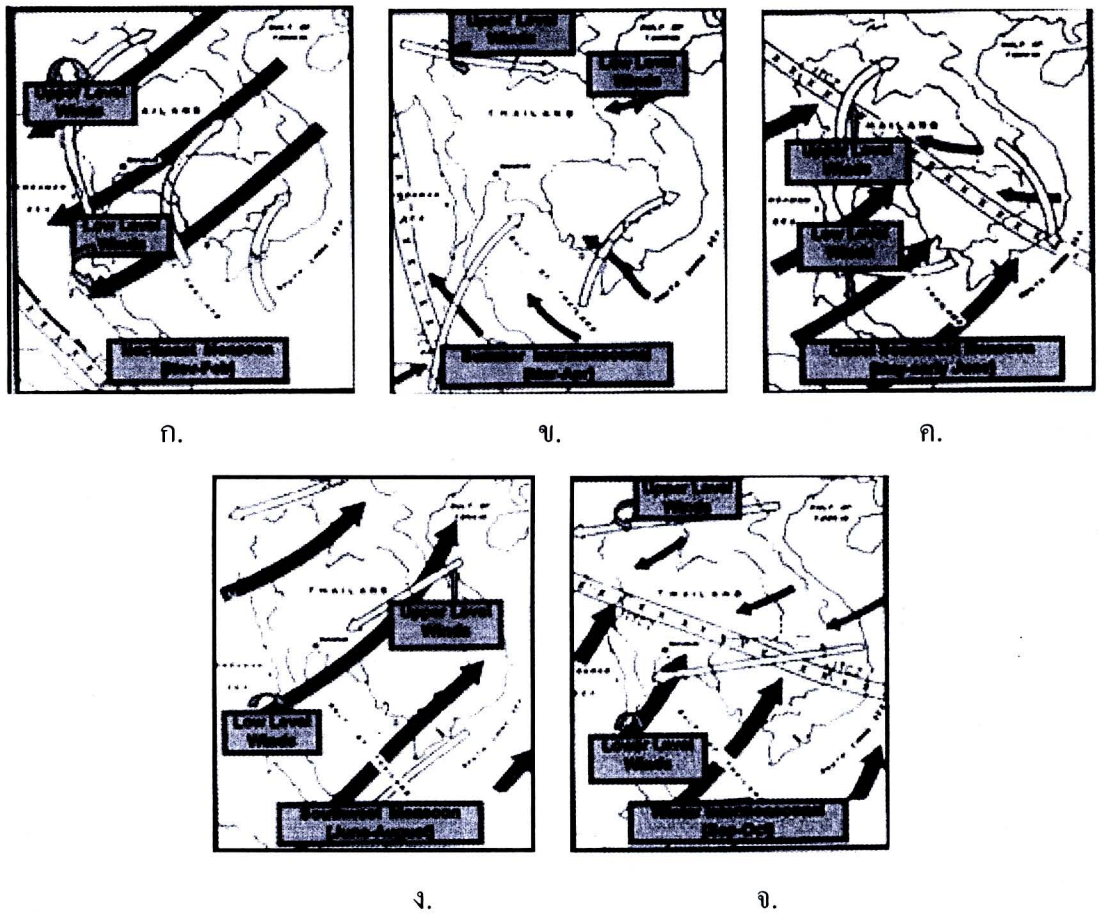
ภาพที่ 3.4 สภาพภูมิอากาศ มวลอากาศและร่องมรสุมบริเวณประเทศไทย

ที่มา: ดัดแปลงจากกองภูมิอากาศ (2529)

3) ช่วงเริ่มต้นฤดูฝนจากอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (onset southwest monsoonal season; OSM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนพฤษภาคม ถึงต้นเดือนมิถุนายน โดยลมระดับล่างเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้กำลังแรงปะทะกับลมกำลังอ่อนกว่าจากทิศตะวันออกเฉียงใต้ (ภาพที่ 3-4 และ ภาพที่ 3-5 ค.) ประกอบกับการเกิดหย่อมความกดอากาศต่ำที่ต่อเนื่องจากการเคลื่อนที่ของแนวตั้งฉากของดวงอาทิตย์ของช่วงเวลาที่แล้ว ซึ่งปรากฏบนแผ่นดินก่อนเกิดในทะเล ทำให้แนวปะทะอากาศวางในแนวเฉียงตามการเกิดของหย่อมความกดอากาศต่ำ (ภาพที่ 3-6 ก.) และมีฝนตกหนักเป็นบริเวณกว้างตามแนวปะทะอากาศเขตร้อนหรือร่องมรสุมนี้

