

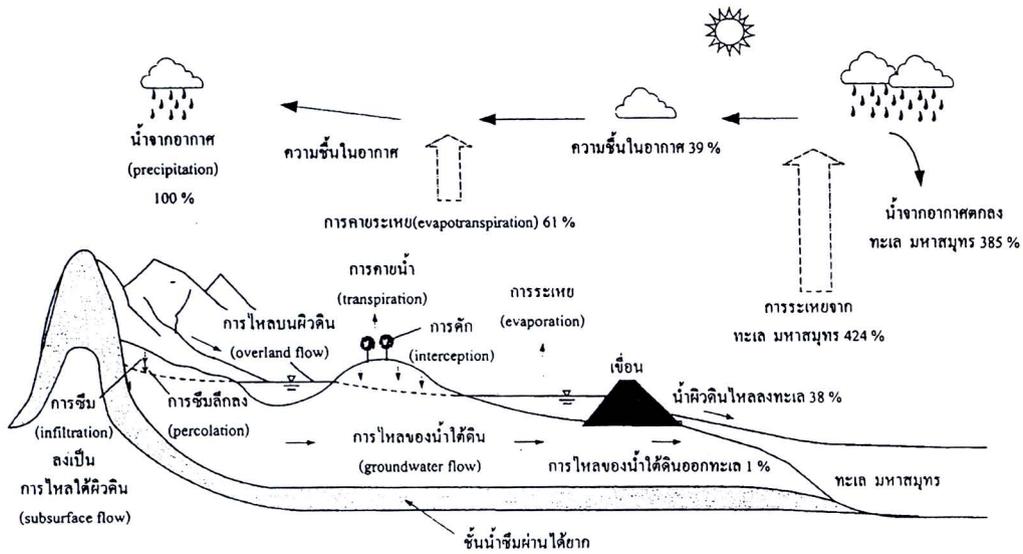
บทที่ 2

ทบทวนวรรณกรรมและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

การศึกษาการพยากรณ์ฝนด้วยปริมาณไอน้ำฝนจากข้อมูลจีพีเอส ประกอบด้วยวรรณกรรมและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง ดังต่อไปนี้

2.1 วัฏจักรของน้ำ

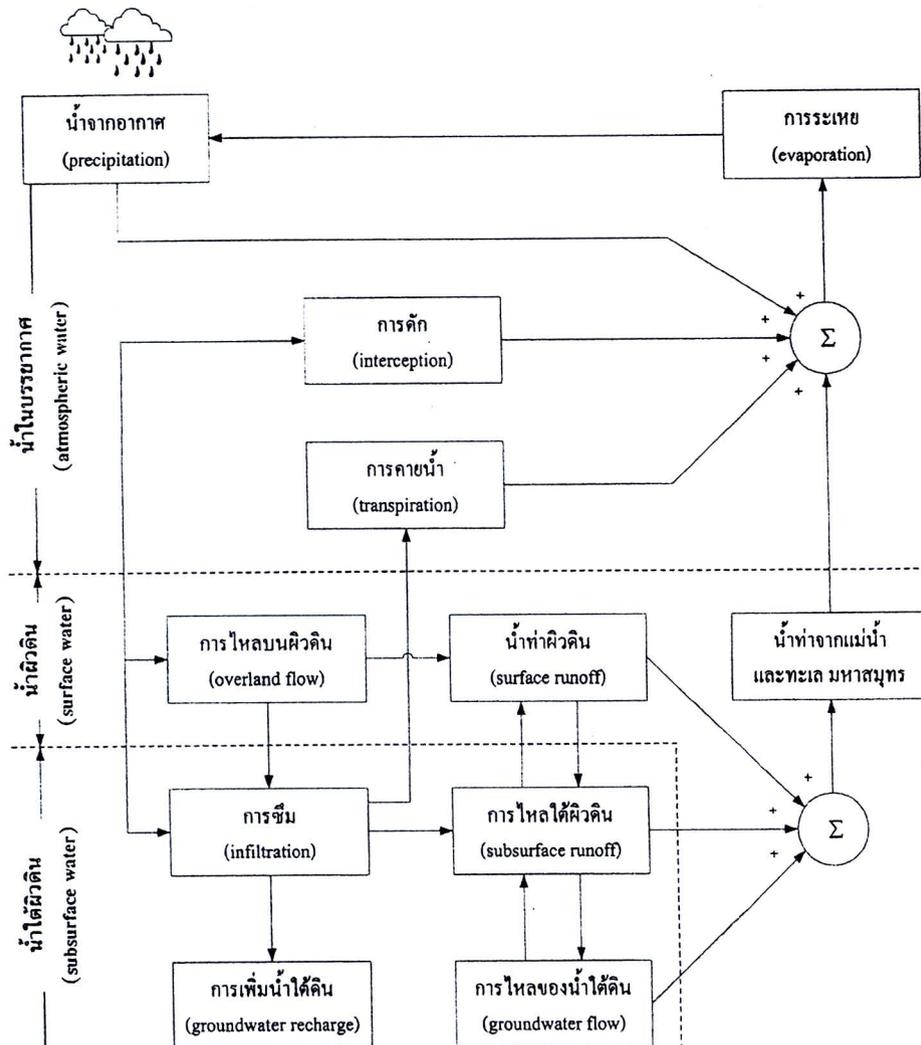
น้ำเป็นทรัพยากรธรรมชาติที่มีความจำเป็นต่อการดำรงชีวิตของมนุษย์ ไม่ว่าจะเป็นการอุปโภค บริโภค เกษตรกรรม และอุตสาหกรรม ระบบเกษตรกรรมในประเทศไทยส่วนใหญ่เป็นระบบเกษตรกรรมน้ำฝน การเกิดฝนนั้นเป็นหนึ่งในกระบวนการของวัฏจักรของน้ำ ซึ่งมีไอน้ำฝนเป็นปัจจัยที่สำคัญที่ทำให้เกิดฝน กระบวนการหมุนเวียนของน้ำเกิดขึ้นพร้อมกันอย่างต่อเนื่องตลอดเวลาและไม่มีที่สิ้นสุด พลังงานจากดวงอาทิตย์ทำให้เกิดการระเหยของน้ำ เข้าสู่วัฏจักรของน้ำ กระบวนการอุทกวิทยาที่ทำให้เกิดการหมุนเวียนของวัฏจักรของน้ำ ดังแสดงในภาพที่ 2.1 วัฏจักรของน้ำ คือ การเคลื่อนย้ายของน้ำจากที่หนึ่งไปยังอีกที่หนึ่ง หรือจากระบบหนึ่งไปยังอีกระบบหนึ่ง โดยอาจเปลี่ยนสถานะ กล่าวคือ จากของแข็งเป็นของเหลว ของแข็งเป็นก๊าซ ของเหลวเป็นก๊าซ ก๊าซเป็นของเหลว หรือไม่เปลี่ยนสถานะก็ได้ ซึ่งในที่สุดก็จะหมุนเวียนกลับมาสู่ที่เดิม หรือระบบเดิม วัฏจักรของน้ำที่สมบูรณ์เริ่มจาก น้ำจากอากาศในรูปฝน (Precipitation) ที่ตกลงมาบนพื้นโลก บางส่วนจะถูกดักเอาไว้โดยสิ่งที่ปกคลุมดิน เช่น ใบไม้ ต้นไม้ อาคารและสิ่งปลูกสร้างต่างๆ เรียกว่า การดัก (Interception) ที่เหลือถึงพื้นดินบางส่วนจะซึมลงผ่านผิวดินเรียกว่า การแทรกซึม (Infiltration) กลายเป็นความชื้นในดิน (Soil moisture) และการไหลใต้ผิวดิน (Subsurface flow) น้ำในดิน (Soil water) อาจจะซึมลงไปยังชั้นน้ำใต้ดินกลายเป็น การไหลของน้ำใต้ดิน (Groundwater flow) น้ำส่วนที่เหลือจากการแทรกซึมจะไหลตามผิวดินจากที่สูงลงสู่ที่ต่ำตามแรงดึงดูดของโลก เรียกว่า การไหลตามผิวดิน (Surface runoff) บางส่วนจะถูกกักเก็บบนผิวดินในหนองน้ำ บึง อ่างเก็บน้ำ ทะเลสาบ บ่อน้ำในไร่นา เรียกว่า การเก็บกักน้ำบนผิวดิน (Surface storage) น้ำที่ไหลตามผิวดินจะไหลสู่ลำน้ำที่ใหญ่ขึ้น จนในที่สุดจะไหลออกสู่อ่าว น้ำที่ถูกเก็บกักบนผิวดิน ความชื้นในดิน และน้ำในทะเล จะเกิดการระเหยและการคายน้ำ (Evaporation and transpiration) เป็นไอน้ำกลับคืนสู่บรรยากาศ และไอน้ำเกิดการรวมตัวเป็นเมฆ จากนั้นเกิดการควบแน่นเป็นน้ำ หมุนเวียนอย่างต่อเนื่องเป็นวัฏจักรอย่างไม่สิ้นสุด



ภาพที่ 2.1 การหมุนเวียนวัฏจักรน้ำ (เกียรติ ลีวันกุล, 2550)

จากภาพที่ 2.1 พบว่า วัฏจักรของน้ำสามารถแบ่งได้เป็น 3 ระบบย่อย ซึ่งมีความสัมพันธ์กัน ดังแสดงในภาพที่ 2.2 ได้แก่

- 1) ระบบน้ำในบรรยากาศ (Atmospheric water system) ประกอบด้วย กระบวนการที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ เช่น ฝน การตัดก การระเหย และการคายน้ำ
- 2) ระบบน้ำผิวดิน (Surface water system) ประกอบด้วย กระบวนการที่เกิดจากการไหลของน้ำบนผิวดิน เช่น การไหลออกของน้ำใต้ผิวดินและน้ำใต้ดินลงสู่แม่น้ำ หรือทะเลมหาสมุทร การไหลในแม่น้ำ และน้ำในทะเลมหาสมุทร
- 3) ระบบน้ำใต้ดิน (Subsurface water system) คือ กระบวนการเคลื่อนที่ของน้ำใต้ผิวดิน ประกอบด้วย กระบวนการซึม การเพิ่มน้ำใต้ดิน การไหลของน้ำในดิน และการไหลของน้ำใต้ดิน



ภาพที่ 2.2 แผนภูมิวัฏจักรน้ำ (เกียรติ ลีวัจนกุล, 2550)

2.2 การเกิดฝน

ฝนเกิดจากไอน้ำ (Water vapor) ในบรรยากาศ ซึ่งลอยสูงขึ้นไปในบรรยากาศทำให้อุณหภูมิลดลงของไอน้ำตกลงและควบแน่นเป็นละอองน้ำ (Water droplet) ในบรรยากาศ เมื่อมีความหนาแน่นของละอองน้ำมากขึ้นสามารถมองเห็นได้เรียกว่า เมฆ (Cloud) หากเมฆมีความหนาแน่นมากพอ ละอองน้ำจะจับตัวเป็นหยดน้ำ (Raindrop) และตกลงสู่ผิวดิน จะเห็นได้ว่าการเกิดฝนประกอบด้วยกลไกหลัก 3 อย่าง ที่มีความต่อเนื่องกัน คือ (1) การได้รับไอน้ำ (2) ไอน้ำเคลื่อนที่สูงขึ้นแล้วกลายเป็นเมฆ และ (3) ละอองน้ำในก้อนเมฆรวมตัวกันเป็นหยดฝนและตกลงสู่พื้นดิน (วิชัย ศรีบุญถือ, 2552)

2.2.1 ไอน้ำฝน

โทรโปสเฟียร์ (Troposphere) คือ ชั้นบรรยากาศที่อยู่ติดกับผิวโลก มีความหนาประมาณ 10 กิโลเมตร ที่แถบขั้วโลก และหนาประมาณ 10 ถึง 20 กิโลเมตร ที่บริเวณเส้นศูนย์สูตร ไอน้ำส่วนใหญ่อยู่ในชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ ซึ่งไอน้ำนี้เป็นต้นกำเนิดของฝน อากาศในชั้นบรรยากาศนี้ประกอบด้วย ออกซิเจน 20.9 เปอร์เซ็นต์ ไนโตรเจน 78.1 เปอร์เซ็นต์ และแก๊สอื่นๆ อีกเล็กน้อย ไอน้ำเป็นแก๊สอย่างหนึ่งในชั้นบรรยากาศมีปริมาณ 0.03 เปอร์เซ็นต์ แม้จะมีปริมาณน้อย แต่ก็มีผลกระทบต่อมนุษย์ชาติอย่างมาก เนื่องจากไอน้ำเป็นต้นเหตุของฝน เมื่อมีไอน้ำฝนมากก็จะก่อให้เกิดปริมาณฝนมาก ในการคำนวณปริมาณไอน้ำฝน เพื่อที่จะทราบปริมาณน้ำที่จะตกเป็นฝน (Precipitable water) จำเป็นต้องทราบความดันและอุณหภูมิที่ระดับความสูงต่างๆ โดยใช้เครื่องวิทยุห้วงอากาศหรือเรดิโอซอนด์ (Radiosonde) ติดอยู่กับบอลลูนที่สามารถควบคุมได้ลอยสูงขึ้นไปในบรรยากาศ กรณีที่บรรยากาศอยู่ในสมดุล สามารถคำนวณความดันและอุณหภูมิที่ระดับความสูงต่างๆ ได้ (วิชัย ศรีบุญถือ, 2552) โดยพิจารณาจากกฎแก๊สอุดมคติของอากาศชั้น ดังสมการ (2.1)

$$p = \rho_a R_a T \quad (2.1)$$

เมื่อ	p	คือ ความดันของอากาศชั้น หน่วย Pa
	ρ_a	คือ ความหนาแน่น หน่วย kg m^{-3}
	R_a	คือ ค่าคงตัวแก๊สของอากาศ หน่วย $\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
	T	คือ อุณหภูมิ หน่วย K

ความดันของอากาศลดลงเมื่อระดับสูงขึ้น ซึ่งเป็นไปตามกฎอุทกสถิต (Hydrostatic) ดังสมการ (2.2)

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_a g \quad (2.2)$$

เมื่อ z คือ ระดับความสูงอ้างอิง

กรณีการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิกับระดับความสูง เรียกอัตราการเปลี่ยนแปลงว่า อัตราการเปลี่ยนอุณหภูมิตามความสูง (Lapse rate, L) ดังสมการ (2.3)

$$\frac{dT}{dz} = -L \quad (2.3)$$

เครื่องหมายลบแสดงว่า ที่ระดับสูงขึ้นอุณหภูมิลดลงแต่ค่าอัตราเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูง L มีค่าเป็นบวก โดยปกติค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงจะแปรผันตามความชื้นในอากาศ กรณีบรรยากาศอิมตัว มีค่าประมาณ $5.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ส่วนบรรยากาศทั่วไป มีค่าประมาณ $6.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ จากสมการ (2.1) แสดงว่า p เป็นฟังก์ชันของ T ดังนั้นเมื่อใช้กฎลูกโซ่กับสมการ (2.2) จะได้

$$\frac{dp}{dT} \frac{dT}{dz} = -\rho_a g \quad (2.4)$$

เมื่อแทนค่า dT/dz จากสมการ (2.3) และ ρ_a จากสมการ (2.1) ลงในสมการ (2.4) จะได้

$$L \frac{dp}{dT} = \frac{pg}{R_a T} \quad (2.5)$$

เมื่ออินทิเกรตทั้ง 2 ข้าง โดยสมมติว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูง มีค่าคงที่ จะได้

$$\ln(p_2 / p_1) = (g / LR_a) \ln(T_2 / T_1) \quad (2.6a)$$

หรือ

$$p_2 = p_1 (T_2 / T_1)^{g/LR_a} \quad (2.6b)$$

สมการที่ (2.6b) เป็นสมการช่วยในการประมาณค่าความดันอากาศที่ระดับความสูงต่างๆ โดยแสดงความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิต่ำกับระดับความสูงด้วยค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูง ดังสมการ (2.7)

$$T_2 = T_1 - L(z_2 - z_1) \quad (2.7)$$

พิจารณามวลของอากาศชั้นในพื้นที่ A ที่มีความหนา dz จะได้มวลอากาศชั้นเป็น $\rho_a A dz$ ถ้าให้ q_v คือ ความชื้นจำเพาะของอากาศชั้นในขณะนั้น จะได้มวลอากาศในช่วงความสูงจาก z_1 ถึง z_2 ดังสมการ (2.8)

$$M_v = \int_{z_1}^{z_2} q_v \rho_a A dz \quad (2.8)$$

เมื่อ M_v คือ มวลของไอน้ำที่จะเป็นฝนได้ เขียนสมการในรูปของ Finite difference ได้เป็น

$$\Delta M_v = \bar{q}_v \bar{\rho}_a A \Delta z \quad (2.9)$$

หรือแทนค่า dz จากสมการ (2.2) ลงในสมการ (2.7) แล้วอินทิเกรตจากระดับผิวดิน z_0 ที่มีค่าความดันอากาศ p_0 ขึ้นไปถึงระดับที่มีความดันต่ำมากจะได้

$$M_v = - \int_{p_0}^0 (q_v A / g) dp = \int_0^{p_0} (q_v A / g) dp \quad (2.10)$$

ปัจจุบันปริมาณไอน้ำฝนสามารถคำนวณได้จากข้อมูลจีพีเอส โดยคำนวณได้จากความล่าช้าที่เกิดจากบรรยากาศส่วนเปียกในแนวตั้ง (Valeo et al., 2005) ดังจะกล่าวในรายละเอียดการคำนวณในหัวข้อ 2.7 ต่อไป

2.2.2 การพาไอน้ำจากแหล่งกำเนิดสู่ผืนแผ่นดิน (วิชัย ศรีบุญลือ, 2552)

ลมเป็นปัจจัยสำคัญในการพาไอน้ำจากแหล่งกำเนิดเช่น ทะเล มหาสมุทร ไปยังผืนแผ่นดินและทำให้เกิดฝนตก ลมเกิดจากการเคลื่อนที่ของมวลอากาศจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปยังบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ และเนื่องจากการหมุนของโลกทำให้ลมเบนออกจากทิศทางเกรเดียนต์ความกดอากาศสูงสุด โดยเบนออกขวาในซีกโลกเหนือและเบนออกซ้ายในซีกโลกใต้

ความกดอากาศหรือความดันอากาศ (Air pressure) เกิดจากน้ำหนักของมวลอากาศที่กดทับอยู่บนโลก ซึ่งมีค่าแปรผันแตกต่างกันไปตามเวลาและสถานที่ เช่น บริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มากกว่าบริเวณอื่น ทำให้อากาศบริเวณนี้ร้อนกว่าและขยายตัวมากกว่า ก็ย่อมมีความกดอากาศต่ำกว่าบริเวณอื่น ทำให้เกิดแนวความกดอากาศต่ำคาดไปรอบโลก เรียกว่า แนวบีบโซนร้อน (Intertropical convergence zone, ITCZ) หรือร่องมรสุม (Monsoon trough)

เนื่องจากโลกหมุนรอบดวงอาทิตย์ด้วยแกนที่เอียงทำมุมกับแกนดวงอาทิตย์ และการกระจายของพื้นดินและผิวน้ำของโลกไม่สม่ำเสมอ ทำให้แนวบีบโซนร้อนคาดไปรอบโลกอย่างไม่สม่ำเสมอ และเคลื่อนที่ขึ้นลงผ่านเส้นศูนย์สูตรไปตามฤดูกาล ในฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ แนวบีบโซนร้อนจะเคลื่อนที่เหนือขึ้นไปเรื่อยๆ โดยมีตำแหน่งเหนือสุดในเดือนกรกฎาคมและเคลื่อนที่ลงต่ำสุดในฤดูหนาวของซีกโลกเหนือในเดือนมกราคม (ภาพที่ 2.3)

แนวบีบโซนร้อนหรือร่องมรสุม เป็นแนวความกดอากาศต่ำ ลมจึงพัดเข้าสู่แนวนี้ แนวบีบโซนร้อน (ITCZ) มีลักษณะที่ไม่สม่ำเสมอ ตำแหน่งของแนวในแต่ละวันก็ไม่แน่นอน อาจจะสลับไปสลับมาได้ ในเดือนมกราคมร่องมรสุมพาดผ่านตอนใต้ของมาเลเซีย ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ พัดลงมาจากประเทศจีนผ่านประเทศไทยเข้าสู่ร่องมรสุมในประเทศมาเลเซีย ทำให้ประเทศไทยมีอากาศแห้งและหนาวเย็นไม่มีฝน ร่องมรสุมเริ่มขยับขึ้นไปที่ภาคกลางและภาคตะวันออกเฉียงเหนือในราวเดือนพฤษภาคมถึงกันยายน โดยจะมีช่วงของฝนทิ้งช่วงในเดือนกรกฎาคม เนื่องจากแนวบีบโซนร้อนเคลื่อนที่ผ่านประเทศไทยขึ้นไปมาก หากแต่ลมตะวันตกเฉียงใต้ยังพาเอาไอน้ำจากทะเลมหาสมุทรผ่านประเทศไทยขึ้นไปตลอดเวลาจึงทำให้ยังมีฝนตกในเดือนกรกฎาคม

นอกจากลมมรสุมซึ่งเป็นลมประจำถิ่นแล้ว มวลอากาศที่พาเอาไอน้ำเข้าสู่ประเทศไทย และทำให้เกิดฝนคือ พายุหมุนเขตร้อน (Tropical cyclone) พายุหมุนเขตร้อนจะก่อกำเนิดขึ้นในทะเลมหาสมุทร ในช่วงละติจูด 20 องศาใต้ ถึง 20 องศาเหนือ ยกเว้นช่วง 5 องศาใต้ถึง 5 องศาเหนือ โดยเกิดจากหย่อมความกดอากาศต่ำเหนือผิวน้ำทะเลที่มีอุณหภูมิตั้งแต่ 27°C ขึ้นไป ซึ่งกว่าผิวน้ำทะเลจะอุ่นถึง 27°C ได้ก็ต้องเป็นปลายฤดูร้อน ดังนั้นลมพายุเขตร้อนจึงสามารถเกิดได้ตั้งแต่ปลายฤดูร้อนและเกิดถึงในช่วงปลายฤดูฝนคือหลังเดือนกรกฎาคม

ในบริเวณผิวน้ำทะเลที่มีอุณหภูมิสูงกว่าบริเวณอื่น การระเหยย่อมมีมาก เมื่ออากาศมีไอน้ำมากบวกกับอุณหภูมิที่สูงกว่าที่อื่นจึงทำให้ความกดอากาศต่ำกว่าบริเวณอื่น ทำให้เกิดกระแสอากาศไหลเข้าสู่บริเวณดังกล่าว กรณีที่เหตุการณ์นี้เกิดในบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร คือราว 5 องศาใต้ถึง 5 องศาเหนือ เมื่อกระแสอากาศไหลเข้าสู่หย่อมความกดอากาศต่ำ ทำให้ความกดอากาศมีค่าสูงขึ้น เกิดสภาพสมดุล แต่ถ้าเกิดขึ้นเหนือ 5 องศาเหนือหรือใต้ 5 องศาใต้ กระแสอากาศที่ไหลเข้าสู่ศูนย์กลางของหย่อมความกดอากาศต่ำถูกแรงคอริโอลิส (Coriolis force) ซึ่งเกิดจากการหมุนของโลก เหวี่ยงเบนออกจากจุดศูนย์กลาง ทำให้หย่อมความกดอากาศต่ำไม่ถูกเติมให้เต็มและกระแสอากาศก็ไหลเวียนเข้าแต่ไม่เข้าถึงแกนกลาง แต่ไหลวนขึ้นสู่บรรยากาศเบื้องสูง ทำให้เกิดฝนตกในบริเวณกว้าง เราเรียกชื่อของพายุหมุนเขตร้อน (Tropical cyclone) ตามความเร็วของลมที่หมุนวน เมื่อความเร็วน้อยกว่า 63 กิโลเมตรต่อชั่วโมง เรียกดีเปรสชันเขตร้อน (Tropical depression) เมื่อ

ความเร็วอยู่ในช่วง 63-118 กิโลเมตรต่อชั่วโมง เรียกว่าพายุนร้อนหรือพายุเขตร้อน (Tropical storm) และเมื่อความเร็วมากกว่า 119 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ก็จะเรียกชื่อต่างๆตามถิ่นที่เกิด เช่น ไต้ฝุ่น (Typhoon) เมื่อเกิดที่มหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก เฮอริริเคน (Hurricane) ที่แอตแลนติกและแปซิฟิกตะวันออก และไซโคลน (Cyclone) ที่มหาสมุทรอินเดียและออสเตรเลีย

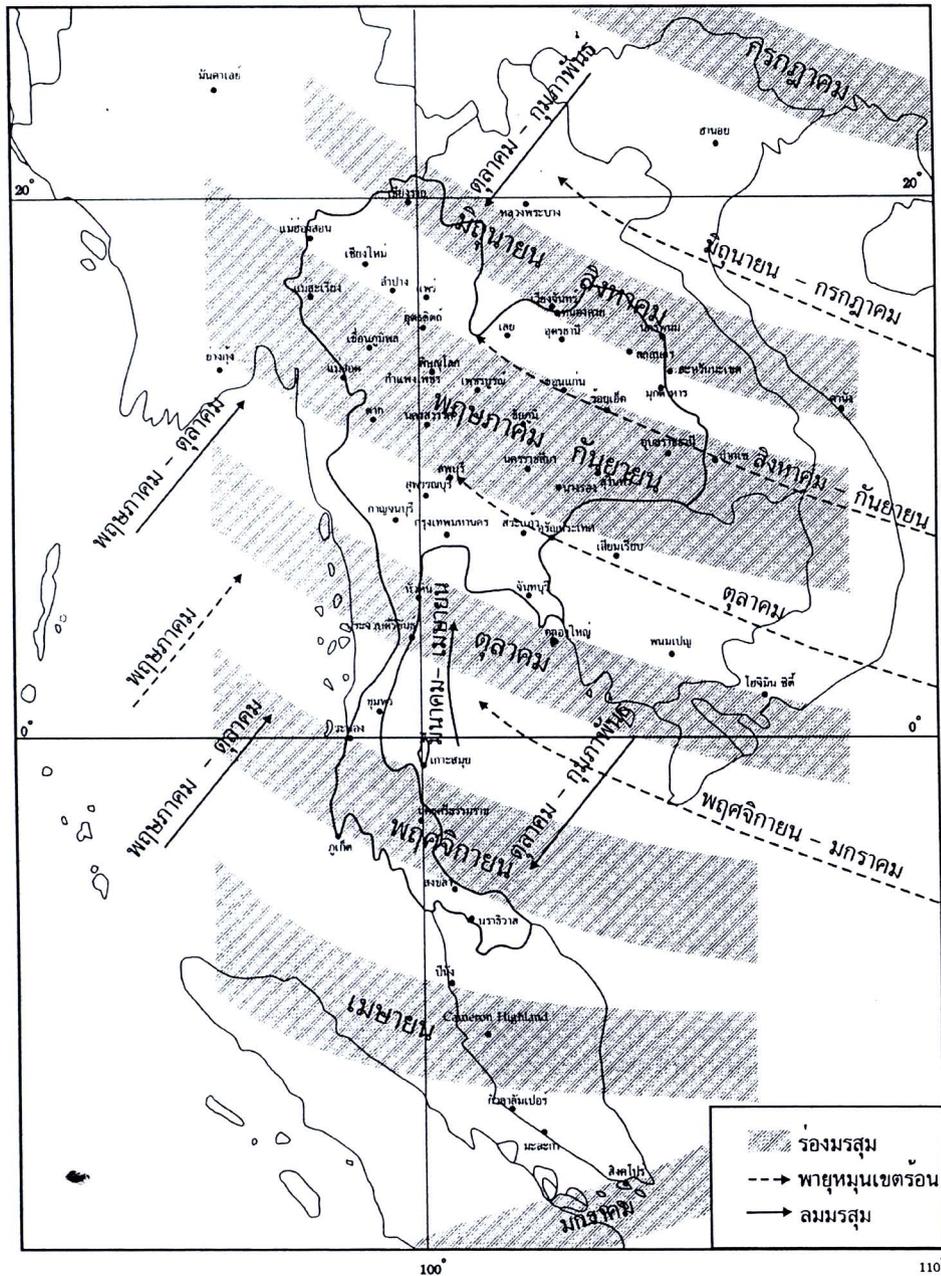
เนื่องจากพายุหมุนเขตร้อนเกิดในกลางทะเลมหาสมุทร แล้วเคลื่อนที่เข้าสู่ผืนแผ่นดิน มันจึงพาเอาไอน้ำจำนวนมากจากทะเลมหาสมุทรไปตกเป็นฝนบนผืนแผ่นดิน ส่วนใหญ่พายุหมุนเขตร้อนจะเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันตกแล้วเบนไปทางทิศเหนือในซีกโลกเหนือ ภาพที่ 2.3 แสดงเส้นทางพายุหมุนเขตร้อน เป็นเส้นประ ส่วนใหญ่มาจากทะเลมหาสมุทรทางทิศตะวันออก เมื่อรุนแรงมากจะเรียกว่าพายุไต้ฝุ่น และมีเพียงเล็กน้อยที่มาจากทิศตะวันตกเฉียงใต้เรียกว่าไซโคลน เนื่องจากมีถิ่นกำเนิดในมหาสมุทรอินเดีย พายุหมุนเขตร้อนที่พัดเข้าสู่ประเทศไทยมักจะมีเส้นผ่านศูนย์กลางราว 100 กิโลเมตร ถึง 1,000 กิโลเมตร ความรุนแรงของลมมักจะลดลงมากเนื่องจากต้องผ่านผืนแผ่นดินของประเทศเวียดนาม ลาว และกัมพูชา ก่อน จึงเข้าสู่ประเทศไทย นำฝนมาตกในประเทศไทยจำนวนมากกินบริเวณกว้าง

ปริมาณฝนมักจะแปรผันตามทิศทางของลมประจำถิ่น ภาคใต้ของประเทศไทยได้รับไอน้ำจากอ่าวไทยเนื่องจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ และได้รับไอน้ำจากทะเลอันดามันจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ รวมทั้งพายุหมุนเขตร้อนพัดเข้ามาตรงๆโดยไม่ผ่านเวียดนาม ลาว และกัมพูชา ทำให้ฝนเฉลี่ยรายปีของภาคใต้มีปริมาณสูงมาก

สำหรับการกระจายของฝนรายเดือนของแต่ละภูมิภาคของประเทศไทย และประเทศเพื่อนบ้าน มักจะมีฝนตกหนักในช่วงที่มีร่องมรสุมพาดผ่าน ร่องมรสุมคล้ายกับเป็นร่องหรือเป็นแม่เหล็กที่ดูดเอาอากาศชื้นที่มีไอน้ำจำนวนมากจากทะเลมหาสมุทรทางทิศใต้ และดึงดูดเอาอากาศเย็นจากประเทศจีนมาปะทะกันทำให้เกิดฝน

เมื่อแนวบีบเขตร้อน (ITCZ) หรือร่องมรสุมหรือแนวความกดอากาศต่ำ เกิดขึ้นในราวใกล้เส้นศูนย์สูตร เป็นสาเหตุให้เกิดมีแนวความกดอากาศสูงเกิดขึ้นราวละติจูด 30 องศาทั้งเหนือและใต้ ทั้งนี้เพราะแนวความกดอากาศต่ำจะเป็นบริเวณที่กระแสอากาศไหลเข้าหา เมื่ออากาศจากเหนือและใต้ไหลเข้าหากันที่ร่องมรสุม อากาศยกมลอยขึ้นและพาเอาไอน้ำขึ้นไปในที่สูงและตกเป็นฝน กระแสอากาศดังกล่าวก็จะแห้ง บางส่วนก็ไหลไปทางเหนือ บางส่วนก็ไหลไปทางใต้ เมื่อไหลไปถึงประมาณละติจูด 30 องศาทั้งเหนือและใต้ กระแสอากาศเย็นและหนักจึงไหลลงสู่ผิวดิน เกิดเป็นแนวความกดอากาศสูงคาดไปรอบโลก แนวความกดอากาศสูงนี้แห้งเพราะไอน้ำกลายเป็นฝนหมดแล้วตั้งแต่ในร่องมรสุม อีกทั้งยังกีดกันไม่ให้ลมพาเอาไอน้ำพัดเข้ามาสู่บริเวณนี้ได้ด้วย ดังนั้นทะเลทราย (Desert) จึงเกิดขึ้นในบริเวณนี้ แม้ชายฝั่งตะวันตกเฉียงเหนืออยู่ติดกับทะเลเมดิ

เตอร์เรเนียน (Mediterranean) ส่วนทิศใต้อยู่ติดกับทะเลแดง (Red sea) แต่ปริมาณฝนรายปีมีค่าต่ำมาก โดยเฉพาะทางใต้ของอิสราเอล ซึ่งอยู่ใต้ละติจูด 31 องศาเหนือ เป็นเขตความกดอากาศสูง ใต้น้ำจากทะเลเมดิเตอร์เรเนียนกับทะเลแดงมีผลต่อการตกของฝนในภาคใต้ของอิสราเอลน้อยมาก ทำให้เกิดทะเลทราย เรียกว่า ทะเลทรายเนเกฟ (Negev desert)



ภาพที่ 2.3 ช่วงเวลาของแนวร่องมรสุม แนวพายุหมุนเขตร้อน และแนวลมมรสุมที่มีผลต่อประเทศไทย (วิชัย ศรีบุญเลิศ, 2552)

2.2.3 กลไกการเกิดฝน (วิชช ศรีบุญลือ, 2552)

แม้มีไอน้ำฝนมากพอแล้ว แต่การที่จะเกิดฝนตกได้ต้องมีเหตุปัจจัยที่เหมาะสม แนวคิดเกี่ยวกับก้อนอากาศ (Air parcel) จะช่วยให้เข้าใจการเกิดฝนได้ดี ก้อนอากาศคือ ส่วนของอากาศที่พิจารณาแยกออกจากบรรยากาศโดยรวม มีลักษณะเหมือนลูกโป่งหรือบอลลูกหรือโคมลอย คืออากาศที่อยู่ในลูกโป่งจะถูกพิจารณาแยกจากอากาศโดยรวม หากแต่ก้อนอากาศจะกินบริเวณกว้างกว่าลูกโป่งมาก เช่น เส้นผ่านศูนย์กลางของก้อนอากาศมีค่ามากกว่า 10 km เป็นต้น ไม่มีผนังขอบเขตอย่างกับลูกโป่งหรือบอลลูก แต่จะพิจารณาด້ายๆกับว่ามีผนังขอบเขตก็ได้ เนื่องจากก้อนอากาศกินพื้นที่กว้างใหญ่ ดังนั้นอากาศภายในก้อนอากาศจึงยังไม่ผสมปนกับอากาศโดยรวม (Environment) ซึ่งพารามิเตอร์ที่สำคัญที่ต้องพิจารณา คือ อุณหภูมิ (Temperature) ความชื้น (Humidity) และความดัน (Pressure) ที่ระดับความสูงเดียวกัน ก้อนอากาศกับอากาศโดยรวมอาจมีอุณหภูมิและความชื้นต่างกัน แต่ความดันอากาศจะต้องเท่ากันเสมอ

โดยปกติในบรรยากาศชั้นโทรโปสเฟียร์ ความดันอากาศจะมีค่าสูงที่ใกล้กับผิวดิน และค่อยๆลดลงที่ระดับสูงขึ้นไป ในอัตรา $dp/dz = -\rho_a g$ เมื่อ ρ_a คือความหนาแน่นของอากาศ (ดังสมการ 4.17) อุณหภูมิของบรรยากาศก็ลดลงเช่นกัน ในอัตราประมาณ 6.5°C ต่อ 1 km (แต่ไม่แน่นอนเสมอไป) เรียกอัตราการลดลงของอุณหภูมิต่อความสูงของชั้นบรรยากาศนี้ว่า อัตราเปลี่ยนอุณหภูมิตามสูงแวดล้อม (Environmental lapse rate, L_e) สำหรับปริมาณไอน้ำ ซึ่งมักจะวัดเป็นความชื้นจำเพาะ (Specific humidity, q_v) โดยปกติไอน้ำก็จะมีมากในบรรยากาศที่อยู่ใกล้กับพื้นผิวดิน ต่อเมื่อมีก้อนอากาศพาไอน้ำลอยขึ้นไปสู่บรรยากาศชั้นสูงๆจึงเกิดเป็นเมฆและตกลงมาเป็นฝนที่เราเห็นเมฆเป็นก้อนๆแยกกันอยู่ เมฆแต่ละก้อนก็เกิดจากก้อนอากาศแต่ละก้อนที่พาเอาไอน้ำจากผิวดินและผิวน้ำขึ้นไปสู่ที่สูง

มีแรงสองแรงกระทำกับก้อนอากาศในแนวตั้ง คือแรงดึงดูดหรือแรงโน้มถ่วงของโลก (Gravity) กับแรงลอยตัว (Bouyancy force) ซึ่งกระทำในทิศตรงข้ามกัน แรงลอยตัวยกก้อนอากาศให้ลอยสูงขึ้นด้วยแรงขนาด $\rho_c gV$ เมื่อ ρ_c คือความหนาแน่นของอากาศแวดล้อม ส่วน V คือปริมาตรของก้อนอากาศ ส่วนแรงดึงดูดของโลกกระทำต่อก้อนอากาศมีค่าเท่ากับ $\rho_a gV$ เมื่อ ρ_a คือความหนาแน่นของก้อนอากาศ ดังนั้นถ้าความหนาแน่นของอากาศโดยรวม ρ_c มีค่ามากกว่าความหนาแน่นของก้อนอากาศ ρ_a แรงลอยตัวก็จะมีค่ามากกว่าแรงดึงดูดของโลก ก็จะทำให้ก้อนอากาศลอยขึ้นไปได้เอง เรียกว่า การพาอิสระ (Free convection) หมายความว่า ก้อนอากาศพาเอาไอน้ำขึ้นไปได้เองโดยไม่ต้องมีสิ่งอื่นมาช่วย แต่เพื่อให้พิจารณาได้ง่าย เราพิจารณาจากอุณหภูมิอากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่าบรรยากาศโดยรวม ก้อนอากาศก็จะลอยขึ้นไปได้เอง อย่างไรก็ตามเมื่อก้อนอากาศลอยสูงขึ้น ความดันในก้อนอากาศย่อมลดลง (ดังสมการ 2.1) ซึ่งจะทำให้อุณหภูมิก้อน



สำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ
ห้องสมุดงานวิจัย
วันที่..... 17 ต.ค. 2555
เลขทะเบียน..... 248983
เลขเรียกหนังสือ.....