4) ช่วงฤดูฝนจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (southwest monsoonal season; SM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนสิงหาคม ได้รับอิทธิพลจากลมตะวันตกเฉียงใต้ (ภาพที่ 3-4 และ 3-5 ง.) ในเดือนกรกฎาคมมีฝนตกน้อยเมื่อเทียบกับเดือนอื่นๆ ในช่วงเวลาเดียวกัน และร่องมรสุมจะเคลื่อนที่มาปกคลุมในเดือนสิงหาคมและกันยายน (ภาพที่ 3-5 ง. และ 3-5 จ.) ทำให้มีฝนตกหนักเป็นบริเวณกว้าง ทำให้มีฝนตกหนักเป็นบริเวณกว้าง ฝนตกในช่วง 2 เดือน สูงที่สุดในรอบปี

5) ช่วงเปลี่ยนฤดูจากฤดูฝนเป็นฤดูหนาว (winter intermonsoonal season; WIM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนกันยายนถึงเดือนตุลาคม โดยร่องมรสุมเคลื่อนลงไปปกคลุมตอนล่างของภาคกลางและภาคตะวันออก และเริ่มลงสู่ภาคใต้ (ภาพที่ 3-5 จ.) ในบางปีร่องมรสุมยังคงอยู่ ประกอบกับความกดอากาศสูงระลอกแรกๆ ของปี ลงมาปะทะกับอากาศอุ่นชื้นจากตอนใต้ จะมีฝนตกมากบริเวณที่ร่องมรสุมคงอยู่ แต่ถ้าปีใดร่องมรสุมเคลื่อนสู่ภาคใต้เร็วจะทำให้ประเทศไทยตอนบนเริ่มเข้าสู่ฤดูแล้งเร็วกว่าปกติ

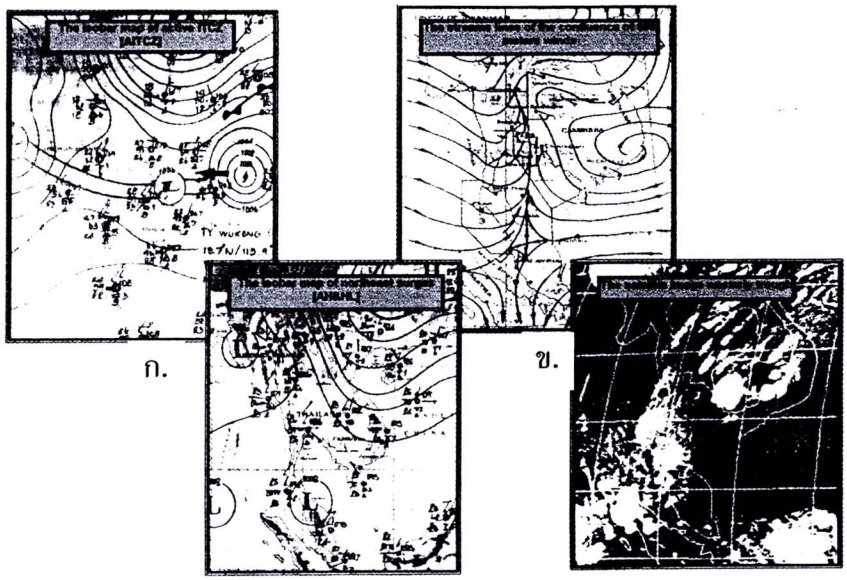


ก. ข. ค.

ง. จ.

ภาพที่ 3-5 ลักษณะการหมุนเวียนของกระแสอากาศชั้นบน (ลูกศรสีขาว) และชั้นล่าง (ลูกศรสีดำ) ในแต่ละฤดูกาลของประเทศไทย (ก) ฤดูหนาว (ข) ฤดูร้อน (ค) ต้นฤดูฝน (ง) ฤดูฝน (จ) ช่วงเปลี่ยนเข้าสู่ฤดูหนาว

ที่มา: Silverman *et al.* (1986)



ก. ข. ค. ง.

ภาพที่ 3-6 ลักษณะของสภาวะอากาศในแต่ละฤดูกาลของประเทศไทย (ก) แผนที่เส้นชั้นความกดอากาศ ที่มีร่องมรสุมปกคลุม (ข) แผนที่ลมพัดสอบ (ค) แผนที่เส้นชั้นความกดอากาศ ที่มีแรงจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (ง) ภาพถ่ายดาวเทียมแสดงการเคลื่อนตัวของคลื่นอากาศจากทิศตะวันตก

ที่มา: Silverman *et al.* (1986)

3.4 สภาวะอากาศระดับภูมิภาคที่มีผลต่อการเกิดฝน

ลักษณะสภาวะอากาศระดับภูมิภาคเป็นปัจจัยที่มีความสำคัญมากในการเกิดเมฆฝนในภูมิภาคนี้ ซึ่ง Angsurattana (2003) ได้กล่าวว่า สภาวะอากาศหลักที่มีอิทธิพลอย่างมากในการเกิดเมฆฝน คือ ร่องมรสุม และลมที่พัดเข้าหาร่องมรสุม ซึ่งมีส่วนประกอบของสภาวะอากาศรูปแบบต่างๆ ดังต่อไปนี้

1) การแผ่ลงมาของความกดอากาศสูง (ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือกำลังแรง) ปะทะกับหย่อมความกดอากาศต่ำ (บริเวณร่องมรสุม) เนื่องจากความร้อน (active high and heat low; AH & HL) ดังแสดงเส้นชั้นความกดอากาศในภาพที่ 3 ค.