อากาศลดลงด้วย ตามกระบวนการอะเดียแบติก (Adiabatic process) ซึ่งเป็นกระบวนการแปรผันของอุณหภูมิของก้อนอากาศ เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงความดันและปริมาตรของก้อนอากาศ โดยไม่ต้องมีการถ่ายโอนความร้อน (Heat transfer) เกิดขึ้น อัตราการลดลงของอุณหภูมิก้อนอากาศในระดับความสูงเพิ่มขึ้นนี้เรียกว่า อัตราเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามสูง (Lapse rate, L) หรืออย่างสั้นเรียก อัตราเปลี่ยนแปลงตามสูง

2.2.3.1 ความไร้เสถียรภาพของบรรยากาศ (Atmospheric instability)

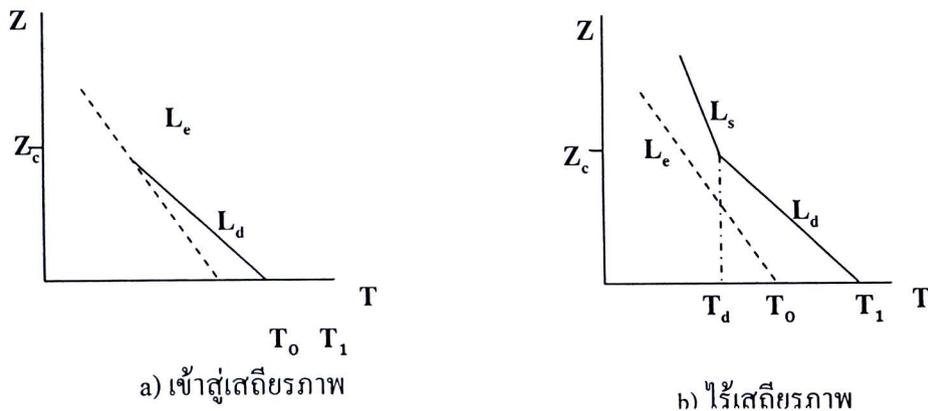
ความมีเสถียรภาพ หรือมีทรงตัว (Stability) ของบรรยากาศ พิจารณาได้จาก เมื่อก้อนอากาศถูกกระทำให้เคลื่อนที่ในแนวตั้งขึ้นหรือลงก็ตาม ถ้าก้อนอากาศนั้นเคลื่อนที่กลับที่เดิมแสดงว่าบรรยากาศทรงตัวหรือเสถียร แต่ถ้าก้อนอากาศเมื่อถูกกระทำให้เคลื่อนที่ในแนวตั้งแล้วยังเคลื่อนต่อไปได้เองในทิศทางเดิม แสดงว่าบรรยากาศนั้นไม่ทรงตัว หรือไม่เสถียร (Unstable) หรือถ้าก้อนอากาศเมื่อถูกกระทำให้เคลื่อนที่แล้วก็หยุดนิ่ง ไม่เคลื่อนที่กลับที่เดิมหรือไม่เคลื่อนต่อไป แสดงว่าบรรยากาศเป็นกลาง (Neutral) ความไร้เสถียรภาพของบรรยากาศคือสาเหตุสำคัญอันหนึ่งที่ทำให้เกิดฝน เราสามารถตรวจสอบเสถียรภาพได้จากการเปรียบเทียบอัตราเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามสูง ของก้อนอากาศ (Air parcel lapse rate, L_a) กับของบรรยากาศแวดล้อม (Environmental lapse rate, L_e) พบว่า มีเสถียรภาพเมื่อ $L_a > L_e$ ไร้เสถียรภาพ เมื่อ $L_a < L_e$ และเป็นกลางเมื่อ $L_a = L_e$

ความไร้เสถียรภาพของบรรยากาศ เกิดจากอุณหภูมิของก้อนอากาศสูงกว่าอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม ก้อนอากาศจึงลอยสูงขึ้นไปได้เอง เช่นเดียวกับลูกโป่งสวรรค์ หรือโคมลอยหรือบอลลูน ก้อนอากาศเมื่อลอยสูงขึ้นไปพาเอาไอน้ำขึ้นไปด้วย และเย็นลงแบบอะเดียแบติก ไอน้ำกลายเป็นละอองน้ำและกลายเป็นหยดน้ำและเป็นเม็ดฝนทำให้เกิดฝนตก การที่ก้อนอากาศเบากว่าบรรยากาศแวดล้อมและลอยสูงขึ้นได้เองนี้ เรียกว่าการพาอิสระ ซึ่งการพาอิสระอาจเกิดได้เองหรือเกิดเนื่องจากมีแรงอื่นช่วยผลักดันให้ก้อนอากาศลอยสูงถึงระดับที่จะเกิดการพาอิสระได้

2.2.3.2 การพาอิสระ (Free convection)

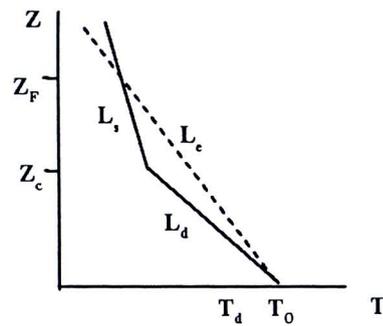
ความแตกต่างของการใช้ที่ดิน เช่น พื้นผิวดินว่างเปล่าหรือคอนกรีตหรือยางมะตอย ที่ถูกล้อมรอบด้วยพืชพรรณไม้ เมื่อได้รับแสงแดด พื้นดินว่างเปล่าจะร้อนเร็ว และร้อนมากกว่าพื้นที่โดยรอบ ก้อนอากาศที่บริเวณว่างเปล่าได้รับความร้อนจากผิวดินด้วยการนำความร้อน (Heat conduction) จึงร้อนกว่าบรรยากาศโดยรอบ และลอยสูงขึ้นไป ทำให้อุณหภูมิของก้อนอากาศเย็นลงแบบอะเดียแบติกแห่ง ($L_a = 9.8 \text{ K km}^{-1}$) ซึ่งมักจะมีอัตราเปลี่ยนแปลงตามสูง (Lapse rate) ที่มากกว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงตามสูงของบรรยากาศปกติโดยรอบ ($L_e \approx 6.5 \text{ K km}^{-1}$) ดังภาพที่ 2.4 เมื่ออุณหภูมิของก้อนอากาศถูกทำให้ร้อนขึ้นจาก T_0 ไปเป็น T_1 ก้อนอากาศจึงลอยสูงขึ้นแล้วเย็นลงใน

อัตราแห้ง L_d ซึ่งเย็นลงเร็วกว่าอัตราปกติ L_c กรณีที่ T_1 มากกว่า T_0 เพียงเล็กน้อย (ภาพที่ 2.4a) เมื่อก่อนอากาศลอยสูงขึ้นไประดับหนึ่ง อุณหภูมิของก้อนอากาศกับบรรยากาศโดยรอบมีค่าเท่ากัน บรรยากาศเข้าสู่สมดุลมีเสถียรภาพไม่เกิดการเคลื่อนที่อีก ส่วนกรณีที่ T_1 มากกว่า T_0 มากๆ (ภาพที่ 2.4b) เมื่อก่อนอากาศลอยสูงขึ้นไปถึงระดับที่ก้อนอากาศมีอุณหภูมิลดลงถึงจุดน้ำค้าง (Dew point, T_d) เรียกระดับนี้ว่า ระดับควบแน่น (Condensation level, Z_c) ต่อจากนี้ไปก้อนอากาศจะลอยสูงขึ้นและเย็นลงด้วยอัตราเปียก L_s ซึ่งมีค่าน้อยกว่าอัตราปกติ L_c ดังนั้นบรรยากาศจะเกิดการไร้เสถียรภาพเมฆฝน (Cumulonimbus) รูปดอกกะหล่ำเริ่มปรากฏตั้งแต่มุม Z_c ขึ้นไปและจะเกิดฝนตกตามมา



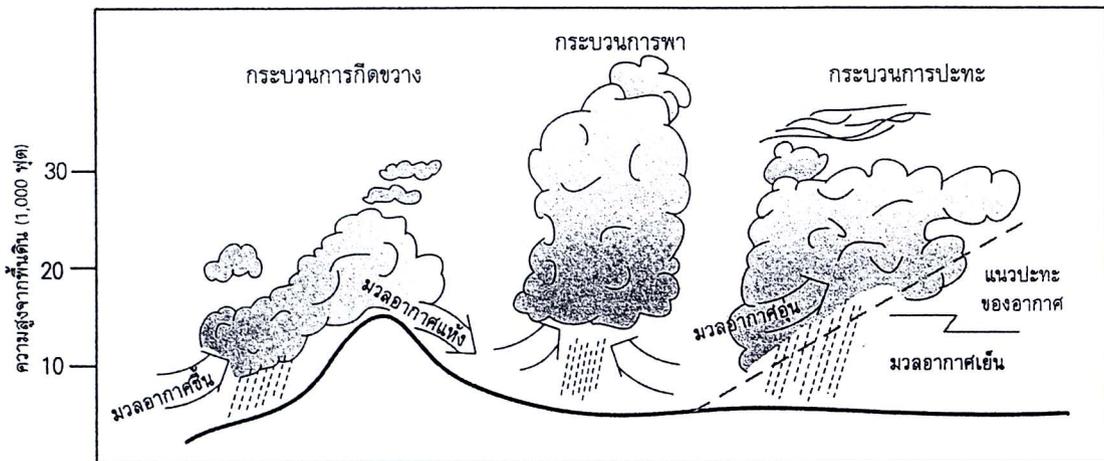
ภาพที่ 2.4 การเกิดการพาอิสระ เมื่อก่อนอากาศร้อนกว่าบรรยากาศโดยรอบ

บางครั้งก้อนอากาศถูกยกขึ้นด้วยปัจจัยอื่น เมื่อก่อนอากาศถูกยกขึ้นก็จะเย็นลงแบบอะเดียแบติกด้วยอัตราแห้ง L_d (ภาพที่ 2.5) จนกระทั่งเมื่อเย็นลงถึงจุดน้ำค้าง (T_d) ที่ระดับควบแน่น (Z_c) ก้อนอากาศจะเริ่มอึมตัว จะปรากฏฐานของเมฆ (cloud base) ที่ระดับนี้ ถ้าหากก้อนอากาศยังถูกยกให้สูงขึ้นไปอีก คราวนี้มันจะเย็นลงด้วยอัตราเปียก L_s และเนื่องจาก L_s มีค่าน้อยกว่า L_c ดังนั้นอุณหภูมิของก้อนอากาศจะค่อยๆ เข้าสู่อุณหภูมิของบรรยากาศโดยรอบ ถ้าก้อนอากาศถูกยกขึ้นไม่ถึงระดับที่อุณหภูมิก้อนอากาศเท่ากับของบรรยากาศโดยรอบ ก็จะเกิดกรณีเสถียร เกิดเมฆ Cumulus humilis อากาศดีไม่มีฝน แต่ถ้าก้อนอากาศถูกยกขึ้นจนเลยระดับที่อุณหภูมิของก้อนอากาศเท่ากับของบรรยากาศโดยรอบก็จะเกิดกรณีไร้เสถียรภาพ เกิดเมฆฝนและเกิดฝนตก เรียกระดับนี้ว่า ระดับการพาอิสระ (Free convection level, Z_f)



ภาพที่ 2.5 การเคลื่อนที่ที่สูงขึ้นของก้อนอากาศ (วิชัย ศรีบุญถือ, 2552)

นอกจากการพาอิสระซึ่งทำให้อากาศลอยขึ้นได้เองด้วยแรงลอยตัว (Buoyancy force) ตั้งแต่ระดับผิวดินแล้ว ปัจจัยอื่นที่มากกระทำกับก้อนอากาศเพื่อให้อากาศลอยสูงขึ้นไปถึงระดับการพาอิสระได้แก่ ผลของแนวอากาศหรือแนวปะทะ (Frontal effect) ผลของการเบียดตัวเข้าหากัน (Convergence effect) และผลของแนวภูเขาขวางทางลม (Orographic effect) เป็นต้น ซึ่งกลไกการลอยตัวของอากาศ ดังแสดงในภาพที่ 2.6



ภาพที่ 2.6 กลไกการลอยตัวของอากาศที่ทำให้เกิดฝน (นิตยา หวังวงศ์วิโรจน์, 2551)

2.2.3.3 ผลของแนวอากาศ (Frontal effect)

แนวปะทะหรือแนวอากาศ (Front) คือแนวหรือบริเวณ (อาจกว้างหลายกิโลเมตร) ที่แบ่งเขตระหว่างมวลอากาศสองชนิดที่มีความหนาแน่นและอุณหภูมิต่างกัน แนวอากาศเย็น (Cold front) หมายถึงมวลอากาศเย็นที่มีความหนาแน่นสูง เคลื่อนที่รุกเข้าไปในเขตของมวลอากาศอุ่นซึ่งมีความหนาแน่นต่ำกว่า ทำให้อากาศอุ่นซึ่งมีไอน้ำมากถูกดันให้ลอยสูงขึ้น ส่วนแนวอากาศอุ่น (Warm front) หมายถึงการเคลื่อนที่ของมวลอากาศอุ่นที่ลอยรุกเข้าไป

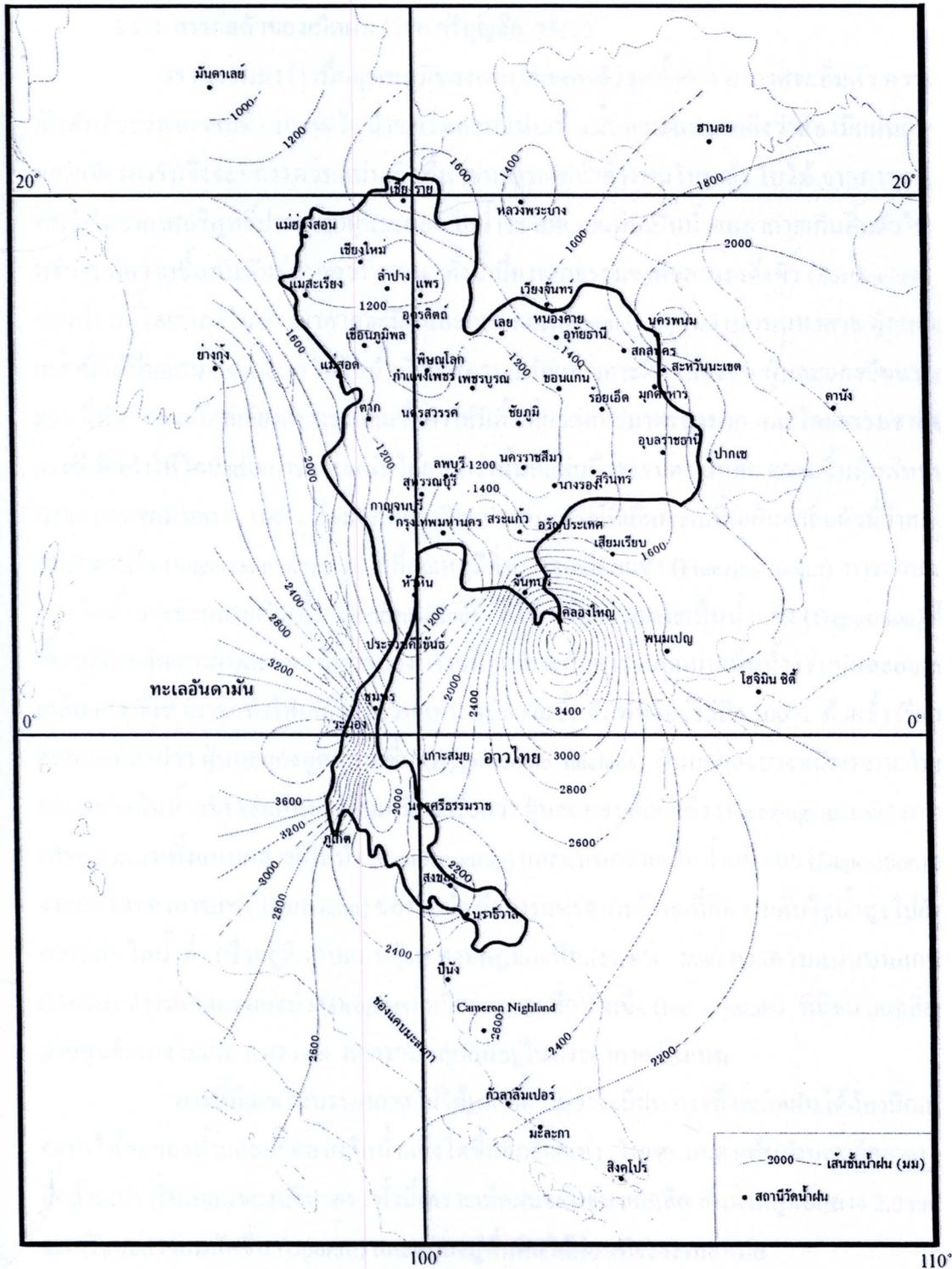
ในเขตของมวลอากาศเย็นเนื่องจากมวลอากาศอุ่นมีความหนาแน่นน้อยกว่าจึงได้ขึ้นไปบนมวลอากาศเย็น มวลอากาศอุ่นเมื่อลอยขึ้นไปเหนือมวลอากาศเย็น ขึ้นไปถึงระดับควบแน่น (Z_c) ก็จะปรากฏมีเมฆ ถ้าลอยขึ้นไปถึงระดับการพาอิสระ (Z_f) ก็จะเกิดความไร้เสถียรภาพของบรรยากาศ ก่อให้เกิดเมฆฝนและเกิดฝนตกตามมา โดยปกติแนวปะทะเย็นมักจะทำให้เกิดฝนฟ้าคะนองรุนแรงกว่าแนวปะทะอุ่น ทั้งนี้เพราะแนวปะทะเย็นทำให้เกิดการลอยตัวขึ้นของมวลอากาศอุ่นได้รุนแรงกว่าการที่แนวปะทะอุ่นค่อยๆ ได้ขึ้นไปบนมวลอากาศเย็น การเกิดแนวปะทะหรือแนวอากาศนี้จะเกิดในภูมิภาคกึ่งโซนร้อน (Subtropical region) เขตอบอุ่น (Temperate zone) และเขตขั้วโลก (Pole region) เรียกการยกก้อนอากาศที่เกิดแบบนี้ว่า การยกเนื่องจากแนวปะทะ (Frontal lifting)

2.2.3.4 ผลของอากาศเบียดตัวเข้าหากัน (Convergence effect)

เมื่อเกิดหย่อมความกดอากาศต่ำบนพื้นผิวโลก มวลอากาศที่อยู่โดยรอบก็จะพัดเข้าสู่บริเวณนั้น แต่เนื่องจากการหมุนของโลก แรงคอริโอลิส (Coriolis force) ทำให้ลมไม่พัดเข้าสู่ศูนย์กลางหย่อมความกดอากาศต่ำตรงๆ แต่พัดเบนออกขวาในซีกโลกเหนือ ทำให้เกิดเป็นลมหมุนทวนเข็มนาฬิกาเมื่อมองจากด้านบนลงล่าง ส่วนในซีกโลกใต้ก็จะกลับทิศกัน เมื่อลมหมุนเข้าสู่ศูนย์กลางมันจะถูกดันให้ลอยสูงขึ้น เมื่อสูงขึ้นไปถึงระดับ Z_c ก็จะเกิดเมฆ และถ้าถึงระดับ Z_f ก็จะเกิดการไร้เสถียรภาพและเกิดฝน เรียกการยกก้อนอากาศเนื่องจากหย่อมความกดอากาศต่ำนี้ว่า การยกเนื่องจากการเบียดตัว (Convergent lifting)

2.2.3.5 ผลของทิวเขาขวางทางลม (Orographic effect)

เมื่อพิจารณาการกระจายของฝนในประเทศไทย (ภาพที่ 2.7) จะพบว่าขอบตะวันตกของประเทศไทยมีฝนตกชุก ไล่ตั้งแต่ภูเก็ตขึ้นไปตามทิวเขาตะนาวศรี และขอบตรงภาคตะวันออกเฉียงใต้จนถึงทพบุรีและตราด ตามทิวเขาบรรทัดต่อกับทิวเขาจันทบุรี ทั้งนี้เพราะทิวเขาเหล่านี้ขวางทางลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ซึ่งพาเอาไอน้ำมาจากทะเลอันดามันและอ่าวไทย ลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้เมื่อพัดมาถึงทิวเขาเหล่านี้ มันจะพัดได้ขึ้นไปตามไหล่เขา พาเอาก้อนอากาศขึ้นขึ้นไปด้วย เมื่อก้อนอากาศขึ้นไปสูงถึงระดับควบแน่น (Condensation level, Z_c) ก็จะก่อตัวเป็นเมฆ เมื่อพัดสูงขึ้นไปอีกจนถึงระดับการพาอิสระ (Free convection level, Z_f) จะก่อให้เกิดการไร้เสถียรภาพของชั้นบรรยากาศ เกิดเมฆฝนและเกิดฝน เรียกการยกก้อนอากาศแบบนี้ว่า การยกเนื่องจากภูเขา (Orographic lifting)



ภาพที่ 2.7 การกระจายฝนเฉลี่ยรายปีของประเทศไทยและบริเวณโดยรอบ(วิชัย ศรีบุญถิติ, 2552)

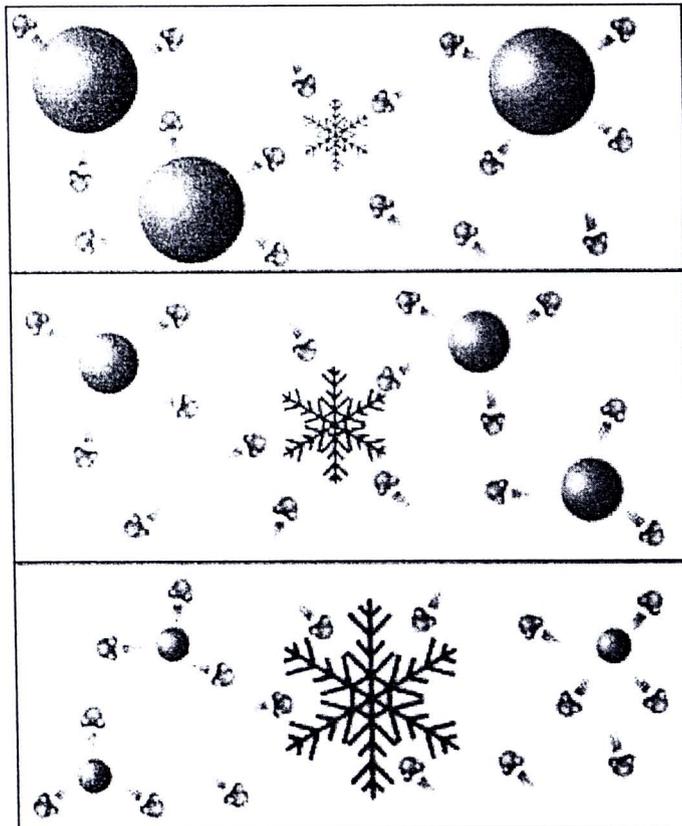
2.2.4 การก่อตัวของเม็ดฝน (วิชย ศรีบุญลือ, 2552)

เราทราบมาว่า เมื่ออุณหภูมิของอากาศลดลงถึงจุดน้ำค้าง อากาศจะอิ่มตัว ความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศมีค่า 100% ไอน้ำจะเริ่มควบแน่นเป็นน้ำ แต่นั่นหมายถึงว่าต้องมีแผ่นผิวของของแข็งรองรับจึงจะมีการควบแน่นเกิดขึ้น เช่นการเกิดน้ำค้างบนใบหญ้า ใบไม้ จากการทดลองพบว่าในอากาศบริสุทธิ์ปราศจากฝุ่นละออง ไอน้ำจะไม่ควบแน่นเป็นน้ำจนอากาศเกินอิ่มตัวไปมาก หรือจนมีความชื้นสัมพัทธ์มากกว่า 400% ทั้งนี้เนื่องจากธรรมชาติของแรงตึงผิว (Surface tension) ของน้ำ แต่โดยปกติในบรรยากาศจะมีฝุ่นละออง Microscopic อยู่ในจำนวนมาก ฝุ่นละอองเหล่านี้จึงเป็นแกน (Nucleus) ให้ไอน้ำเกิดการควบแน่นและเกาะติด เนื่องจากฝุ่นละอองมีขนาดเล็กมาก จึงมีลักษณะใกล้เคียงกับทรงกลมซึ่งทำให้มีพื้นที่ผิวต่อปริมาตรสูงมาก และโดยธรรมชาติของแรงตึงผิวทำให้ไอน้ำเกิดการควบแน่นได้ยากกว่าพื้นที่แผ่นผิวธรรมดา นั่นคือ ความชื้นสัมพัทธ์ของบรรยากาศจะมากกว่า 100% บ้างเล็กน้อย เรียกปรากฏการณ์ที่เกิดความชื้นเกินค่าอิ่มตัวนี้ว่าสภาวะอิ่มตัวยวดยิ่ง (Supersaturation) กรณีที่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง (Freezing point) การควบแน่นของไอน้ำอาจจะกลายเป็นน้ำ (Condensation) ก็ได้ หรืออาจกลายเป็นน้ำแข็ง (Deposition) ก็ได้ ขึ้นอยู่กับชนิดของฝุ่นละออง ฝุ่นละอองบางชนิดเหมาะกับการควบแน่นเป็นน้ำ เช่นฝุ่นละอองของเกลือแกง ซึ่งสามารถทำให้เกิดการควบแน่น แม้ความชื้นสัมพัทธ์ยังไม่ถึง 100% ด้วยซ้ำ เรียกฝุ่นละอองเหล่านี้ว่า ฝุ่นละอองดูดความชื้น (Hygroscopic nucleus) ฝุ่นละอองบางชนิดเหมาะกับการควบแน่นเป็นน้ำแข็ง เช่นฝุ่นของดินเหนียว เรียกว่า ฝุ่นละอองเยือกแข็ง (Freezing nucleus) การเกิดการควบแน่นทั้งแบบกลายเป็นน้ำ (Condensation) และแบบกลายเป็นน้ำแข็งเลย (Deposition) เกิดจากกลไกของการแพร่ (Diffusion) ของไอน้ำ คือการแพร่จากบริเวณที่มีความดันไอน้ำสูงไปยังที่มีความดันไอน้ำต่ำ (ซึ่งอยู่ติดกับแกนฝุ่น) ตามกฎของฟิค (Fick's law) การควบแน่นบนแกนฝุ่น (Nuclei) ทำให้เกิดละอองน้ำ (Droplets) หรือละอองผลึกน้ำแข็ง (Ice crystals) ที่มีขนาดเฉลี่ยเส้นผ่านศูนย์กลางไม่เกิน 0.02 mm ลอยรวมกลุ่มกันอยู่ในบรรยากาศเป็นเมฆ

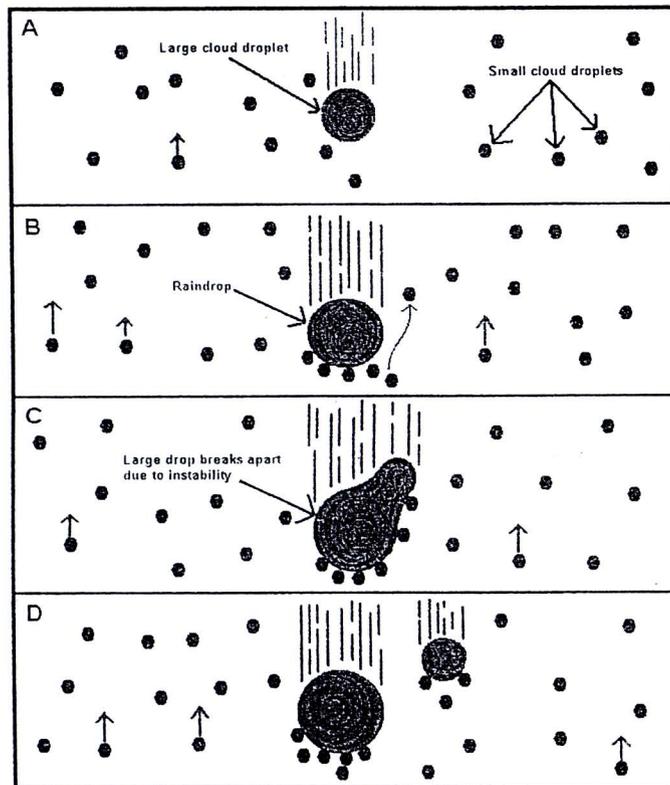
การที่มีเมฆในบรรยากาศไม่ได้หมายความว่าจะมีฝน การที่จะเกิดฝนได้ต้องมีกลไกที่จะทำให้ละอองน้ำและละอองผลึกน้ำแข็งโตขึ้นอีกร้อยเท่า (ในเทอมของเส้นผ่านศูนย์กลาง) หรืออีกล้านเท่า (ในเทอมของปริมาตร) ทั้งนี้เพราะเม็ดฝนจะมีขนาดเฉลี่ยเส้นผ่านศูนย์กลาง 2.0 mm จึงจะเอาชนะแรงลมพัดขึ้น (Updraft) และตกลงสู่พื้นดินได้ก่อนที่จะระเหยหมด

การเกิดฝนมักจะเกิดจากเมฆฝน Cumulonimbus ที่มีความไร้เสถียรภาพของบรรยากาศอย่างรุนแรง ก้อนอากาศพุ่งขึ้นไปจนสุดขอบบรรยากาศชั้น Troposphere ดังนั้นตอนบนของเมฆจึงมีอุณหภูมิต่ำมาราว -40°C และประกอบไปด้วยละอองน้ำและละอองผลึกน้ำแข็ง ลอยปนกันอยู่ในสภาวะอิ่มตัวยวดยิ่ง เนื่องจากที่อุณหภูมิต่ำเท่ากัน ค่าความดันไอน้ำอิ่มตัวรอบละอองน้ำมีค่าสูง

กว่าค่าความดันไอน้ำอิ่มตัวรอบละอองผลึกน้ำแข็ง ดังนั้นตามกฎของฟิค ละอองน้ำจะถูกเปลี่ยนเป็นไอน้ำและถูกดูดเข้าไปรวมกับละอองผลึกน้ำแข็ง ทำให้ละอองผลึกน้ำแข็งโตขึ้น เรียกกระบวนการนี้ว่า กระบวนการแบร์เจอร์อน (Bergeron process) ดังแสดงในภาพที่ 2.8 เมื่อละอองผลึกน้ำแข็งโตกว่าละอองน้ำอื่น ความเร็วสุดท้ายของการตก (Terminal velocity) ย่อมสูงกว่าละอองน้ำอื่น ทำให้มันชนกับละอองน้ำอื่นและรวมละอองน้ำอื่นๆเข้ากับตัวมันทำให้มีขนาดโตขึ้นไปอีก เรียกกระบวนการนี้ว่า กระบวนการชนและรวม (Collision-coalescence process) ดังแสดงในภาพที่ 2.9 จากทั้งสองกระบวนการนี้เองจึงทำให้เกิดฝนได้ในที่สุด (หมายเหตุ ความเร็วสุดท้าย หมายถึง ความเร็วของเม็ดฝนที่มีค่าคงที่ ทั้งนี้เพราะเม็ดฝนเมื่อตกผ่านชั้นบรรยากาศ เริ่มแรกจะตกด้วยอัตราเร่ง ความเร็วจะมากขึ้นทุกที ขณะเดียวกันแรงต้านของบรรยากาศก็มากขึ้นด้วย เมื่อแรงโน้มถ่วงกับแรงต้านเท่ากัน ความเร็วก็จะคงที่ในที่สุด)



ภาพที่ 2.8 กระบวนการแบร์เจอร์อน (Bergeron process) (นิตยา หวังวงศ์วิโรจน์, 2551)



ภาพที่ 2.9 กระบวนการชนและรวม (นิตยา หวังวงศ์วิโรจน์, 2551)

2.3 การพยากรณ์อากาศ

การพยากรณ์อากาศ หมายถึง การคาดหมายสภาพลมฟ้าอากาศในอนาคต การที่จะพยากรณ์อากาศได้ต้องมีองค์ประกอบ 3 ประการ ประการแรกคือความรู้ความเข้าใจในปรากฏการณ์และกระบวนการต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ ประการที่สองคือสภาวะอากาศปัจจุบัน และประการสุดท้ายคือความสามารถที่จะผสมผสานองค์ประกอบทั้งสองข้างต้น เข้าด้วยกันเพื่อคาดหมายการเปลี่ยนแปลงของบรรยากาศที่จะเกิดขึ้นในอนาคต (คุณฉวี สุขวัฒน์, 2550)

ความรู้ความเข้าใจในปรากฏการณ์และกระบวนการต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ ได้มาจากการเฝ้าสังเกตและการบันทึก มนุษย์ได้มีการสังเกตลมฟ้าอากาศมานานแล้ว เพราะมนุษย์อยู่ภายใต้อิทธิพลของลมฟ้าอากาศโดยไม่อาจหลีกเลี่ยงได้ จึงมีความจำเป็นที่ต้องทราบลักษณะลมฟ้าอากาศที่เป็นประโยชน์และลักษณะอากาศที่เป็นภัย การสังเกตทำให้สามารถอธิบายถึงสาเหตุของการเกิดลักษณะอากาศแบบต่าง ๆ ได้ อย่างไรก็ตามความรู้ความเข้าใจเกี่ยวกับลมฟ้าอากาศนั้นยังมีอยู่น้อยมาก เมื่อเทียบกับปรากฏการณ์ของบรรยากาศที่มนุษย์ยังไม่มีความเข้าใจอย่างเพียงพอ ทั้งนี้เพราะอุคูนิยมวิทยาซึ่งเป็นวิชาที่ศึกษาเกี่ยวกับบรรยากาศและปรากฏการณ์ที่เกี่ยวข้องนั้น มีการพัฒนา

ด้วยวิธีการทางวิทยาศาสตร์มาได้ไม่นานนัก สภาพอากาศปัจจุบันที่ต้องใช้เป็นข้อมูลเริ่มต้น สำหรับการพยากรณ์อากาศนั้น ได้มาจากการตรวจอากาศ ซึ่งมีทั้งการตรวจอากาศผิวพื้น การตรวจอากาศชั้นบนในระดับความสูงต่าง ๆ สิ่งสำคัญที่ต้องทำการตรวจเพื่อพยากรณ์อากาศได้แก่ อุณหภูมิ ความกดอากาศ ความชื้น ลม เมฆ และฝน การที่จะพยากรณ์อากาศในบริเวณใดบริเวณหนึ่ง ต้องใช้ข้อมูลผลการตรวจอากาศในบริเวณนั้นร่วมกับผลการตรวจอากาศจากบริเวณที่อยู่โดยรอบด้วย เพราะปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นในบรรยากาศมีการเคลื่อนที่อยู่ตลอดเวลา สิ่งที่เกิดขึ้นนอกจากพื้นที่การพยากรณ์อาจเคลื่อนตัวมามีผลต่อสภาพอากาศในบริเวณที่จะพยากรณ์ได้ ด้วยเหตุนี้จึงมีความจำเป็นต้องมีการแลกเปลี่ยนข้อมูลผลการตรวจอากาศระหว่างประเทศ เพื่อให้ได้ข้อมูลเพียงพอสำหรับการพยากรณ์อากาศ นอกเหนือจากการตรวจอากาศผิวพื้นทั้งบนพื้นดิน พื้นน้ำ และการตรวจอากาศชั้นบนแล้ว ปัจจุบันการตรวจอากาศที่ช่วยให้การพยากรณ์แม่นยำยิ่งขึ้นคือ การตรวจอากาศด้วยเรดาร์และดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา เมื่อมีความรู้ความเข้าใจในเรื่องราวของลมฟ้าอากาศ และมีข้อมูลผลการตรวจอากาศแล้ว สิ่งที่ต้องทำเพื่อให้สามารถพยากรณ์อากาศได้ คือการวิเคราะห์ข้อมูลผลการตรวจอากาศเพื่อให้ทราบลักษณะอากาศปัจจุบัน และการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของลักษณะอากาศที่กำลังเกิดขึ้นนั้นว่าจะมีทิศทางและความเร็วในการเคลื่อนที่อย่างไร และความรุนแรงจะเพิ่มขึ้นหรือลดลงเพียงใด นั่นคือคาดการณ์ว่าบริเวณที่จะพยากรณ์นั้นจะอยู่ภายใต้อิทธิพลของปรากฏการณ์แบบใด แล้วจึงจัดทำคำพยากรณ์อากาศโดยพิจารณาจากลักษณะลมฟ้าอากาศที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์นั้น ๆ ต่อไป

2.3.1 ขั้นตอนในการพยากรณ์อากาศ

ขั้นตอนในการพยากรณ์อากาศ ประกอบด้วย 3 ขั้นตอน ได้แก่ การตรวจอากาศเพื่อให้ทราบสถานะอากาศปัจจุบัน การสื่อสารเพื่อรวบรวมข้อมูลผลการตรวจอากาศ และการวิเคราะห์ข้อมูลเพื่อการคาดการณ์

ส่วนของกาวิเคราะห์ข้อมูลนั้น สามารถแบ่งเป็นขั้นตอนย่อย ประกอบด้วย (คุชฎี สุขวัฒน์, 2550)

1. การบันทึกผลการตรวจอากาศที่ได้รับทั้งหมด ทั้งจากในประเทศและจากต่างประเทศ ลงบนแผนที่หรือแผนภูมิทางอุตุนิยมวิทยาชนิดต่าง ๆ เช่น แผนที่อากาศผิวพื้น แผนที่อากาศชั้นบน แผนภูมิการหยั่งอากาศ ด้วยสัญลักษณ์มาตรฐานทางอุตุนิยมวิทยา
2. การวิเคราะห์ผลการตรวจอากาศที่ได้ โดยการลากเส้นแสดงค่าองค์ประกอบทางอุตุนิยมวิทยา เช่น เส้นความกดอากาศเท่าที่ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยเพื่อแสดงตำแหน่ง และความรุนแรงของระบบลมฟ้าอากาศเส้นทิศทางและความเร็วลมในระดับความสูงต่าง ๆ เพื่อแสดงลักษณะอากาศ

ในระดับบน และเส้นแสดงการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงเพื่อแสดงเสถียรภาพของบรรยากาศ ซึ่งเป็นปัจจัยสำคัญในการเกิดเมฆและฝน

3. การคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงและการเคลื่อนที่ของตัวระบบลมฟ้าอากาศที่วิเคราะห์ได้ โดยใช้วิธีการพยากรณ์อากาศแบบต่าง ๆ

เมื่อทราบการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงและการเคลื่อนที่ของตัวระบบลมฟ้าอากาศแล้วทำการออกคำพยากรณ์ ณ ช่วงเวลาและบริเวณที่ต้องการ โดยพิจารณาจากตำแหน่งและความรุนแรงของระบบลมฟ้าอากาศและหลังจากนั้นทำการส่งคำพยากรณ์อากาศไปยังสื่อมวลชนเพื่อเผยแพร่ต่อไป สู่ประชาชน และส่งไปยังหน่วยงานที่เกี่ยวข้องเพื่อดำเนินการต่อไป ตามความเหมาะสม เช่น การป้องกันและบรรเทาภัยพิบัติ

2.3.2 ระยะเวลาของการพยากรณ์

การพยากรณ์อากาศอาจเป็นการคาดหมายสิ่งที่จะเกิดขึ้นในอนาคตโดยเป็นการทำนายล่วงหน้าตั้งแต่ช่วงเวลาไม่กี่ชั่วโมง จนถึงหลายปีจากปัจจุบัน สามารถแบ่งชนิดของการพยากรณ์อากาศตามระยะเวลาที่คาดหมายได้ดังนี้ (คุชฎี สุขวัฒน์, 2550)

1. การพยากรณ์ปัจจุบัน (Nowcast) หมายถึง การรายงานสภาวะอากาศที่เกิดขึ้นในปัจจุบันและการคาดหมายสภาพลมฟ้าอากาศสำหรับช่วงเวลาไม่เกิน 2 ชั่วโมง
2. การพยากรณ์ระยะสั้นมาก คือการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาไม่เกิน 12 ชั่วโมง
3. การพยากรณ์ระยะสั้น หมายถึง การพยากรณ์สำหรับระยะเวลาเกินกว่า 12 ชั่วโมงขึ้นไปจนถึง 3 วัน
4. การพยากรณ์อากาศระยะปานกลาง คือ การพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาที่เกิดขึ้นเกินกว่า 3 วันขึ้นไปจนถึง 10 วัน
5. การพยากรณ์ระยะยาว คือการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาระหว่าง 10 ถึง 30 วันโดยปกติมักเป็นการพยากรณ์ว่าค่าเฉลี่ยของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาในช่วงเวลานั้นจะแตกต่างไปจากค่าเฉลี่ยทางภูมิอากาศอย่างไร
6. การพยากรณ์ระยะนาน คือการพยากรณ์ตั้งแต่ 30 วัน จนถึง 2 ปี ซึ่งยังแบ่งย่อยออกเป็น 3 ชนิด คือ
 - ก. การคาดหมายรายเดือน คือการคาดหมายว่าค่าเฉลี่ยของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาในช่วงนั้น จะเบี่ยงเบนไปจากค่าเฉลี่ยทางภูมิอากาศอย่างไร
 - ข. การคาดหมายรายสามเดือน คือการคาดหมายว่าค่าเฉลี่ยของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาในช่วงนั้น จะเบี่ยงเบนไปจากค่าเฉลี่ยทางภูมิอากาศอย่างไร



ค. การคาดหมายรายฤดู คือการพยากรณ์ค่าเฉลี่ยของฤดูนั้นว่าจะแตกต่างกันไปจากค่าเฉลี่ยทางภูมิอากาศอย่างไร

7. การพยากรณ์ภูมิอากาศ คือการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลามากกว่า 2 ปีขึ้นไป โดยแบ่งเป็น

ก. การพยากรณ์การผันแปรของภูมิอากาศ คือการพยากรณ์ที่เกี่ยวข้องกับการผันแปรไปจากค่าปกติเป็นรายปีจนถึงหลายสิบปี

ข. การพยากรณ์ภูมิอากาศคือการพยากรณ์สภาพภูมิอากาศในอนาคตโดยพิจารณาทั้ง สาเหตุจากธรรมชาติและจากการกระทำของมนุษย์