2) การพัดสอบของลมตะวันตกเฉียงใต้ หรือลมใต้กับลมตะวันออกเฉียงใต้ (confluence; CON) ดังแสดงทิศทางลมที่ระดับความสูง 600 เมตร ในภาพที่ 3 ข.

3) การเคลื่อนเข้ามาทางทิศตะวันตกของคลื่นอากาศจากเขตอบอุ่น (westerly trough; WT) ดังแสดงในภาพที่ 3 ง.

4) การเคลื่อนเข้ามาใกล้หรือเข้ามาปกคลุมของหย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรง (ร่องมรสุม) ดีเปรสชั่น หรือพายุโซนร้อน (heat low and depression; LOW & DEP) ดังแสดงในภาพที่ 3-6 ก.

5) การปกคลุมของร่องมรสุมกำลังแรง (active intertropical convergence zone; AITCZ) ดังแสดงในภาพที่ 3-6 ก.

6) การปกคลุมของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้กำลังแรง (active southwest monsoon; ASW)

7) การปกคลุมของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้กำลังอ่อน–ปานกลาง หรือร่องมรสุมกำลังอ่อน–ปานกลาง (weak southwest monsoon and weak inter tropical convergence zone; WSW & WITCZ)

8) การปกคลุมของลมตะวันออก (east wind; E WIND)

9) การพัดเข้ามาของลมใต้เข้าสู่หย่อมความกดอากาศต่ำ เนื่องจากความร้อน (south wind; S WIND)

สภาวะอากาศระดับภูมิภาคทั้ง 9 ชนิดนี้ มีอิทธิพลต่อสภาพภูมิอากาศแตกต่างกันในแต่ละฤดูกาล หากพิจารณาตามการแบ่งฤดูกาล 5 ฤดูกาล จะมีอิทธิพลของสภาวะอากาศระดับภูมิภาค ดังนี้

1) ฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (NM, พ.ย. ถึง ก.พ.) สภาวะที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ AH & HL, CON และ WT

2) ฤดูร้อนที่จะเปลี่ยนเข้าฤดูฝน (SIM, มี.ค. ถึง เม.ย.) สภาวะที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ AH & HL, CON และ WT เช่นเดียวกับ NM

3) ฤดูเริ่มต้นของฤดูฝน (OSM, พ.ค. ถึง มิ.ย.) สภาวะอากาศที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ LOW & DEP และ AITCZ

4) ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (SM, ก.ค. ถึง ก.ย.) สภาวะอากาศที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ AITCZ, ASW และ LOW & DEP

5) ฤดูที่จะเปลี่ยนเข้าฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (WIM, ต.ค.) สภาวะอากาศที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ LOW & DEP และ AITCZ

3.5 การคาดหมายสภาพอากาศ

ปริมาณน้ำฝนและความหนักเบาของฝนเป็นปัจจัยหลักในการเกิดแผ่นดินถล่มและอุทกภัย การทราบถึงพฤติกรรมการตกของฝนในช่วงฤดูกาลต่างๆ ที่มีสภาวะอากาศระดับภูมิภาค (Synoptic Conditions) ต่างๆ เป็นสิ่งที่มีความสำคัญในการคาดคะเนปริมาณน้ำฝนที่ตกในช่วงเวลาดังกล่าว นอกจากนี้