2.3.3 วิธีการพยากรณ์อากาศ

วิธีแนวโน้ม เป็นการพยากรณ์อากาศโดยใช้ทิศทางและความเร็วในการเคลื่อนที่ของระบบลมฟ้าอากาศที่กำลังเกิดขึ้น เพื่อคาดหมายว่าในอนาคตระบบดังกล่าวจะเคลื่อนที่ไปอยู่ ณ ตำแหน่งใด วิธีนี้ใช้ได้ดีกับระบบลมฟ้าอากาศที่ไม่มีการเปลี่ยนความเร็ว ทิศทาง และความรุนแรง มักใช้วิธีนี้สำหรับการพยากรณ์ฝนในระยะเวลาไม่เกินครึ่งชั่วโมง การพยากรณ์ด้วยวิธีภูมิอากาศคือการคาดหมายโดยใช้ค่าเฉลี่ยจากสถิติภูมิอากาศหลายๆ ปี วิธีนี้ใช้ได้ดีเมื่อลักษณะของลมฟ้าอากาศมีสภาพใกล้เคียงกับสภาวะปกติของช่วงฤดูกลานั้น ๆ มักใช้สำหรับการพยากรณ์ระยะนาน การพยากรณ์อากาศด้วยคอมพิวเตอร์เป็นการใช้คอมพิวเตอร์คำนวณการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรที่เกี่ยวข้อง กับสภาวะของลมฟ้าอากาศ โดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลข (Numerical model) ซึ่งเป็นการจำลองบรรยากาศและพื้นโลก ด้วยสมการทางคณิตศาสตร์ที่ละเอียดอ่อนและซับซ้อน ข้อจำกัดของวิธีนี้คือแบบจำลอง ไม่มีรายละเอียดครบถ้วนเหมือนธรรมชาติจริง ในทางปฏิบัติ นักพยากรณ์อากาศมักใช้วิธีการพยากรณ์อากาศหลายวิธีร่วมกันตามความเหมาะสม เพื่อให้ได้ผลการพยากรณ์ที่ถูกต้องแม่นยำที่สุดเท่าที่จะทำได้

2.3.4 ความผิดพลาดในการพยากรณ์อากาศ

แม้ว่าในปัจจุบันการพยากรณ์อากาศจะก้าวหน้าไปอย่างรวดเร็ว แต่การพยากรณ์อากาศให้ถูกต้องสมบูรณ์โดยไม่มี ความผิดพลาดนั้น เป็นสิ่งที่ไม่อาจทำได้ สาเหตุสำคัญของความผิดพลาดในการพยากรณ์อากาศ มี 3 ประการ ได้แก่

1. ความรู้ความเข้าใจเกี่ยวกับปรากฏการณ์ต่าง ๆ ทางอุตุนิยมวิทยายังไม่สมบูรณ์
2. บรรยากาศเป็นสิ่งที่ต่อเนื่องและมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา แต่สถานีตรวจอากาศมีจำนวนน้อยและอยู่ห่างกันมาก รวมทั้งทำการตรวจเพียงบางเวลาเท่านั้น เช่น ทุก 3 ชั่วโมง ทำให้ไม่อาจทราบสภาวะที่แท้จริงของบรรยากาศได้ เมื่อไม่ทราบสภาวะอากาศที่กำลังเกิดขึ้นอย่างสมบูรณ์ จึงเป็นไปได้ที่จะพยากรณ์อากาศให้มีรายละเอียดครบถ้วนถูกต้อง

3. ธรรมชาติของกระบวนการที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ มีความละเอียดอ่อนและซับซ้อนอย่างยิ่ง ปรากฏการณ์ซึ่งมีขนาดเล็กหรือเกิดขึ้นในระยะสั้น ๆ และไม่อาจตรวจพบได้จากการตรวจอากาศ อาจทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของสภาพลมฟ้าอากาศเป็นอย่างมากในระยะเวลาต่อมา ซึ่งจะทำให้ผลการพยากรณ์อากาศผิดพลาดมาก สาเหตุประการสุดท้ายนี้เป็นข้อจำกัดอย่างยิ่งในการพยากรณ์อากาศ เพราะเป็นเหตุให้การพยากรณ์อากาศจะมีความถูกต้องลดลงตามระยะเวลา นั่นคือการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาที่สั้นจะมีความถูกต้องมากกว่าการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาที่นานขึ้น การพยากรณ์อากาศบริเวณเขตร้อนของโลกเช่นประเทศไทย จะยากกว่าการพยากรณ์ในเขตอบอุ่นและเขตหนาวเนื่องจากลมฟ้าอากาศในบริเวณละติจูดสูงส่วนมากเป็นระบบขนาดใหญ่ซึ่งเกิดจากมวลอากาศที่แตกต่างกันมาพบกัน ทำให้ตรวจพบได้โดยง่ายเช่นฝนที่เกิดจากแนวปะทะอากาศมีความยาวมากกว่า 1,000 กิโลเมตร ในขณะที่ระบบลมฟ้าอากาศในเขตร้อนส่วนมากมีขนาดเล็ก เพราะไม่ได้เกิดจากความแตกต่างของมวลอากาศ เช่นฝนที่ตกเป็นบริเวณแคบ

2.4 ระบบการหาดำแหน่งบนโลก

ระบบการหาดำแหน่งบนโลก หรือ จีพีเอส (Global Positioning System: GPS) อาศัยสัญญาณไมโครเวฟ และรหัสที่ส่งมาจากดาวเทียมจีพีเอส จำนวน 24 ดวง ที่โคจรรอบโลกวันละประมาณ 2 รอบ สามารถใช้หาดำแหน่งบนพื้นโลกได้ตลอด 24 ชั่วโมง ที่ทุกๆ จุดบนผิวโลก รวมทั้งการนำร่องจากที่หนึ่งไปที่อื่นๆ ตามต้องการ การติดตามการเคลื่อนที่ของคนและสิ่งของต่างๆ การทำแผนที่ ตลอดจนใช้อ้างอิงการวัดเวลาที่เที่ยงตรงที่สุดในโลก (สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ, 2547) การพัฒนาเทคโนโลยีและวิธีการทำงานในภาคสนามเพื่อเพิ่มประสิทธิภาพของการหาดำแหน่งด้วยดาวเทียมจีพีเอส ทำให้มีการใช้จีพีเอสกันอย่างแพร่หลายในงานด้านต่างๆ (สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) และสมาคมสำรวจข้อมูลระยะไกลและสารสนเทศภูมิศาสตร์แห่งประเทศไทย, 2552)

2.4.1 ส่วนประกอบของระบบดาวเทียมจีพีเอส

ระบบดาวเทียมจีพีเอสประกอบด้วยส่วนประกอบ 3 ส่วนหลัก คือ ส่วนอวกาศ (Space segment) ส่วนควบคุม (Control segment) และส่วนผู้ใช้ (User segment) ดังรายละเอียดต่อไปนี้ (สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน), 2547)

2.4.1.1 ส่วนอวกาศ (Space segment)

ส่วนอวกาศเป็นส่วนที่อยู่บนอวกาศ ประกอบด้วยกลุ่มดาวเทียมปฏิบัติการ 24 ดวง ทำหน้าที่ส่งสัญญาณไมโครเวฟจากอวกาศ ประกอบด้วย 6 วงโคจร อยู่เหนือพื้นโลกประมาณ 20,200 กิโลเมตร แต่ละวงโคจรมีดาวเทียม 4 ดวง ระนาบวงโคจรทำมุมเอียง 55° กับระนาบเส้น

ศูนย์สูตรและห่างกัน 60° วงโคจรของดาวเทียมแต่ละดวงจะใช้เวลาโคจรโดยประมาณ 12 ชั่วโมง ต่อหนึ่งรอบ การวางวงโคจรเช่นนี้ทำให้สามารถรับสัญญาณจากดาวเทียมได้คราวละ 6 ดวง ปัจจุบันสามารถรับสัญญาณดาวเทียมได้มากกว่า 10 ดวง ขึ้นอยู่กับสถานที่และประสิทธิภาพของเครื่องรับจีพีเอส

ดาวเทียมแต่ละดวงจะมีนาฬิกาอะตอมมิกที่มีความแม่นยำสูงซึ่งมีความเที่ยงตรงถึง 3 nanoseconds (ความเที่ยงตรง 3×10^{-9} วินาที) ซึ่งจะช่วยในการคำนวณระยะทางระหว่างดาวเทียมกับเครื่องรับสัญญาณเพื่อที่จะคำนวณค่าพิกัดตำแหน่ง และสามารถวัดความล่าช้าของการเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) โดยตัวรับที่สามารถหาเวลาได้ตามมาตรฐานของ Precise Positioning Service (PPS) คือมีความถูกต้องของตำแหน่งในแนวราบ 22 เมตร แนวตั้ง 27.7 เมตร และความแม่นยำของเวลาคือ 200 nanoseconds โดยส่งข้อมูลในลักษณะ Data frames (1,500 bits) ทุกๆ 30 วินาที

2.4.1.2 ส่วนผู้ใช้ (User segment)

ส่วนผู้ใช้ คือ เครื่องรับสัญญาณหรือตัวจีพีเอส ที่ใช้ผู้มีหลายขนาด สามารถพกพาไปไหนก็ได้ หรือจะติดไว้ในรถหรือเครื่องบิน เครื่องจีพีเอสจะทำหน้าที่ในการเปลี่ยนสัญญาณจากกลุ่มดาวเทียมปฏิบัติการเป็นตำแหน่ง ความเร็ว และเวลาโดยประมาณ ถ้าหากต้องการทราบค่าพิกัด X, Y, Z และเวลา ต้องใช้ดาวเทียมอย่างน้อย 4 ดวง ความถูกต้องของตำแหน่งขึ้นอยู่กับนาฬิกาและตัวจีพีเอส ซึ่งอาจจะหาตำแหน่งที่มีความผิดพลาดได้น้อยกว่า 3 ฟุต นาฬิกาที่ใช้จะมีความถูกต้องสามารถวัดได้ในเวลา 3×10^{-9} วินาที

2.4.1.3 ส่วนควบคุม (Control segment)

ส่วนควบคุมเป็นสถานีภาคพื้นดินที่ควบคุมระบบ จะประกอบด้วย 1 สถานีควบคุมหลัก และ 4 สถานีเฝ้าติดตาม ที่กระจายอยู่ตามส่วนต่างๆ ของโลกอย่างสม่ำเสมอตามแนวเส้นแวง คือ

1. ฐานทัพอากาศในมลรัฐโคโรลาโดของสหรัฐฯ เป็นสถานีควบคุมหลัก
2. เกาะฮาวาย มหาสมุทรแปซิฟิก
3. เกาะแอตแลนติก มหาสมุทรแอตแลนติก
4. ดิโอโกการ์เซีย มหาสมุทรอินเดีย
5. ควาจาเลียน มหาสมุทรแปซิฟิก

สถานีภาคพื้นดินจะเฝ้าระวังติดตามดาวเทียมจีพีเอส และข้อมูลที่ได้จากการเฝ้าระวังติดตามดาวเทียมจีพีเอสสามารถที่จะบอกวงโคจรล่วงหน้าได้อย่างถูกต้องแม่นยำ และจะส่งสัญญาณข้อมูลวงโคจรจากสถานีสู่ดาวเทียมวันละ 3 ครั้ง และกระจายข้อมูลวงโคจรเหล่านั้นจาก

ดาวเทียมสู่เครื่องรับสัญญาณจีพีเอส สัญญาณที่ได้รับนี้เรียกว่า “Broadcast ephemeris” ซึ่งจะทำให้เครื่องรับสัญญาณจีพีเอสคำนวณตำแหน่งในเวลาจริงได้

2.4.2 หลักการทำงานของจีพีเอส

จีพีเอสใช้หลักการตรวจวัดสัญญาณที่ส่งจากดาวเทียมที่ทราบวงโคจรที่แน่นอน สัญญาณนี้จะถูกรับโดยเครื่องรับที่สถานีรับภาคพื้นดิน สามารถคำนวณระยะทางหรือพิสัยจากดาวเทียมถึงเครื่องรับสัญญาณได้จากเวลาที่ใช้ในการส่งสัญญาณจากดาวเทียมถึงเครื่องรับ เมื่อรู้ระยะทางระหว่างเครื่องรับกับดาวเทียม 3 ดวง ทำให้สามารถคำนวณตำแหน่งของเครื่องรับได้ เนื่องจากเป็นสัญญาณที่ส่งออกจากดาวเทียมทางเดียว ทั้งเครื่องรับและเครื่องส่งต้องมีนาฬิกาที่เที่ยงตรง และเนื่องจากดาวเทียมมีวงโคจรที่ระดับความสูง 20,200 กิโลเมตรเหนือพื้นผิวโลก ซึ่งวงโคจรค่อนข้างสูงนี้จะได้รับอิทธิพลจากแรงโน้มถ่วงของโลกน้อยมาก ซึ่งทำให้หาวงโคจรได้ค่อนข้างแม่นยำ

จีพีเอสจะใช้ระบบพิกัดอ้างอิง 3 มิติ เป็นระบบอ้างอิงวงโคจรของดาวเทียมจีพีเอส

2.4.3 สัญญาณที่ส่งโดยดาวเทียมจีพีเอส

ดาวเทียมจีพีเอสแต่ละดวงจะส่งสัญญาณเฉพาะออกอย่างต่อเนื่องในขณะที่โคจรรอบโลก โดยใช้คลื่นความถี่ 2 ขนาด คือ สัญญาณ L1 ใช้ความถี่ 1575.42 MHz และสัญญาณ L2 ที่ความถี่ 1227.60 MHz ดังแสดงในภาพที่ 2.10 คลื่นทั้งสองจะให้ข้อมูลอื่นๆ ที่เกี่ยวข้องทำให้เครื่องรับสัญญาณสามารถวัดระยะทาง ระหว่างดาวเทียมกับเครื่องรับสัญญาณได้ ต่างๆ (สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) และสมาคมสำรวจข้อมูลระยะไกลและสารสนเทศภูมิศาสตร์แห่งประเทศไทย, 2552)

เพื่อที่จะหาค่าตำแหน่งเป็นอิสระ (Absolute positioning) จากเวลาจริง ซึ่งมีความจำเป็นที่จะต้องเปลี่ยนหรือปรับสัญญาณด้วยรหัส Pseudo random noise (PRN) รหัส PRN ประกอบด้วยเลขฐานสองซึ่งมีลำดับเฉพาะตัวมีลักษณะแบบสุ่ม โดยความจริงแล้วรหัสนี้จะถูกสร้างขึ้นโดยขั้นตอนทางคณิตศาสตร์ในดาวเทียมแต่ละดวง โดยจะส่งรหัสออกมา 2 ชนิด ได้แก่ Precision code (P code) และ Coarse/acquisition code (C/A code)

รหัส C/A มีความถี่ 1.023 MHz และมีความยาวคลื่นประมาณ 300 เมตร ซึ่งผู้ใช้ทั่วไปสามารถใช้ได้ ส่วน P code ซึ่งมีความถี่ 10.23 MHz และความยาวคลื่น 30 เมตร มีความละเอียดเป็น 10 เท่าของ C/A code ความถี่ของจีพีเอสทั้งหมดเป็นอนุพันธ์ของ P code พื้นฐาน ความถี่ของ P code จะถูกสร้างโดยเครื่องกำเนิดความถี่ที่มีความถูกต้องแม่นยำสูงอยู่ในดาวเทียมในแต่ละดวง ดังตารางที่ 2.1 แสดงความถี่ที่ส่งโดยจีพีเอส และ P code factors

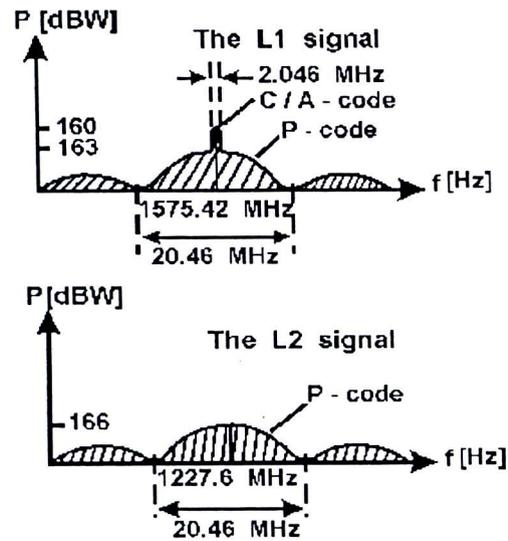
สัญญาณ L1 จะมีทั้งรหัส P code และรหัส C/A code ส่วนสัญญาณ L2 จะมีเฉพาะ P code อย่างเดียว ดาวเทียมแต่ละดวงจะส่งรหัสออกมาเป็นรหัสเฉพาะตัว ทำให้เครื่องรับสามารถที่จะบอกรหัสที่ได้รับว่ามีจุดกำเนิดจากดาวเทียมดวงใด จากกระบวนการนี้ทำให้สามารถทราบได้เมื่อรับสัญญาณจากดาวเทียมหลายดวงในเวลาเดียวกัน

ตารางที่ 2.1 ความถี่ที่ส่งโดยดาวเทียมจีพีเอส ต่างๆ

ชื่อรหัส	ความถี่ (MHz)	Factor ของ P
C/A	1.023	หารด้วย 10
P	10.23	-
L1	1575.42	คูณด้วย 154
L2	1227.6	คูณด้วย 120

ที่มา : สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) และสมาคมสำรวจข้อมูลระยะไกลและสารสนเทศภูมิศาสตร์แห่งประเทศไทย (2552)

นอกจากดาวเทียมจะให้ข้อมูล PRN code แล้ว ดาวเทียมแต่ละดวงยังส่งข้อมูลเฉพาะรวมทั้งข้อมูลเกี่ยวกับวงโคจร เพื่อใช้ในการคำนวณหาตำแหน่งบนพื้นโลกรวมทั้งความเบี่ยงเบนของนาฬิกา เมื่อเปรียบเทียบกับเวลาเครื่องรับจีพีเอสที่ถูกต้องน้อยกว่า นอกจากนั้นดาวเทียมจีพีเอสยังให้ข้อมูลวงโคจรของดาวเทียมจีพีเอส ดวงอื่นๆ รวมทั้งคำอธิบายกว้างๆ ของแนวโคจรเพื่อที่จะให้เครื่องรับค้นหาตำแหน่งได้เร็วขึ้น



ภาพที่ 2.10 คลื่นความถี่ของสัญญาณ L1 และ L2 จากดาวเทียมจีพีเอส (Rizos, 1999)

2.4.4 การหาตำแหน่งด้วยจีพีเอส

วัตถุประสงค์การใช้จีพีเอส ในเชิงปฏิบัติการมี 2 ประการ คือ การนำทาง และการหาตำแหน่งที่ถูกต้อง กระบวนการหาตำแหน่งที่ถูกต้อง พื้นฐานที่สำคัญคือการวัดระยะทางจากจุดที่ไม่ทราบตำแหน่งไปยังดาวเทียมที่ทราบตำแหน่งแล้ว สามารถสรุปวิธีการหาตำแหน่งพิคัดบนพื้นโลกโดยจีพีเอส ได้ดังนี้

1. ใช้ดาวเทียมเป็นตำแหน่งอ้างอิง เนื่องจากดาวเทียมถูกควบคุมจากสถานีภาคพื้นดิน และมีวงโคจรที่แน่นอนทำให้สามารถทราบตำแหน่งที่ต้องการด้วยแน่นอนและมีความถูกต้องสูง
2. ใช้ระยะเวลาที่ใช้ในการเดินทางของสัญญาณที่ส่งจากดาวเทียมมายังเครื่องรับสัญญาณ หาระยะทางโดยรับสัญญาณรหัสที่ส่งมาจากดาวเทียมแต่ละดวงซึ่งเป็นรหัสพิเศษ ทำให้เครื่องรับสัญญาณภาคพื้นดินที่รับวัดอยู่ขณะนั้นสามารถที่จะวิเคราะห์เวลาที่ใช้ในการเดินทางจากนั้นจึงคำนวณหาระยะทางจากดาวเทียมจีพีเอสถึงเครื่องรับสัญญาณจากสมการ

$$\text{Distance} = \text{Travel time} \times 3 \times 10^8 \quad (2.12)$$

เมื่อ distance ในหน่วย m และ travel time ในหน่วยsecond

ในขั้นตอนนี้จะเกิดความผิดพลาดในการวัดเวลาได้ เนื่องจากสัญญาณที่ส่งมาต้องเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศและการเคลื่อนที่ของดาวเทียม วิธีการแก้ไขโดยทั่วไปจะต้องมีเครื่องรับ

สัญญาณที่ทราบตำแหน่งแน่นอนอีกเครื่องหนึ่งไว้สำหรับอ้างอิง วิธีการนี้เรียกว่า การหาตำแหน่งแบบสัมพัทธ์ (Relative positioning)

3) ใช้ระยะทาง 3 ระยะทาง ซึ่งสามารถคำนวณหาตำแหน่งได้จากชั้นตอนที่ 1 และชั้นตอนที่ 2 จะได้ระยะทางจากดาวเทียมแต่ละดวงและรัศมีของดาวเทียมที่สามารถส่งสัญญาณครอบคลุมซึ่งก็คือวงกลมแต่ละวง นั่นคือ ถ้ามี 1 วงกลม (ดาวเทียม 1 ดวง) ตำแหน่งที่ได้จะไม่แน่นอนเพราะอยู่บนเส้นวงกลม ถ้าหากมี 2 ดวง วงกลมก็ยังไม่สามารถหาตำแหน่งที่แน่นอนได้ เพราะตำแหน่งที่อาจเป็นไปได้จะอยู่บนแนวเส้นของวงกลมที่เกิดจากการตัดกันของวงกลม 2 วง แต่เมื่อมี 3 วงกลม จะมีตำแหน่งที่เป็นไปได้ 2 จุด แต่เครื่องรับจีพีเอสจะมีวิธีการทางคณิตศาสตร์ในการกำจัดตำแหน่งที่ไม่น่าจะถูกต้องออกไป ดังนั้นถ้ามีจำนวนดาวเทียมตั้งแต่ 4 ดวงหรือมากกว่า ก็จะได้ตำแหน่งที่ถูกต้องมากขึ้นและหาค่าของเวลาและความสูงได้

2.4.5 ความคลาดเคลื่อนของการใช้จีพีเอส

นอกจากความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากนาฬิกาของเครื่องรับสัญญาณและดาวเทียมแล้ว แหล่งของความคลาดเคลื่อนที่เกิดขึ้นจากการสำรวจด้วยจีพีเอส ได้แก่

1. ความคลาดเคลื่อนเนื่องจากชั้นบรรยากาศ สัญญาณดาวเทียมที่เคลื่อนที่ด้วยความเร็วแตกต่างกันผ่านส่วนของบรรยากาศที่มีคุณลักษณะการส่งผ่านที่แตกต่างกัน ซึ่งมีความเปลี่ยนแปลงระหว่างกลางวันและกลางคืน ทิศทางของมุมของสัญญาณที่ผ่านชั้นบรรยากาศก็จะมีผลต่อการเคลื่อนที่ของสัญญาณ ความล่าช้าในการเคลื่อนที่ของสัญญาณดาวเทียมเมื่อผ่านชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์ จะเป็นสัดส่วนผกผันกับกำลังของความถี่ ดังนั้นการวัดโดยใช้ความถี่ทั้งสอง L1 และ L2 เปรียบเทียบกันสามารถที่จะตรวจวัดและแก้ไขค่าคลาดเคลื่อนชนิดนี้ได้ เครื่องมือที่สามารถวัด Carrier phase ของสัญญาณทั้ง L1 และ L2 เรียกว่า Dual frequency receivers

2. ความคลาดเคลื่อนเนื่องจากเครื่องรับ มีสาเหตุมาจากสัญญาณรบกวนทางไฟฟ้า และความคลาดเคลื่อนในการเปรียบเทียบสัญญาณที่ส่งลงมากับสัญญาณเครื่องรับ

3. ความคลาดเคลื่อนเนื่องจากการรับสัญญาณหลายทิศทาง เกิดขึ้นเมื่อสัญญาณจากดาวเทียมสะท้อนจากวัตถุอื่นก่อนถึงเครื่องรับสัญญาณ ดังนั้นระยะเวลาที่ใช้ในการเดินทางของสัญญาณจะมากกว่าปกติ

4. ความคลาดเคลื่อนเนื่องจากวงโคจรของดาวเทียม เกิดจากความไม่แน่นอนของวงโคจรของดาวเทียม ทำให้การคำนวณค่าพิกัดคลาดเคลื่อน

2.5 ปริมาณไอน้ำฝน

ปริมาณไอน้ำฝน (Precipitable water vapor) คือ ปริมาณไอน้ำทั้งหมด (Total amount of water vapor) ที่มีอยู่ในชั้นบรรยากาศ ในทางอุตุนิยมวิทยา มักจะใช้ประเมินปริมาณไอน้ำสูงสุดที่มีอยู่ในบรรยากาศ มีหน่วยเป็นความลึกน้ำ มิลลิเมตรหรือนิ้ว (วีระพล แต่สมบัติ, 2533) ต่อหน่วยพื้นที่ 1 ตารางเมตร หรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (Atmospheric water vapor) คือ ปริมาณไอน้ำทั้งหมดในแนวตั้งของอากาศเหนือผิวดินขึ้นไป (Li et al., 2007) ที่สามารถควบแน่นและตกลงมาบนผิวโลกในรูปแบบฝน (Ahrens, 2007) ไอน้ำฝนเป็นปัจจัยที่มีความสำคัญในการเกิดฝน การก่อตัวของเมฆ การหมุนเวียนทางอุทกวิทยา พลวัตของบรรยากาศ การดูดกลืนรังสี และติดตามการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ (เฉลิมชนม์ สติระพจน์ และนิธิวัฒน์ ชูสกุล, 2549)

2.6 การคำนวณปริมาณไอน้ำฝนจากข้อมูลจีพีเอส

ในการส่งสัญญาณดาวเทียมจีพีเอส ความเร็วของสัญญาณจะถูกขัดขวางทำให้เกิดความล่าช้า (Delay) ขึ้นในชั้นบรรยากาศ ขนาดของความล่าช้า (Delay time) ขึ้นอยู่กับส่วนประกอบของชั้นบรรยากาศในขณะนั้น ในชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ ซึ่งเป็นชั้นที่อยู่ติดกับผิวพื้นโลก มีความหนาประมาณ 10 กิโลเมตร แถบขั้วโลกและประมาณ 20 กิโลเมตรแถบเส้นศูนย์สูตร เป็นชั้นที่มีไอน้ำเป็นส่วนประกอบสำคัญ แม้ไอน้ำจะเป็นส่วนประกอบเพียงเล็กน้อยในชั้นบรรยากาศ คือประมาณ 0.03% แต่ก็มีผลทำให้ความล่าช้าสัญญาณจากดาวเทียมคลาดเคลื่อนไปจากกรณีอากาศแห้ง จากค่าความแตกต่างระหว่างความล่าช้าของสัญญาณในขณะที่มีไอน้ำปนอยู่กับเมื่อไม่มีไอน้ำ จะทำให้สามารถคำนวณค่าปริมาณไอน้ำฝนในขณะนั้นได้

ความหนาและส่วนประกอบของบรรยากาศชั้นโทรโปสเฟียร์ย่อมแปรผันไปตามตำแหน่งต่างๆ ของโลก ดังนั้นในกรณีที่บรรยากาศปราศจากไอน้ำและอยู่ในสภาพสมดุลและมีเสถียรภาพ ความล่าช้าของสัญญาณจากดาวเทียมจะแปรผันตามความกดอากาศเชิงอุทกสถิต (Hydrostatic pressure) เรียกว่า ความล่าช้าเชิงอุทกสถิต (Zenith Hydrostatic Delay: ZHD) ซึ่งคำนวณได้จากตำแหน่งละติจูด (Latitude, ϕ) ระดับความสูง (Altitude, H) จากระดับน้ำทะเลปานกลาง (Mean sea level) (สุนันทา กิ่งไพบูลย์ และคณะ, 2549) รวมทั้งความกดอากาศตำแหน่งที่ต้องการคำนวณในขณะนั้น เขียนเป็นสมการได้ดังนี้ (Elgered et al., 1991)

$$ZHD = (2.2779 \pm 0.0024) \frac{P_{GPS}}{f(\phi, H)} \quad (2.13)$$

เมื่อ ZHD = ความล่าช้าเชิงอุทกสถิต
 $f(\phi, H)$ = ฟังก์ชันตำแหน่ง ซึ่งคำนวณได้จาก

$$f(\phi, H) = (1 - 0.00266\cos\phi - 0.00028H) \quad (2.14)$$

เมื่อ ϕ = ละติจูดของจุดติดตั้งงานรับสัญญาณจีพีเอส
 H = ระดับความสูงทรงรีของจุดติดตั้งงานรับสัญญาณจีพีเอส (Km)

ความล่าช้าของสัญญาณดาวเทียมที่เกิดขึ้นจริงเนื่องจากบรรยากาศที่มีไอน้ำในชั้นโทรโปสเฟียร์ เรียกว่า ความล่าช้าจริง (Zenith Tropospheric Delay: ZTD) เมื่อถูกหักออกด้วยความล่าช้าเชิงอุทกสถิต (ZHD) จะได้เป็นความล่าช้าเนื่องจากไอน้ำล้วนๆ เรียกว่า ความล่าช้าจากไอน้ำ (Zenith Wet Delay: ZWD) เขียนเป็นสมการได้ดังนี้ (Elgered et al., 1991)

$$ZWD = ZTD - ZHD \quad (2.15)$$

ค่าความล่าช้าจริง (ZTD) เป็นค่าที่ได้จากสัญญาณดาวเทียมจีพีเอส ซึ่งจะเป็นค่าเฉลี่ยจากสัญญาณดาวเทียมหลายดวง จึงทำให้ได้ค่าความล่าช้าของไอน้ำ (ZWD) เฉลี่ย และจากค่า ZWD เฉลี่ยนี้เอง ทำให้สามารถคำนวณปริมาณไอน้ำที่สามารถตกเป็นฝนได้ เรียกว่า ไอน้ำฝน (Precipitable water vapor: PWV) จากค่าสัมประสิทธิ์ II ดังนี้ (Askne & Nordius, 1987)

$$PWV = II \times ZWD \quad (2.16)$$

เมื่อ PWV = ปริมาณไอน้ำฝน (มิลลิเมตร)

ค่าสัมประสิทธิ์ II เป็นฟังก์ชันของอุณหภูมิเฉลี่ย (T_m) ตลอดความสูงของชั้นโทรโปสเฟียร์ ซึ่งมีสูตรในการคำนวณดังนี้ (Askne & Nordius, 1987)

$$II = \frac{10^5}{(R_v(k_2 - k_1 \frac{M_v}{M_d} + \frac{k_3}{T_m}))} \quad (2.17)$$

เมื่อ R_v = ค่าคงที่ตัวแก๊สของไอน้ำ (461.518 J/kgK)
 M_v = น้ำหนักโมเลกุลของไอน้ำ (18.0152 kg/kmol)
 M_d = น้ำหนักโมเลกุลของก๊าซแห้ง (28.9644 kg/kmol)
 T_m = อุณหภูมิเฉลี่ย (Kelvin)
 k_1, k_2, k_3 = ค่าพารามิเตอร์ ซึ่งมีค่า 77.60 ± 0.08 K/hPa, 71.98 ± 10.82 K/hPa, $3.754 \pm 0.036) \times 10^5$ k²/hPa ตามลำดับ

สำหรับค่าอุณหภูมิเฉลี่ย (T_m) ตลอดทั้งความสูงของชั้นบรรยากาศ สามารถคำนวณได้จาก อุณหภูมิพื้นผิวโลก (T_s) ได้ดังนี้ (Bevis et al., 1982)

$$T_m = 70.2 + 0.72T_s \quad (2.18)$$

เมื่อ T_s = อุณหภูมิพื้นผิว (Kelvin)

2.7 การวิเคราะห์การถดถอยและสหสัมพันธ์พหุคูณ

2.7.1 รูปแบบของสมการถดถอยพหุคูณ

หลักเบื้องต้นของการวิเคราะห์การถดถอยเบื้องต้น สามารถนำไปปรับใช้ในการวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณ ซึ่งมีตัวแปรตั้งแต่ 2 ตัวขึ้นไป การวิเคราะห์การถดถอยอย่างง่าย คือ กรณีพิเศษของการวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณ การวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณ แสดงได้ดังสมการต่อไปนี (ชัชวาลย์ เรื่องประพันธ์, 2543)

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \varepsilon \quad (2.19)$$

$$Y = \beta_0 + \sum_{j=1}^k \beta_j X_j + \varepsilon \quad (2.20)$$

หรือ
$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} + \dots + \beta_k X_{ik} + \varepsilon_i \quad (2.21)$$

$i = 1, 2, \dots, n$

เมื่อ X = ตัวแปรอิสระ (Independent variable)
 Y = ตัวแปรตาม (Dependent variable)

- ε = ความคลาดเคลื่อนสุ่ม (Random error)
 β_i = พารามิเตอร์ (Parameter) ของการถดถอยที่ไม่ทราบค่า
 k = จำนวนตัวแปรอิสระ
 n = จำนวนตัวอย่างของตัวแปร

จากสมการ (2.19) สามารถเขียนสมการได้ดังนี้

$$\left. \begin{aligned} Y_1 &= \beta_0 + \beta_1 X_{11} + \beta_2 X_{12} + \dots + \beta_k C_{1k} + \varepsilon_1 \\ Y_2 &= \beta_0 + \beta_1 X_{21} + \beta_2 X_{22} + \dots + \beta_k C_{2k} + \varepsilon_2 \\ &\cdot \\ &\cdot \\ Y_n &= \beta_0 + \beta_1 X_{n1} + \beta_2 X_{n2} + \dots + \beta_k C_{nk} + \varepsilon_n \end{aligned} \right\} \quad (2.22)$$

และสามารถเขียนในรูปเมทริกซ์ได้

$$\begin{bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ Y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & X_{11} & X_{12} & \dots & X_{1k} \\ 1 & X_{21} & X_{22} & \dots & X_{2k} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ 1 & X_{n1} & X_{n2} & \dots & X_{nk} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \beta_k \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \varepsilon_n \end{bmatrix} \quad (2.23)$$

หรือ $Y = X\beta + \varepsilon$

เมื่อ Y และ ε เป็นเวกเตอร์ขนาด n หรือ X เป็นเมทริกซ์ขนาด $n \times (k+1)$ และ β เป็นเวกเตอร์ขนาด $k+1$

2.7.2 การประมาณค่าพารามิเตอร์ของสมการถดถอยพหุคูณ

จากสมการถดถอยพหุคูณ ซึ่งมีพารามิเตอร์ $k+1$ ตัว คือ $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$ การหาค่าประมาณของ $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$ จะต้องใช้ข้อมูลตัวอย่างของตัวแปร Y, X_1, X_2, \dots, X_k โดยใช้ตัวอย่างขนาด n จากสมการ (2.19) และสมการ (2.23) จะเปลี่ยนเป็น

$$Y_i = b_0 + b_1 X_{i1} + b_2 X_{i2} + \dots + b_k X_{ik} + \varepsilon_i \quad (2.24)$$

เมื่อ $i = 1, 2, \dots, n$

$$\beta_0 = b_0, \beta_1 = b_1, \beta_2 = b_2, \dots, \beta_k = b_k$$

การประมาณค่า $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$ ด้วยค่า $b_0, b_1, b_2, \dots, b_k$ ตามลำดับนั้น มีเป้าหมายเพื่อให้ผลค่าความคลาดเคลื่อนยกกำลังสองมีค่าน้อยที่สุด จะหาค่า b_i ได้จาก

$$\sum \varepsilon_i^2 = \sum (Y_i - b_0 - b_1 X_{i1} - \dots - b_k X_{ik})^2 \quad (2.25)$$

สัญลักษณ์เมทริกซ์ของสมการ (2.24) เขียนได้ดังนี้

$$Y = Xb + \varepsilon \quad (2.26)$$

เมื่อ Y และ ε ต่างเป็นเวกเตอร์ขนาด n ส่วน X เป็นเมทริกซ์ขนาด $n \times (k+1)$ และ b เป็นเวกเตอร์ขนาด $k+1$ ดังนั้นวิธีความคลาดเคลื่อนยกกำลังสองน้อยที่สุด ตามรูปแบบของเมทริกซ์จะเป็น

$$\varepsilon' \varepsilon = (Y - Xb)'(Y - Xb) \quad (2.27)$$

หาค่า b ได้จากสมการ

$$\frac{\partial SSE}{\partial b} = 0 \quad (2.28)$$

ผลลัพธ์จากสมการ (2.28) จะได้เป็น

$$X' X b = X' Y \quad (2.29)$$

และจะได้ $b = (X' X)^{-1} X' Y$ (2.30)

เมื่อ

$$X' X = \begin{bmatrix} n & \sum X_{i1} & \sum X_{i2} & \dots & \sum X_{ik} \\ \sum X_{i1} & \sum X_{i1}^2 & \sum X_{i1} X_{i2} & \dots & \sum X_{i1} X_{ik} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \sum X_{ik} & \sum X_{i1} X_{ik} & \sum X_{i2} X_{ik} & \dots & \sum X_{ik}^2 \end{bmatrix}$$

$$X'Y = \begin{bmatrix} \sum Y_i \\ \sum X_{i1}Y_i \\ \sum X_{i2}Y_i \\ \vdots \\ \sum X_{ik}Y_i \end{bmatrix}$$

2.7.3 การทดสอบสมการถดถอยพหุคูณโดยใช้การวิเคราะห์ความแปรปรวนจำแนกทางเดียว จากสมการ (2.19) ค่าความแปรปรวนของ Y เท่ากับค่าความแปรปรวนที่เกิดจากอิทธิพลของ X_1, X_2, \dots, X_k บวกค่าความแปรปรวน หรือ

$$SST = SSR + SSE \quad (2.31)$$

เมื่อ SST (Sum square of total) คือ ค่าความแปรปรวนทั้งหมดของ Y หรือ

$$SST = \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \quad (2.32)$$

SSR (Sum square of regression) คือ ค่าความแปรปรวนของ Y จากอิทธิพลของ X_1, X_2, \dots, X_k

SSE (Sum square of error) คือ ค่าความแปรปรวนของ Y เนื่องจากความคลาดเคลื่อนเชิงสุ่ม หรือค่าแปรปรวนสุ่ม

$$\text{เมื่อ} \quad SSR = b' X' Y - n\bar{Y}^2 \quad (2.33)$$

$$SST = \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 = Y' Y - n\bar{Y}^2 \quad (2.34)$$

$$SSE = \sum_{i=1}^n [Y_i - (b_0 + b_1 X_{i1} + b_2 X_{i2} + \dots + b_k X_{ik})]^2 \quad (2.35)$$



ตารางที่ 2.2 การวิเคราะห์ความแปรปรวนสำหรับการวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณ
(กัลยา วานิชย์บัญชา, 2544)

ที่มาของความแปรปรวน (SV)	องศาความเป็นอิสระ (df)	ผลบวกกำลังสอง (SS)	ผลบวกกำลังสองเฉลี่ย (MS)	อัตราส่วน F
ความถดถอย (Regression)	k	SSR	MSR=SSR/k	MSR/MSE
ความคลาดเคลื่อน (Error)	n-k-1	SSE	MSE=SSE/(n-k-1)	
ผลรวม (Total)	n-1	SST		

หรือ
$$SSE = SST - SSR = Y'Y - b'X'Y$$

จากตารางที่ 2.2 การวิเคราะห์ความแปรปรวนจะใช้ในการทดสอบสมมติฐานเกี่ยวกับความสัมพันธ์ระหว่าง Y, X_1, X_2, \dots, X_k โดยตั้งสมมติฐานไว้ดังนี้

H_0 : ตัวแปร Y ไม่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรอิสระ ทั้ง k ตัว (X_1, X_2, \dots, X_k)

H_1 : มีตัวแปรอิสระ X_i อย่างน้อย 1 ตัว มีความสัมพันธ์กับ Y

หรือ $H_0 = \beta_1 = \beta_2 = \dots = \beta_k = 0$

H_1 : มี β_i อย่างน้อย 1 ค่าที่ไม่เท่ากับ 0 ; $i=1, 2, \dots, k$

ผลการทดสอบสมมติฐานข้างต้น โดยการใช้สถิติทดสอบ F จะเป็น

1. ยอมรับสมมติฐาน H_0 ถ้า $F < F_{k, n-k-1}$ แสดงว่าตัวแปร Y ไม่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรอิสระทั้ง k ตัว (X_1, X_2, \dots, X_k) โดยใช้สถิติทดสอบ F ดังต่อไปนี้

$$F = \frac{MSR}{MSE} \tag{2.36}$$

2. ปฏิเสธสมมติฐาน H_0 ถ้า $F > F_{k, n-k-1}$ แสดงว่ามีตัวแปรอิสระ X_i อย่างน้อย 1 ตัว มีความสัมพันธ์กับ Y จึงต้องทดสอบว่า X_i ตัวใดที่มีความสัมพันธ์กับ Y โดยใช้สถิติทดสอบ t ดังสมการต่อไปนี้

$$t = \frac{b_i}{S_{b_i}} \quad (2.37)$$

เมื่อ S_{b_i} = ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของ b_i

จะปฏิเสธ สมมติฐาน H_0 เมื่อ $t > t_{(1-\alpha)/2, n-k-1}$ หรือ $t < t_{(1-\alpha)/2, n-k-1}$ หรือ $|t| > t_{(1-\alpha)/2, n-k-1}$
 (α = ระดับนัยสำคัญ: Level of significance) หรือใช้สถิติทดสอบ Z ถ้า n มีค่ามาก โดยสถิติทดสอบ Z ดังสมการต่อไปนี้

$$Z = \frac{\bar{X} - \mu_0}{\sigma / \sqrt{n}} \quad (2.38)$$

โดยที่ μ_0 = ค่าเฉลี่ยของประชากร

σ = ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของประชากร

2.7.4 การประมาณค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของสัมประสิทธิ์การถดถอย