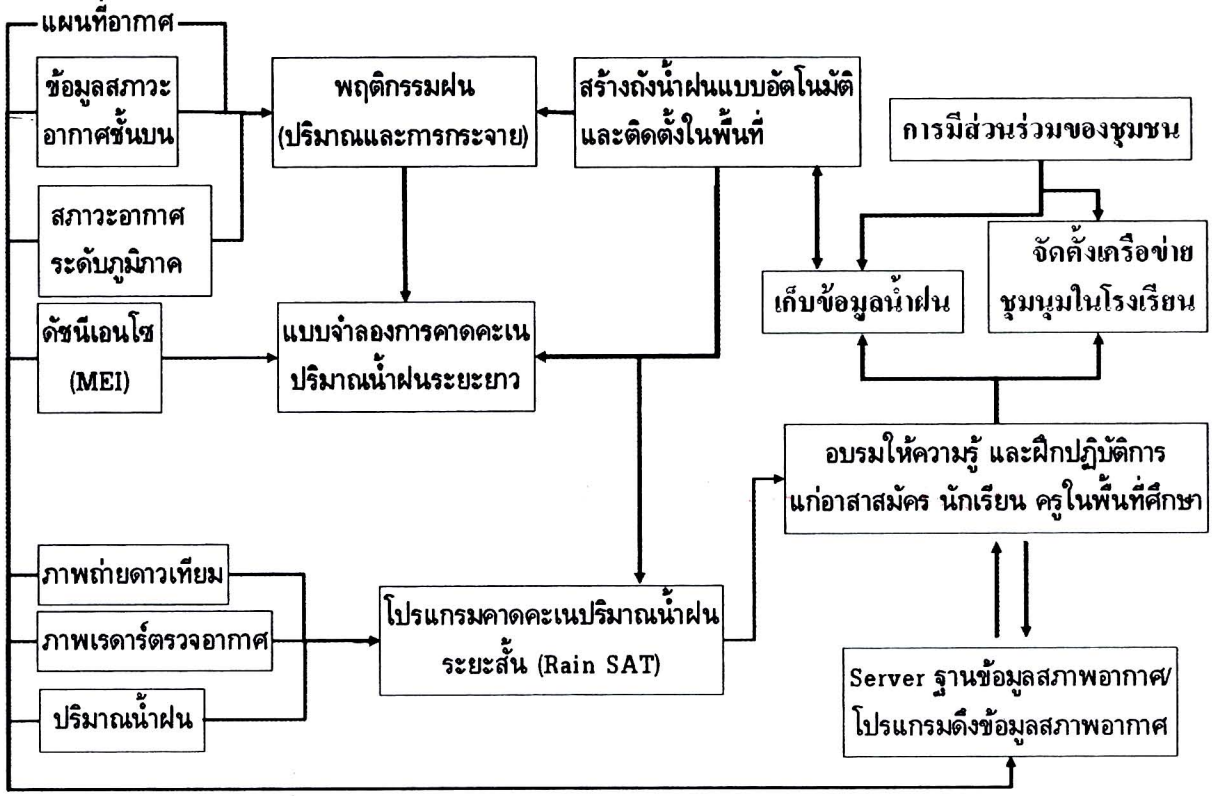
การทราบถึงลักษณะของอุณหภูมิ ความชื้น ความเร็วและทิศทางของลมชั้นบนตามสภาพความสูง จะเป็นตัวกำหนดลักษณะฟิสิกส์ของเมฆ การเกิดเมฆและการตกของฝน

การศึกษาเพื่อคาดคะเนปริมาณน้ำฝนและความหนักเบาของฝนสามารถดำเนินการได้ 2 ลักษณะ คือการคาดคะเนล่วงหน้าระยะยาว และการคาดคะเนล่วงหน้าระยะสั้น

การคาดคะเนล่วงหน้าระยะยาว สามารถดำเนินการได้จากการใช้แบบจำลอง การพยากรณ์สภาพภูมิอากาศครอบคลุมพื้นที่ระดับภูมิภาคขนาดกลาง (Mesosoale Forcasting Model) แบบจำลองนี้สามารถคาดคะเนปริมาณฝนล่วงหน้าได้นานประมาณ 10 วัน หรือการสร้างแบบจำลองที่คาดคะเนจากความสัมพันธ์ระหว่างสภาวะอากาศระดับภูมิภาค ลักษณะภูมิประเทศ ดัชนีเอนโซ กับปริมาณฝน ด้วยหลักการดังกล่าวสามารถคาดคะเนปริมาณฝนล่วงหน้านานประมาณ 1-2 เดือน

การคาดคะเนฝนล่วงหน้าระยะสั้นสามารถดำเนินการได้จากการสร้างแบบจำลองของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาที่แสดงลักษณะของเมฆฝน ได้แก่ ความสูงของยอดเมฆ อุณหภูมิของยอดเมฆ ความเร็วและทิศทางของลม (โดยประมาณ) ผนวกกับข้อมูลเรดาร์ตรวจสภาพเมฆที่แสดงลักษณะของการสะท้อนเม็ดน้ำในเมฆ ได้แก่ ข้อมูลการสะท้อนสูงสุด (Zmax) ข้อมูลการสะท้อนที่ความสูงคงที่ ระดับ 2.5 กิโลเมตร (Constant Altitude Plan Position Indicator at 2.5 km) หรือข้อมูลการสะท้อนจากการตรวจวัดตามมุมในแนวดิ่งต่างกัน (Plan Position Indicator) เป็นต้น ซึ่งข้อมูลต่างๆ ที่จะใช้ประกอบในการคาดหมายสภาพอากาศและปริมาณน้ำฝน เป็นข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดของหน่วยงานต่างๆ จึงต้องจัดทำฐานข้อมูลหรือโปรแกรมที่สามารถดึงข้อมูลต่างๆ เพื่อความสะดวกในการคาดหมายสภาพอากาศและปริมาณน้ำฝนได้