ในการประมาณค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของสัมประสิทธิ์การถดถอย β_i จะต้องทราบค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของ b_i ; $i=1, 2, \dots, k$ โดยที่ค่าความแปรปรวนของ b_i หาได้จากสมการต่อไปนี้

$$S_{b_i} = \sqrt{S_{b_i}^2} = \frac{S}{\sqrt{\sum x_i^2 (1 - r_{ij}^2)}} \quad (2.39)$$

โดยที่ S = ความคลาดเคลื่อนของความถดถอย

$$x_i = (X_{ij} - \bar{X}_i)$$

r_{ij} = สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร x_i และ x_j

$$r_{ij} = \frac{\sum x_i x_j}{\sqrt{(\sum x_i^2)(\sum x_j^2)}} \quad (2.40)$$

2.7.5 การประมาณค่าคลาดเคลื่อนของความถดถอย

การประมาณค่าคลาดเคลื่อนของความถดถอย หรือการประมาณค่าความแปรปรวนของการพยากรณ์ คือ การประมาณ Y ด้วย \hat{Y} จะเท่ากับ S_e^2 หรือ S^2 ในกรณีที่มีตัวแปรอิสระ k ตัว จะได้ค่าความแปรปรวนของการประมาณ คือ

$$S_e^2 = S^2 = \frac{SSE}{n-k-1} = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2}{n-k-1} \quad (2.41)$$

เมื่อ Y_i = ค่าที่ได้จากการคำนวณด้วยสมการ
 \hat{Y}_i = ค่าที่ได้จากการสำรวจ

ดังนั้น ความคลาดเคลื่อนหรือค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของความถดถอย คือ

$$S = \sqrt{S^2} = \sqrt{\frac{SSE}{n-k-1}} = \sqrt{MSE} \quad (2.42)$$

2.7.6 สัมประสิทธิ์การตัดสินใจพหุคูณ

สัมประสิทธิ์การตัดสินใจ คือ สัดส่วนหรือเปอร์เซ็นต์ที่ตัวแปรอิสระ (X_1, X_2, \dots, X_k) สามารถอธิบายการเปลี่ยนแปลงของ Y ได้ หรือ กล่าวได้ว่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจพหุคูณ เป็น สัดส่วนหรือเปอร์เซ็นต์ของความผันแปร Y ที่มีสาเหตุเนื่องจากความแปรปรวนของตัวแปรอิสระ โดยที่สัมประสิทธิ์การตัดสินใจพหุคูณจะให้สัญลักษณ์ $R_{2Y.123\dots k}^2$ แต่โดยทั่วไปจะใช้ R^2

$$R^2 = \frac{\text{ความแปรปรวนของ } Y \text{ เนื่องจากอิทธิพลของ } X_1, X_2, \dots, X_k}{\text{ความแปรปรวนทั้งหมด}} \quad (2.43)$$

$$= \frac{SSR}{SST}$$

หรือ
$$R^2 = \frac{(SST - SSE)}{SST} = 1 - \frac{SSE}{SST} \quad (2.44)$$

โดยที่ $0 \leq R^2 \leq 1$

ถ้าค่า R^2 ใกล้เคียง 1 หมายถึง X_1, X_2, \dots, X_k มีความสัมพันธ์กับ Y มาก แต่ถ้า R^2 ใกล้เคียงศูนย์ หมายถึง X_1, X_2, \dots, X_k มีความสัมพันธ์กับ Y น้อย

เนื่องจาก SSR จะเพิ่มขึ้นถ้าเพิ่มตัวแปรอิสระ เช่น เดิมมี X_1 และ X_2 ที่มีความสัมพันธ์กับ Y แต่ถ้าเพิ่มตัวแปร X_3 เข้าในสมการถดถอย จะได้ว่า $SSR(X_1, X_2, X_3) > SSR(X_1, X_2)$

ดังนั้น เมื่อเพิ่มตัวแปรอิสระเข้าสมการความถดถอยจะทำให้ค่า R^2 มากขึ้นทั้งที่ตัวแปรอิสระ X ที่เพิ่มขึ้นอาจจะไม่มีความสัมพันธ์กับ Y เลยก็ได้ จึงมีการปรับค่า R^2 ให้ถูกต้องขึ้น เรียกว่า Adjusted R^2 (R_a^2) เมื่อ

$$R_a^2 = 1 - \frac{\left(\frac{SSE}{n-k-1}\right)}{\left(\frac{SST}{n-1}\right)} \quad (2.45)$$

หรือ

$$R_a^2 = 1 + \frac{(n+1)}{(n-k-1)}(R^2 - 1)$$

2.7.8 สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์พหุคูณ

ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์พหุคูณ ได้จากการถดถอยที่สองของสัมประสิทธิ์การตัดสินใจพหุคูณ

$$\text{สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์พหุคูณ} = r_{Y.12..k} = R = \sqrt{R_{Y.12..k}^2} \quad (2.46)$$

โดยที่สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์พหุคูณแสดงถึงความสัมพันธ์ระหว่าง Y กับ X_1, X_2, \dots, X_k ดังนี้

1. R มีค่าเข้าใกล้ศูนย์ แสดงว่า Y มีความสัมพันธ์กับ X_1, X_2, \dots, X_k น้อยมาก และถ้า $R = 0$ แสดงว่า Y ไม่มีความสัมพันธ์กับ X_1, X_2, \dots, X_k เลย

2. R มีค่าเข้าใกล้ 1 แสดงว่า Y มีความสัมพันธ์กับตัวแปรอิสระทั้ง k ตัวมีมาก

2.7.8 สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วน

สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนเป็นค่าที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่าง Y และ X ตัวใดตัวหนึ่งโดยให้ X ตัวอื่นๆ มีค่าคงที่ เช่น ถ้า Y มีความสัมพันธ์กับตัวแปรอิสระ 3 ตัว (X_1, X_2, X_3) สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนระหว่าง Y และ X_1 โดยกำหนดให้ X_2 และ X_3 คงที่ ($i \square j \square k$) จะแสดงความสัมพันธ์จริงๆ โดย กำจัดอิทธิพลของ X_j และ X_k ที่มีต่อ Y สัญลักษณ์ของสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนที่ใช้คือ

$r_{Y2.13}$ = สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนระหว่าง Y กับ X_1 โดยกำหนดให้ X_2 และ X_3 มีค่าคงที่ซึ่งแสดงถึงความสัมพันธ์ระหว่าง Y กับ X_1 เท่านั้น มิใช่ความสัมพันธ์ของ X_2 และ X_3 กับ Y

$r_{Y2.13}$ = สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนระหว่าง Y กับ X_2 โดยกำหนดให้ X_1 และ X_3 มีค่าคงที่

$r_{Y2.13}$ = สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนระหว่าง Y กับ X_3 โดยกำหนดให้ X_1 และ X_2 มีค่าคงที่

โดยที่ $-1 \leq r_{Yijk} \leq 1$

ถ้าตัวแปรอิสระ 2 ตัว คือ X_1 และ X_2 ซึ่งมีความสัมพันธ์กับ Y สูตรสำหรับหาค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรคู่ใดคู่หนึ่งเป็นดังสมการ (2.47)

$$r_{12} = \frac{\sum (X_1 - \bar{X}_1)(X_2 - \bar{X}_2)}{\sqrt{\sum (X_1 - \bar{X}_1)^2 \sum (X_2 - \bar{X}_2)^2}} = \frac{\sum x_1 x_2}{\sqrt{(\sum x_1^2)(\sum x_2^2)}} \quad (2.47)$$

โดยที่ $x_i = X_i - \bar{X}_i$; $i = 1, 2$
 $y_i = Y_i - \bar{Y}$

$$r_{Y1} = \frac{\sum (Y - \bar{Y})(X_1 - \bar{X}_1)}{\sqrt{\sum (Y - \bar{Y})^2 \sum (X_1 - \bar{X}_1)^2}} = \frac{\sum y x_1}{\sqrt{(\sum y^2)(\sum x_1^2)}} \quad (2.48)$$

$$r_{Y2} = \frac{\sum (Y - \bar{Y})(X_2 - \bar{X}_2)}{\sqrt{\sum (Y - \bar{Y})^2 \sum (X_2 - \bar{X}_2)^2}} = \frac{\sum y x_2}{\sqrt{(\sum y^2)(\sum x_2^2)}} \quad (2.49)$$

ดังนั้นจึงสามารถคำนวณหาสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนได้ดังนี้

$r_{Y1.2}$ = สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนระหว่าง Y กับ X_1 โดยกำหนดให้ X_2 ค่าคงที่

$$r_{Y1.2} = \frac{r_{Y1} - r_{Y2}r_{12}}{\sqrt{(1 - r_{Y2}^2)(1 - r_{12}^2)}} \quad (2.50)$$

$r_{Y2.1}$ = สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนระหว่าง Y กับ X_2 โดยกำหนดให้ X_1 เป็นค่าคงที่

$$r_{Y2.1} = \frac{r_{Y2} - r_{Y1}r_{12}}{\sqrt{(1 - r_{Y1}^2)(1 - r_{12}^2)}} \quad (2.51)$$

กรณีมีตัวแปรอิสระ 3 ตัว คือ X_1 , X_2 , และ X_3 ซึ่งมีความสัมพันธ์กับตัวแปร Y การคำนวณหาสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วน $r_{Y1.23}$, $r_{Y2.13}$, $r_{Y3.12}$ ทำได้ดังนี้

$r_{Y1.23}$ = สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงส่วนระหว่าง Y กับ X_1 เมื่อกำหนดให้ X_2 และ X_3 คงที่

$$r_{Y1.23} = \frac{r_{Y1.3} - r_{12.3}r_{Y2.3}}{\sqrt{(1-r_{12.3}^2)(1-r_{Y2.3}^2)}} \quad (2.52)$$

$$r_{Y2.13} = \frac{r_{Y2.3} - r_{12.3}r_{Y1.3}}{\sqrt{(1-r_{12.3}^2)(1-r_{Y1.3}^2)}} \quad (2.53)$$

$$r_{Y3.12} = \frac{r_{Y3.2} - r_{31.2}r_{Y1.2}}{\sqrt{(1-r_{31.2}^2)(1-r_{Y1.2}^2)}} \quad (2.54)$$

2.7.9 การเกิดปัญหา Multicollinearity

ในการวิเคราะห์ความถดถอยพหุคูณ ซึ่งศึกษาถึงความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรตาม (Y) กับตัวแปรอิสระหลายตัว ($X_1, X_2, \dots, X_k; \geq 2$) นั้น มีข้อกำหนดว่าตัวแปรอิสระเหล่านั้นจะต้องไม่มีความสัมพันธ์กัน แต่ในทางปฏิบัติพบว่าตัวแปรอิสระมักมีความสัมพันธ์กันเอง เช่น $X_1 =$ ปริมาณเมฆ มักจะมีความสัมพันธ์กับ $X_2 =$ ความนานแสงแดด หรือ $X_2 =$ ความนานแสงแดดจะมีความสัมพันธ์กับ $X_3 =$ การระเหย (สุบรร ผลกะสิ, 2547) การที่ตัวแปร X มีความสัมพันธ์กันจะทำให้เกิดปัญหาที่เรียกว่า Multicollinearity การป้องกันปัญหา Multicollinearity อาจทำได้โดยใช้วิธี Stepwise ซึ่งเป็นวิธีการเลือกตัวแปรอิสระเข้าสมการถดถอย โดยวิธี Stepwise มีหลักเกณฑ์ว่าจะนำตัวแปรอิสระเข้าสมการถดถอยครั้งละ 1 ตัว ถ้าตัวแปรอิสระที่นำเข้ามีความสัมพันธ์กับตัวแปรอิสระที่มีอยู่แล้วในสมการถดถอย วิธี Stepwise จะตัดตัวแปรอิสระที่สัมพันธ์กันตัวใดตัวหนึ่งออกจากสมการถดถอย โดยมีขั้นตอนดังนี้

ขั้นที่ 1 เลือกตัวแปรอิสระ 1 ตัว ที่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตามอย่างมีนัยสำคัญมากที่สุด จากเมตริกซ์ของสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของตัวแปรทุกคู่ (Correlation matrix) เข้าสู่สมการ เช่น เลือกได้ X_1

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \varepsilon \quad (2.55)$$

ขั้นที่ 2 จากตัวแปรอิสระที่เหลือ $k-1$ ตัว เลือกตัวแปรอิสระที่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตามอย่างมีนัยสำคัญมากที่สุดเข้าสู่สมการ เช่น ได้ X_2 สมการถดถอยจะเป็น

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \varepsilon \quad (2.56)$$

ในขณะเดียวกัน เมื่อนำ X_2 เข้าสมการแล้ว ถ้า X_1 และ X_2 มีความสัมพันธ์กันจะทำให้ค่า β_1 เปลี่ยนไป จึงต้องทำการทดสอบโดยใช้สถิติทดสอบ t ทดสอบความสัมพันธ์ระหว่าง Y กับ X_1 และ Y กับ X_2 ใหม่ ซึ่งอาจจะต้องมีตัวแปรอิสระ X_1 ออกไป เนื่องจากยอมรับ $H_0: \beta_1 = 0$

ขั้นตอนต่อไปจะทำซ้ำขั้นตอนที่ 2 คือ เลือกตัวแปรอิสระที่เหลือ เข้าสู่สมการในขณะเดียวกันอาจจะต้องเลือกตัวแปรอิสระที่อยู่ในสมการอยู่แล้วออกไปจนกระทั่งไม่มีตัวแปรอิสระตัวใดควรนำเข้าสู่สมการหรือไม่มีตัวแปรอิสระตัวใดที่ควรถูกตัดออกจากสมการจึงหยุด แล้วจะได้สมการถดถอยที่เหมาะสม

2.7.10 วิธีการคัดเลือกตัวแปรต้นในเส้นถดถอย

การคัดเลือกตัวแปรต้นเข้าในเส้นถดถอยของ โปรแกรมวิเคราะห์ทางสถิติ มีหลายวิธี ซึ่งประกอบด้วย (ชัชวาล เรื่องประพันธ์, 2544)

1. วิธี Enter เป็นวิธีกำหนดให้ตัวแปรต้นหนึ่งตัวหรือหลายตัวเป็นตัวแปรต้นในเส้นถดถอย ซึ่งเป็นทางเลือกโดยอัตโนมัติก่อนมีการคัดเลือก
2. วิธี Remove เป็นวิธีคัดตัวแปรต้นหนึ่งตัวหรือหลายตัวออกจากเส้นถดถอย ซึ่งต้องใช้ร่วมกับวิธี Enter
3. วิธี Forward เป็นวิธีคัดเลือกตัวแปรต้นเข้าในเส้นถดถอยทีละตัว ในขั้นตอนแรกจะคัดตัวแปรต้นที่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตามมากที่สุดเข้าในเส้นถดถอย แล้วทดสอบว่าตัวแปรต้นดังกล่าวผ่านเกณฑ์การคัดเลือกเข้าเป็นตัวแปรต้นในเส้นถดถอยหรือไม่ หากไม่ผ่านเกณฑ์การคัดเลือก จะยุติการคัดเลือกตัวแปรต้นในเส้นถดถอย และแสดงว่าไม่มีเส้นถดถอย แต่หากผ่านเกณฑ์การคัดเลือก แสดงว่าตัวแปรต้นดังกล่าวถูกคัดเลือกเข้าในเส้นถดถอย ในขั้นตอนที่สองคัดเลือกตัวแปรต้นที่เหลือที่มีค่าสัมบูรณ์ของสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์บางส่วนกับตัวแปรตาม เมื่อตัวแปรต้นในขั้นตอนที่หนึ่งถูกตรึงคงที่ไว้ (First-order partial correlation) ที่มีค่ามากที่สุดเข้าเป็นตัวแปรต้นในเส้นถดถอย แล้วทดสอบว่าตัวแปรต้นดังกล่าวผ่านเกณฑ์การคัดเลือกหรือไม่ หากไม่ผ่านเกณฑ์จะยุติการคัดเลือกเข้า และได้เส้นถดถอยจากขั้นตอนที่หนึ่ง แต่หากผ่านเกณฑ์จะได้เส้นถดถอยที่ประกอบด้วยตัวแปรต้น 2 ตัว แล้วดำเนินการในขั้นตอนที่สาม เช่นนี้เรื่อยไป

ทั้งนี้ จะกำหนดนัยสำคัญของสถิติ F เท่ากับ 0.05 หรือน้อยกว่า แต่นิยมใช้ 0.05 ซึ่งเป็นทางเลือกโดยอัตโนมัติก่อนมีการเลือก (คู่มือสั่งรอง Linear Regression: Option) โดยแต่ละตัวแปรต้นจะผ่านเกณฑ์การคัดเลือกเข้าในเส้นถดถอย ถ้า p-value ระดับนัยสำคัญที่กำหนด

4. วิธี Backward เป็นวิธีคัดเลือกตัวแปรต้นออกจากเส้นถดถอยทีละตัว ซึ่งตรงกันข้ามกับวิธี Forward โดยเริ่มจากเส้นถดถอยประกอบด้วยตัวแปรต้นทุกตัว ในขั้นตอนแรกจะทดสอบว่ามีตัวแปรต้นใดในเส้นถดถอยไม่ผ่านเกณฑ์การคัดเลือกออก หากทุกตัวแปรต้นผ่านเกณฑ์ จะยุติการคัดเลือกตัวแปรต้นออกจากเส้นถดถอย และได้ว่าเส้นถดถอยประกอบด้วยตัวแปรต้นทุกตัว แต่หากมีตัวแปรใดไม่ผ่านเกณฑ์ ซึ่งก็คือตัวแปรต้นที่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตามน้อยที่สุด ตัวแปรต้นดังกล่าวจะถูกถอดออกจากเส้นถดถอย ไม่ผ่านเกณฑ์การคัดเลือก หากผ่านเกณฑ์ จะยุติการคัดเลือกตัวแปรต้นออก และได้เส้นถดถอยที่ประกอบด้วยตัวแปรต้นที่เหลือ แต่หากมีตัวแปรต้นใดไม่ผ่านเกณฑ์ ซึ่งก็คือตัวแปรต้นที่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตามน้อยที่สุด ตัวแปรต้นดังกล่าวจะถูกคัดออกจากเส้นถดถอย แล้วดำเนินการในขั้นตอนที่สาม เช่นนี้เรื่อยไป

ทั้งนี้ จะกำหนดนัยสำคัญของสถิติ F เท่ากับ 0.1 หรือน้อยกว่า แต่นิยมใช้ 0.1 ซึ่งเป็นทางเลือกโดยอัตโนมัติก่อนมีการเลือก (คู่มือสั่งรอง Linear Regression: Option) โดยแต่ละตัวแปรต้นจะไม่ผ่านเกณฑ์ และถูกคัดออกจากเส้นถดถอย ถ้า p-value ระดับนัยสำคัญที่กำหนด