ผลจากการคาดคะเนปริมาณน้ำฝนจะถูกส่งไปยังเครือข่ายชุมชนลุ่มน้ำน่านตอนบน เพื่อการป้องกัน บรรเทาและหลีกเลี่ยงพิบัติภัยจากแผ่นดินถล่มและอุทกภัยอย่างมีประสิทธิภาพ



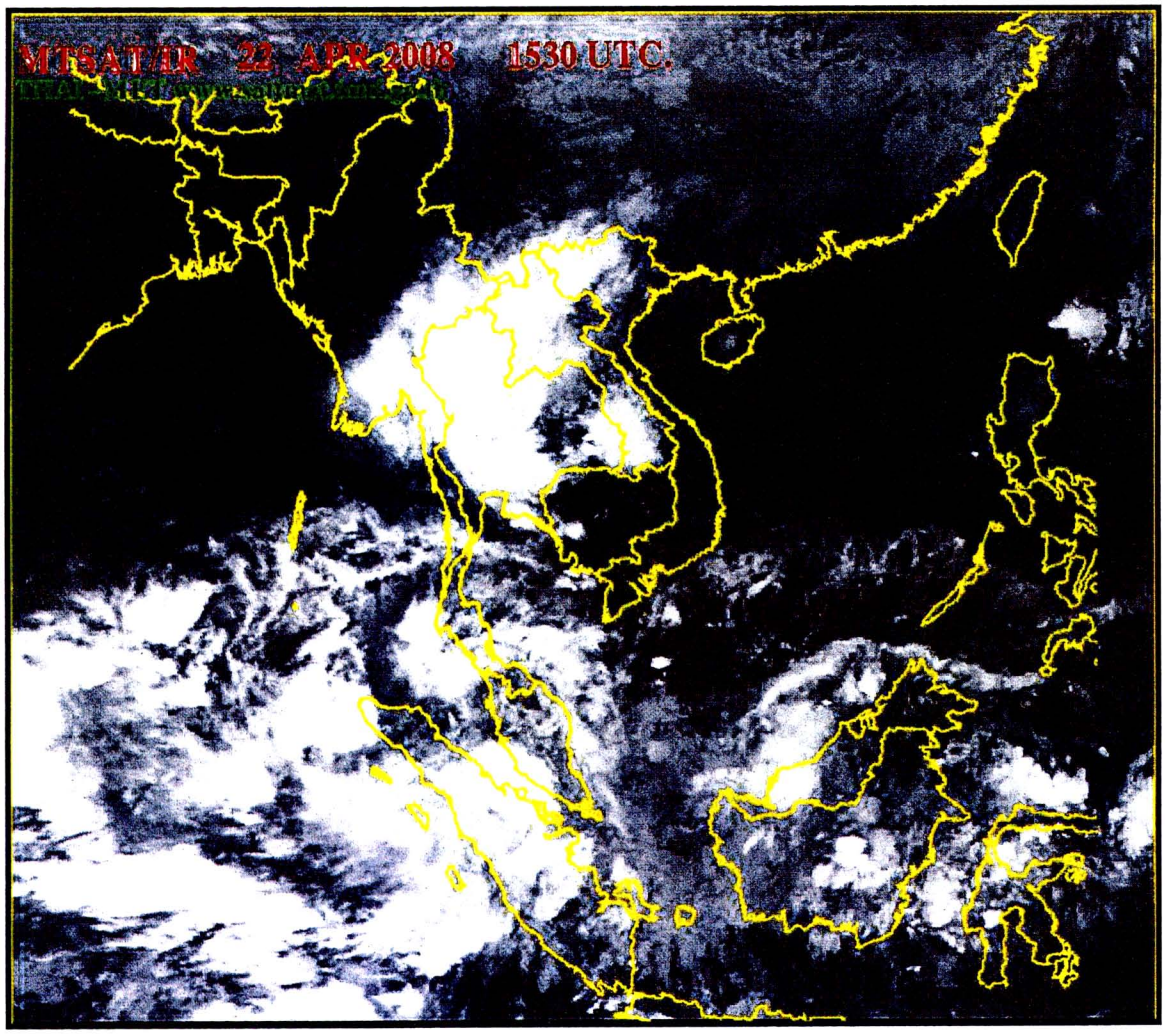
ภาพที่ 3-7 แผนผังการดำเนินงานในโครงการวิจัย

3.6 ภาพถ่ายดาวเทียม

(1) ภาพถ่ายดาวเทียมชนิดอินฟาเรด (Infrared; IR) ได้จากการตรวจวัดการแผ่รังสีจากพื้นโลกและบรรยากาศ โดยใช้อุปกรณ์ตรวจจับแบบรังสีอินฟราเรด infrared sensor) สามารถวัดอุณหภูมิของก้อนเมฆ และพื้นผิวโลกได้ทั้งในระหว่างเวลากลางวันและกลางคืน เมฆโดยทั่วไปจะมีอุณหภูมิที่เย็นกว่าพื้นดินและพื้นน้ำ โดยอุณหภูมิของก้อนเมฆสามารถบอกให้ทราบถึงความสูงเหนือพื้นผิวโลก เนื่องจากอุณหภูมิจะลดลงตามความสูงในชั้นบรรยากาศตามกระบวนการอะเดียบาติก (Adiabatic Process) ดังนั้นจึงสามารถแยกค่าความสว่างของสีเป็นตัวแทนของเมฆได้ โดยเมฆที่มีอุณหภูมิสูงหรือร้อนกว่าเป็นสีเทา ส่วนเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำหรือเย็นกว่าจะมีสีขาวกว่า และเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำมาก จะมีสีขาวสว่างมาก

เมฆที่มีอุณหภูมิยิ่งต่ำจะยิ่งทำให้เกิดฝนมากขึ้น โครงสร้างอุณหภูมิของก้อนเมฆสามารถบอกนักอุตุนิยมวิทยาได้ว่า จะมีฝนตกหนักมากแค่ไหน และพายุนี้จะทำให้เกิดสภาพอากาศที่เลวร้ายมากขึ้นหรือไม่ ในพื้นที่ที่ไม่มีเมฆปรากฏ ดาวเทียมจะวัดอุณหภูมิของพื้นโลก ซึ่งสามารถเป็นได้ทั้งแผ่นดินและพื้นน้ำ ดังนั้นในภาพถ่ายด้วย Infrared นี้ อุณหภูมิที่ร้อนกว่าจะเป็นสีเข้มกว่า ส่วนอุณหภูมิที่เย็นกว่าจะมีสีอ่อนกว่า เช่น พื้นที่บริเวณศูนย์สูตรหรือพื้นที่แห้งแล้งจะร้อนแสดงด้วยสีเทาเข้ม ในบริเวณที่อยู่ละติจูดที่สูง

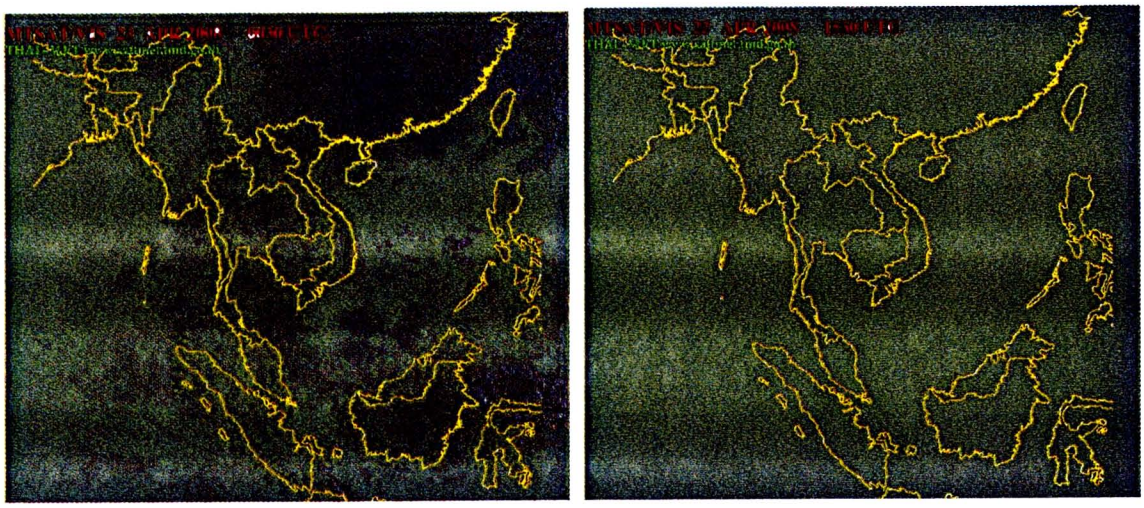
กว่า (higher latitudes) โดยทั่วไปแล้วจะมีอุณหภูมิหนาวเย็นกว่าและแสดงด้วยสีอ่อนกว่า ภาพจาก infrared นี้ยังสามารถใช้ในการติดตามและแสดงผลค่าอุณหภูมิที่ผิวหน้าน้ำทะเล (Sea Surface temperature, SST) ได้อีกด้วย เนื่องจากประมาณ 70% ของพื้นผิวโลกเป็นพื้นน้ำ ซึ่งช่วยให้นักวิทยาศาสตร์สามารถศึกษาการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิที่ผิวหน้าน้ำทะเล (SST) เช่น ปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโน (El Nino) และลานีนา (La Nina) หรือปรากฏการณ์ที่เกี่ยวข้องกับสภาวะอากาศของโลก เช่น สภาวะแห้งแล้ง การเกิดพายุหมุนในบริเวณเขตร้อน และน้ำท่วม นอกจากนี้ยังสามารถแสดงผลเป็นรูปแบบสี เพื่อให้สามารถสังเกต หรือจำแนกสิ่งที่ต้องการได้ง่าย ขึ้นกับความต้องการใช้งานหรือสิ่งที่ต้องการวิเคราะห์



ภาพที่ 3-8 ภาพถ่ายของดาวเทียม MTSAT ในช่วงคลื่น infrared ในเบื้องต้นสามารถวิเคราะห์ภาพได้ว่าบริเวณสีดำเข้มเป็นพื้นที่ที่มีอุณหภูมิสูงกว่าบริเวณอื่นๆ ส่วนสีเทาจะมีอุณหภูมิต่ำกว่าบริเวณพื้นที่สีดำ ส่วนสีขาวจัด แสดงก้อนเมฆโดยบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำที่สุด จะเป็นส่วนยอดของกลุ่มเมฆ และโดยทั่วไปบริเวณดังกล่าวจะเป็นบริเวณที่เกิดฝนตก

ที่มา : กรมอุตุนิยมวิทยา (2551)

(2) ภาพถ่ายดาวเทียมช่วงคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าแบบเห็นด้วยตา (Visible Imagery; VIS) ภาพถ่ายดาวเทียมชนิดนี้จะวัดการสะท้อนและการกระเจิงของแสงจากผิวโลกและก้อนเมฆที่มายังดาวเทียม ในบริเวณพื้นน้ำจะดูดกลืนแสงจากดวงอาทิตย์มากกว่า (จึงสะท้อนแสงออกมาน้อยกว่า) ดังนั้นบริเวณพื้นน้ำจึงปรากฏเป็นสีเข้ม (ดำ) จำนวนเปอร์เซ็นต์ของแสงอาทิตย์ที่สะท้อนจากพื้นแผ่นดิน เรียกว่า surface albedo ค่า albedo ของแผ่นดินจะอยู่ประมาณระหว่าง 10-30% ยกเว้นบริเวณที่ปกคลุมด้วยหิมะ ซึ่งจะมีค่า albedo สูงกว่าพื้นดินบริเวณอื่นอย่างมาก ส่วนค่า albedo ของเมฆโดยทั่วไปจะมีค่าสูง แต่สามารถผันแปรไปได้ ขึ้นกับความหนาแน่นและองค์ประกอบของเมฆกลุ่มนั้น ถ้ากลุ่มเมฆที่มีความหนามากจะมีค่า albedo สูง ซึ่งจะแสดงเป็นสีขาวสว่างมาก ในภาพจากดาวเทียม เมฆฝอย (cirrus clouds) จะมีค่า albedo ต่ำและโดยปกติแล้วจะมีสภาพกึ่งโปร่งแสง โครงสร้างของเมฆในภาพถ่ายดาวเทียมสามารถบอกนักอุตุนิยมวิทยาเกี่ยวกับสภาพอากาศโดยทั่วไปได้ ดังภาพที่ 3-9 (ก) แต่ในช่วงเวลากลางคืนของพื้นที่ จะไม่มีค่าการสะท้อนของแสงจากดวงอาทิตย์ ทำให้ไม่สามารถตรวจวัดค่าการสะท้อน หรือภาพจะมีสีดำทั้งพื้นที่ในช่วงเวลากลางคืนของพื้นที่ หรือกล่าวได้ว่าภาพ Visible ไม่สามารถใช้ในการวิเคราะห์เมฆในช่วงเวลากลางคืนได้นั่นเอง ภาพที่ 3-9 (ข)



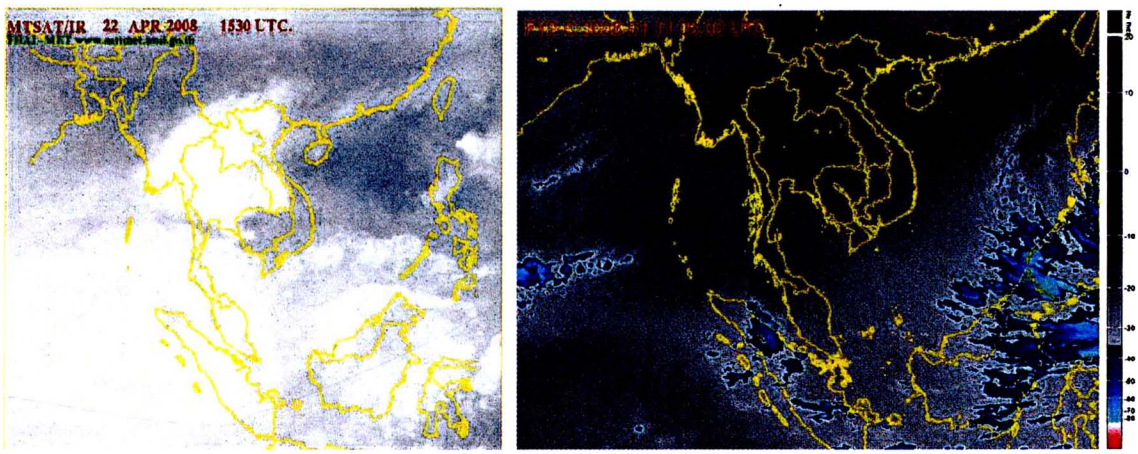
(ก) (ข)

ภาพที่ 3-9 ภาพถ่ายของดาวเทียม MTSAT ในช่วงคลื่น Visible สามารถแสดงให้เมฆที่มีความหนาแน่นและจำแนกชนิดของเมฆชั้นต่ำได้ดี โดย (ก) เป็นภาพ Visible ในช่วงเวลากลางวัน และ (ข) เป็นช่วงเวลากลางคืนของพื้นที่

ที่มา : กรมอุตุนิยมวิทยา (2551)

(3) ภาพถ่ายดาวเทียมปริมาณไอน้ำ (Water vapor images; WV) ภาพถ่ายดาวเทียมชนิดนี้เป็นการตรวจวัดด้วยรังสีอินฟาเรดในช่วงความยาวคลื่นที่ได้จากการแผ่รังสีความร้อนของไอน้ำในบรรยากาศ ทำให้สามารถทราบได้ว่าที่ระดับความสูงประมาณ 6 - 10 กิโลเมตร เหนือพื้นดิน บริเวณใดมีปริมาณไอน้ำมากหรือน้อย นอกจากนั้นยังสามารถตรวจวัดอุณหภูมิของก้อนเมฆได้ เช่นเดียวกับภาพ

Infrared ที่กล่าวมา โดยภาพถ่ายดาวเทียมชนิดนี้ จะสามารถทราบกระแสลมที่พัดปกคลุม เช่น กระแสลมกรด (jet stream) แนวมวลอากาศแห้ง มวลอากาศชื้น กลุ่มเมฆที่มีโอกาสให้ฝน พายุหมุนเขตร้อน และสภาวะอากาศอื่นๆ ในบางครั้งมีการนำภาพถ่ายดาวเทียมชนิดนี้ มากำหนดสี ในบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำ ในเกณฑ์ต่างๆ เพื่อสะดวกในการจำแนกเมฆ และคาดการณ์ปริมาณน้ำฝนได้ง่ายขึ้น (รูปแบบของเมฆที่มีสีฟ้าถึงสีแดง)



(ก) (ข)

ภาพที่ 3-10 ภาพถ่ายดาวเทียมปริมาณไอน้ำ (ก) ดาวเทียม MTSAT และ (ข) ดาวเทียม FY-2C

ที่มา : กรมอุตุนิยมวิทยา (2551)

ภาพถ่ายดาวเทียมที่ได้จากดวงเทียมอุตุนิยมวิทยาแต่ละดวง จะมีความแตกต่างกันบ้างเล็กน้อย ขึ้นกับช่วงความยาวคลื่นที่ตรวจวัด และความละเอียด (Resolution) ของภาพ เช่น ดาวเทียม FY-2C และ MTSAT ของญี่ปุ่น จะมีความแตกต่างของช่วงคลื่น ดังตารางที่ 3-2

ตารางที่ 3-2 เปรียบเทียบการตรวจจับความยาวคลื่นในแต่ละชนิดภาพดาวเทียมระหว่างดาวเทียม MTSAT ของประเทศญี่ปุ่น และ FY-2C ประเทศจีน

ชนิดภาพถ่ายดาวเทียม	Channel Radiometer		
	MTSAT	FY-2C	FY-2E
VIS	0.55-0.90	0.55-0.99	0.55-0.99
IR (IR 1)	10.3-11.3	10.3-11.3	10.3-11.3
WV (IR 3)	6.5-7.0	6.3-7.6	6.3-7.6
IR 2	11.5-12.5	11.5-12.5	11.5-12.5
IR 4	3.5-4.0	3.5-4.0	3.5-4.0

ที่มา : Bureau of Meteorology, Commonwealth of Australia (2008) และ Herbert Kramer (2008)

ถ้านำภาพดาวเทียมมาแสดงผลอย่างต่อเนื่อง ในลักษณะของภาพเคลื่อนไหว (animations) จะทำให้ทราบลักษณะการเคลื่อนตัวของระบบอากาศ (weather systems) หรือถ้ามีการติดตามวิเคราะห์ภาพถ่ายดาวเทียมเหล่านี้เทียบกับข้อมูลสภาพอากาศที่เกิดขึ้นเป็นประจำ จะทำให้มีประสบการณ์พอที่จะคาดการณ์แนวโน้มหรือความน่าจะเป็นของสภาพอากาศในอนาคตได้ ทำให้นักอุตุนิยมวิทยาที่ทำงานด้านนี้จะสามารถให้การพยากรณ์อากาศที่ถูกต้องแม่นยำได้มากขึ้น