5. วิธี Stepwise เป็นวิธีคัดเลือกตัวแปรต้นในเส้นถดถอยที่ได้รับความนิยมมากที่สุด โดยในแต่ละขั้นตอนจะประกอบด้วยทั้งกรณีคัดตัวแปรต้นเข้าในเส้นถดถอยทีละตัว (Forward) และคัดออกทีละตัว (Backward) ดังนั้น จะประกอบด้วยเกณฑ์การคัดเลือก คือ เกณฑ์คัดตัวแปรต้นเข้าเส้นถดถอย และเกณฑ์คัดตัวแปรต้นออกจากเส้นถดถอย โดยในขั้นตอนแรกและขั้นตอนที่สอง จะเหมือนกับวิธี Forward โดยในขั้นตอนที่สอง หลังจากคัดตัวแปรเข้าในเส้นถดถอยได้สองตัวแล้ว จะทดสอบว่ามีตัวแปรต้นใดในเส้นถดถอยไม่ผ่านเกณฑ์การคัดเลือกออก ซึ่งจะเหมือนกับวิธี Backward ในขั้นตอนที่หนึ่ง หากทั้งสองตัวแปรต้นผ่านเกณฑ์การคัดเลือก ก็แสดงว่าเส้นถดถอยประกอบด้วยสองตัวแปรต้นดังกล่าวแล้วเริ่มขั้นตอนที่สาม แต่หากมีตัวแปรต้นใดไม่ผ่านเกณฑ์การคัดเลือกออก ตัวแปรต้นดังกล่าวจะถูกคัดออกจากเส้นถดถอย โดยเส้นถดถอยจะประกอบด้วยตัวแปรต้นที่เหลืออยู่เพียงตัวเดียว แล้วเริ่มขั้นตอนที่สาม เช่นนี้เรื่อยไป

ทั้งนี้ จะกำหนดระดับนัยสำคัญของสถิติ F เท่ากับ 0.05 หรือน้อยกว่า เพื่อเป็นเกณฑ์คัดตัวแปรต้นเข้าเส้นถดถอย และกำหนดระดับนัยสำคัญของสถิติ F เท่ากับ 0.1 หรือมากกว่า เพื่อเป็นเกณฑ์คัดตัวแปรต้นออกจากเส้นถดถอย ทั้งนี้ระดับนัยสำคัญของสถิติ F ของเกณฑ์คัดเข้าต้องน้อยกว่าของเกณฑ์คัดออกเสมอ โดยแต่ละตัวแปรต้นจะผ่านเกณฑ์การคัดเลือกเข้าในเส้นถดถอย ถ้า p-

value ระดับนัยสำคัญที่กำหนด ตลอดจนแต่ละตัวแปรต้นจะไม่ผ่านเกณฑ์ และถูกคัดออกจากเส้นถดถอย ถ้า p-value ระดับนัยสำคัญที่กำหนด

2.8 การเปลี่ยนแปลงปริมาณไอน้ำฝน

สุนันทา กิ่งไพบูลย์ และคณะ (2549) ได้ศึกษา การเปลี่ยนแปลงค่าไอน้ำฝนที่คำนวณจากข้อมูลจีพีเอสจากเดือนตุลาคม 2544 ถึงธันวาคม 2545 ของสถานีมหาวิทยาลัยขอนแก่น พบว่า ในฤดูแล้ง ค่าไอน้ำฝน (ราย 3 ชั่วโมง) จะมีค่าและมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ในช่วงประมาณ 20 - 60 มิลลิเมตร ซึ่งมีค่าความแตกต่างกันมากประมาณ 40 มิลลิเมตร และรอบของการเปลี่ยนแปลงจะมีระยะเวลา 1 หรือ 2 อาทิตย์ และค่าไอน้ำฝนมีค่าเพิ่มขึ้นก่อนที่จะเริ่มเข้าสู่ฤดูฝน (พฤษภาคม) การประมาณค่าไอน้ำฝนในระหว่างฤดูฝน ตั้งแต่พฤษภาคมถึงตุลาคม 2545 พบว่าปริมาณไอน้ำฝนในฤดูฝนจะมีค่าค่อนข้างสูง และเกือบจะคงที่อยู่ที่ประมาณ 60-70 มิลลิเมตร และเป็นที่น่าสังเกตว่า ช่วงระยะเวลาที่มีฝนทิ้งช่วง (ปลายมิถุนายนถึงกลางเดือนกรกฎาคม) ปริมาณไอน้ำฝนจะลดลงประมาณ 10 มิลลิเมตร และในกลางเดือนตุลาคมปริมาณไอน้ำฝนจะลดลงอย่างรวดเร็ว และพบว่าค่าไอน้ำฝนจะลดลงอย่างรวดเร็วหลังจากสิ้นสุดฤดูฝน (พฤศจิกายน) และค่าไอน้ำฝนจะมีปริมาณเพิ่มขึ้นก่อนฝนตกและลดลงหลังฝนตก

Cheng et al. (2003) ได้ประมาณค่าไอน้ำฝนด้วยข้อมูลอุตุนิมวิทยา ทำการศึกษาข้อมูลระหว่างปี 1998-2000 พบว่า ค่าไอน้ำฝนจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วในช่วงเวลาก่อนฝนตก และได้เสนอว่าความสัมพันธ์ระหว่างค่าไอน้ำฝนและปริมาณฝนที่ตกจริงเป็นเรื่องที่นำศึกษาในอนาคต

Cheng and Liou (2003) ได้ทำการศึกษาความผันแปรของค่าไอน้ำฝนคำนวณจากข้อมูลจีพีเอสในไต้หวัน ข้อมูลที่ใช้ศึกษาเป็นข้อมูล 3 เดือน (1 มิถุนายน-31 สิงหาคม 1998) พบว่า ค่าไอน้ำฝนมีค่าเพิ่มขึ้นในช่วงบ่าย มีค่าสูงสุดเวลา 19.00 น. และมีค่าต่ำสุดเวลา 23.30 น. ความผันแปรของอุณหภูมิในรอบวัน พบว่าอุณหภูมิมีค่าเพิ่มขึ้นตั้งแต่เวลา 7.00 น. เป็นต้นไป และมีค่าสูงสุดเวลา 12.00 น. เฉลี่ย 32.63 องศาเซลเซียส ฝนที่ตกในช่วงฤดูร้อนของไต้หวันส่วนมากจะตกในช่วงบ่าย (14.00-16.00 น.) และช่วงเย็น (17.00-19.00 น.) ค่าไอน้ำฝนเพิ่มขึ้นในช่วงบ่าย ทำให้ไอน้ำเกิดการสะสมในชั้นบรรยากาศจนกระทั่งตกลงมาเป็นฝน ในกรณีที่เกิดฝนตกหนัก พบว่าไอน้ำฝนมีค่าสูงประมาณ 50 มิลลิเมตรหรือมากกว่านั้น จึงมีความเป็นไปได้ว่าสามารถนำค่าไอน้ำฝนซึ่งมีค่าสูงนี้มาเป็นตัวบ่งชี้ในการพยากรณ์การเกิดฝนตกหนักในไต้หวันได้

Fujita et al. (2004) ได้ทำการศึกษาความผันแปรของปริมาณไอน้ำฝนที่ได้จากการบันทึกข้อมูลด้วยจีพีเอสในประเทศไทย ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาได้จากการบันทึกข้อมูลระหว่างปี 1998-1999 การศึกษาแบ่งออกเป็นฤดูแล้ง (มกราคม-เมษายน และ พฤศจิกายน-ธันวาคม) และฤดูฝน

(พฤษภาคม-ตุลาคม) พบว่า ความผันแปรของค่าไอน้ำฝนในรอบวันมีค่าน้อยกว่า 1 มิลลิเมตร และมีความคลาดลงในช่วงเช้า ความแตกต่างของการเปลี่ยนแปลงค่าไอน้ำฝนระหว่างฤดูแล้งและฤดูฝนพบว่ามีความแตกต่างกันอย่างชัดเจน ฤดูแล้งรอบของการเปลี่ยนแปลงอยู่ระหว่าง 10-15 วัน มีความแตกต่างของค่าไอน้ำฝนมาก ประมาณ 40 มิลลิเมตร ส่วนฤดูฝนมีการเปลี่ยนแปลงค่าไอน้ำฝนน้อยกว่าฤดูแล้ง และมีค่าไอน้ำฝนสูง อยู่ระหว่าง 50-60 มิลลิเมตร

Horikawa et al. (2004) ได้ทำการศึกษาความผันแปรของค่าปริมาณไอน้ำฝนที่คำนวณจากข้อมูลจีพีเอสในรอบวัน ซึ่งติดตั้งจีพีเอสเพื่อบันทึกข้อมูลไอน้ำฝนที่มหาวิทยาลัยขอนแก่น ได้แบ่งการศึกษาออกเป็น 2 ช่วง คือ ฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-ธันวาคม 2001 มกราคม-เมษายน 2002) และฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม 2002) พบว่าความผันแปรของไอน้ำฝนในรอบวัน ทั้ง 2 ฤดูกาล มีความแตกต่างกันน้อย ฤดูฝนแตกต่าง 1.85 มิลลิเมตร ฤดูแล้งแตกต่าง 1.46 มิลลิเมตร และค่าไอน้ำฝนจะลดลงในช่วงเช้า ฤดูฝน ปริมาณไอน้ำฝน จะมีค่าน้อยสุด เวลา 7.00 น. ฤดูแล้งจะมีค่าไอน้ำฝนน้อยสุดเวลา 4.00 น. และจะมีปริมาณเพิ่มขึ้นในช่วงเย็น ค่าไอน้ำฝนมีค่ามากตั้งแต่ช่วงบ่ายถึงเที่ยงคืน

Kingpaiboon and Satomura (2005) ทำการศึกษากการเปลี่ยนแปลงค่าไอน้ำฝนในรอบฤดูกาล พบว่า ค่าไอน้ำฝนในฤดูฝนอยู่ระหว่าง 60-70 มิลลิเมตร และเมื่อฝนทิ้งช่วงในกลางเดือนกรกฎาคม 2002 ค่าไอน้ำฝนลดลงประมาณ 10 มิลลิเมตร และหลังจากสิ้นสุดฤดูฝนแล้วค่าไอน้ำฝนจะลดลงอย่างรวดเร็ว ส่วนการเปลี่ยนแปลงค่าไอน้ำฝนในช่วงฤดูแล้งอยู่ในช่วง 20-60 มิลลิเมตร ซึ่งมีความแตกต่างกันมาก โดยที่ค่าไอน้ำฝนจะเพิ่มขึ้นก่อนเข้าสู่ฤดูฝน

จอมภพ แวศักดิ์ (2546) ได้ศึกษา การหาปริมาณไอน้ำฝนเหนือกรุงเทพมหานคร โดยทำการอินทิเกรตสมการการกระจายตัวทางดิ่งของปริมาณไอน้ำฝน ตั้งแต่ระดับพื้นผิวจนกระทั่งถึงระดับสูงสุดของชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ พบว่า ปริมาณไอน้ำฝนที่ระดับพื้นผิวมีค่าอยู่ในช่วง 3.85 ถึง 5.06 มิลลิเมตร ปริมาณไอน้ำฝนตั้งแต่ระดับพื้นผิวจนกระทั่งถึงระดับสูงสุดของชั้นโทรโปสเฟียร์ มีค่าอยู่ในช่วง 74 ถึง 154 มิลลิเมตร ตลอดทั้งปี และมีค่าแปรผันตามอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

2.9 การประยุกต์ใช้ปริมาณไอน้ำฝนจากข้อมูลจีพีเอส

Nosiko et al. (2000) ศึกษา ความสัมพันธ์เชิงสถิติระหว่างฝนและไอน้ำฝนที่คำนวณจากข้อมูลจีพีเอสในเขตโตเกียว ประเทศญี่ปุ่น ระหว่างเดือนเมษายน 1996 ถึงเดือนธันวาคม 1997 ใช้ข้อมูลไอน้ำฝน ปริมาณฝน และอุณหภูมิราย 3 ชั่วโมงของ 12 สถานี พบว่าการเกิดฝนมีความสัมพันธ์กับปริมาณไอน้ำฝน

Nakamura et al. (2004) ทำการศึกษาการนำเข้ค่าไอน้ำฝนที่บันทึกด้วยจีพีเอสในแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในการทำนายอากาศของญี่ปุ่น (JMA Mesoscale Numerical Weather Prediction Model) โดยการนำเข้ข้อมูลไอน้ำฝนด้วย 2 วิธีที่แตกต่างกันคือ วิธี Optimum Interpolation (OI) และ 4-dimensional variational (4D-Var) พบว่า สามารถประยุกต์ใช้ไอน้ำฝนด้วยการนำเข้ปริมาณไอน้ำฝนสู่แบบจำลองการพยากรณ์ฝน ซึ่งฝนที่ได้จากการจำลองมีค่าใกล้เคียงกับฝนที่ตกจริง

Iwabuchi et al. (2005) ทำการศึกษาการนำเข้ไอน้ำฝนในแบบจำลอง WRF (Weather Research and Forecasting Model) ผลการศึกษาพบว่า ปริมาณไอน้ำฝนมีผลทางบวกกับการพยากรณ์ฝน และช่วยลดความคลาดเคลื่อนของการพยากรณ์ฝน ผลของการพยากรณ์ฝนจะถูกต้องยิ่งขึ้นเมื่อใช้ไอน้ำฝนร่วมกับลม (Wind profiler) เข้สู่สมการพยากรณ์ฝน

Marcus et al. (2007) ทำการศึกษาผลของการนำเข้ไอน้ำฝนในแบบจำลองการพยากรณ์ปริมาณฝนในรัฐแคลิฟอร์เนีย สหรัฐอเมริกา พบว่า ปริมาณไอน้ำฝนก่อนฝนตก 3-6 ชั่วโมง มีผลต่อปริมาณฝน

Kawabata et al. (2007) ทำการศึกษาการนำเข้ข้อมูลและการพยากรณ์ฝนที่ตกหนักในเขต นาริตะ กรุงโตเกียว ประเทศญี่ปุ่น ด้วยแบบจำลอง NHM-4DVAR (Cloud-resolving Nonhydrostatic 4-Dimensional Variational) ซึ่งการศึกษานี้ควบคุมตัวแปร ลมในแนวตั้งและแนวนอน ความกดอากาศจริงในแนวตั้ง (Nonhydrostatic pressure) อุณหภูมิศักย์ (Potential temperature) ความกดอากาศพื้นผิว และความชื้นสัมพัทธ์ (Pseudo relative humidity) ส่วนข้อมูลที่นำเข้ในแบบจำลองการพยากรณ์ได้แก่ ลมที่ได้จากเรดาร์ (Doppler radar) ปริมาณไอน้ำฝนที่ได้คำนวณจากข้อมูลด้วยจีพีเอส และอุณหภูมิพื้นผิว พบว่า ปริมาณไอน้ำฝนในขณะนั้นมีมากกว่า 60 มิลลิเมตร

Kingpaiboon et al. (2007) ได้ทำการติดตามการตกของฝนจากค่าไอน้ำฝนที่คำนวณจากข้อมูล จีพีเอส ระหว่างปี 2001-2002 ของสถานีมหาวิทยาลัยขอนแก่น เป็นการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างไอน้ำฝนและฝน ซึ่งศึกษาทั้งความสัมพันธ์รายวัน ราย 3 ชั่วโมง และปริมาณฝนสะสมราย 3 ชั่วโมง พบว่า ค่าเฉลี่ยของค่าไอน้ำฝนราย 3 ชั่วโมงคือ 49.75 มิลลิเมตร และค่าเฉลี่ยของฝนราย 3 ชั่วโมง คือ 0.49 มิลลิเมตร และสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์บางส่วนแบบอโตของค่าไอน้ำฝนและฝนรายวันมีค่าสูง จึงมีความเป็นไปได้สูงในการพัฒนานำค่าไอน้ำฝนมาช่วยในการพยากรณ์หรือสร้างแบบจำลองฝน

Falvey and Beavan (2002) ทำการศึกษาการนำเข้ปริมาณไอน้ำฝนในแบบจำลอง Mesoscale Model ของฝนที่เกิดจากทิวเขาขวางทางลม (Orographic rainfall) พบว่า สามารถ

พยากรณ์ปริมาณฝนที่ได้จากการนำเข้าปริมาณไอน้ำฝนได้ดีกว่าแบบจำลองที่ไม่มีการนำเข้าปริมาณไอน้ำฝน และให้การพยากรณ์ปริมาณฝนดียิ่งขึ้นเมื่อใช้ข้อมูลปริมาณไอน้ำฝนรวมกับการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิที่ได้จากวิทยุหึ่งอากาศ (Radiosonde)

ประเทศไทยมีการศึกษาเกี่ยวกับไอน้ำฝนจากข้อมูลจีพีเอส และการพัฒนาแบบจำลองการพยากรณ์อากาศโดยการนำเข้าไอน้ำฝนมีน้อย ในขณะที่ต่างประเทศมีการพัฒนาอย่างก้าวกระโดด ดังนั้นการศึกษความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับไอน้ำฝนและตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยา เพื่อนำไปสู่การพยากรณ์ฝนและการพัฒนาแบบจำลองการพยากรณ์ฝนในประเทศไทยจึงน่าจะมีประโยชน์ต่อประเทศชาติ

2.10 การพัฒนาการพยากรณ์ฝนในประเทศไทย

การพยากรณ์อากาศด้วยคอมพิวเตอร์ของกรมอุตุนิยมวิทยาที่ใช้อยู่ในปัจจุบันมีการพยากรณ์อากาศโดยใช้แบบจำลองที่แตกต่างกัน 5 แบบ คือ Global Model, Asia Model, Thai Model, MM5 และ WRF ซึ่งแบบจำลองการพยากรณ์อากาศที่นักวิจัยในประเทศไทยนิยมนำมาประยุกต์ใช้ในการศึกษาวิจัย คือ แบบจำลอง MM5 และ WRF ซึ่งการศึกษาวิจัยและพัฒนาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนและตัวแปรต่างๆ และวิวัฒนาการของรูปแบบการพยากรณ์ฝนโดยใช้แบบจำลอง มีรายละเอียดดังต่อไปนี้

พูนศักดิ์ ศิริ โฉม (2536) ได้ศึกษารูปแบบการพยากรณ์ปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือนจากองค์ประกอบอุตุนิยมวิทยา โดยมีวิธีการศึกษา 3 ขั้นตอน ประกอบด้วย ขั้นตอนแรกศึกษารูปแบบพยากรณ์ความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนรายเดือนกับปัจจัยอุตุนิยมวิทยาบางตัวที่เหมาะสมที่มีในรูปแบบโดยวิธีถดถอยพหุ (Multiple Regression) ขั้นตอนที่สองศึกษาความสัมพันธ์ของปัจจัยอุตุนิยมวิทยาโดยการวิเคราะห์เส้นตรง แล้วได้ทดสอบความมีนัยสำคัญทางสถิติ และขั้นตอนที่สามเป็นการพยากรณ์ค่าของข้อมูลที่เข้าในรูปแบบของการวิเคราะห์ปริมาณฝนเฉลี่ย การวิเคราะห์ใช้วิธีของบ็อกซ์ และเจนกินส์ จากการวิเคราะห์ด้วยวิธีการถดถอยพหุ ได้รูปแบบพยากรณ์น้ำฝนเฉลี่ยของ อ.เมือง จ.เชียงใหม่ ดังสมการ (2.57)

$$R = -2007.959 + 21.759 * HUM_MEAN + 67.260 * TEM_MEAN + 13.278 * CLOUD - 66.008 * DEW + X \quad (2.57)$$

เมื่อ R = ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย มีหน่วยเป็นมิลลิเมตร
 HUM_MEAN = ความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยรายเดือน มีหน่วยเป็นเปอร์เซ็นต์

TEM_MEAN	= อุณหภูมิเฉลี่ยรายเดือน มีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส
CLOUD	= ปริมาณเมฆเฉลี่ยรายเดือน มีหน่วยเป็นเดคา
DEW	= อุณหภูมิจุดน้ำค้างเฉลี่ยต่อเดือน มีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส
X	= ค่าคงที่ โดยมีค่า เท่ากับ 0 ในฤดูร้อน เท่ากับ 4.571 ในฤดูหนาว

และเท่ากับ 2.207 ในฤดูฝน

จากการศึกษาพบว่ามี การนำปัจจัยอุตุนิยมวิทยาอื่น ๆ เช่น อุณหภูมิเฉลี่ยรายเดือน, ความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยรายเดือนและ องค์ประกอบอื่น ๆ มาใช้ในการพยากรณ์ฝน เป็นแนวความคิดที่น่าสนใจและสามารถนำหลักการดังกล่าวไปประยุกต์ใช้ได้

การุณย์ อักกาณูจณ์วณิชย์ (2538) ได้ทำการวิเคราะห์การกระจายและแนวโน้มของฝนแล้งในภาคตะวันออกเฉียงเหนือโดยใช้ข้อมูลปริมาณฝนรายวัน จำนวนวันฝนตกและจำนวนฝนทิ้งช่วงสูงสุดรายปี ระหว่างปี พ.ศ. 2495 – 2534 เพื่อหาสมการการกระจายความถี่ที่เหมาะสมในการวิเคราะห์แนวโน้มและการกระจายตามพื้นที่ของฝนแล้งในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ผลการศึกษาพบว่าสมการการกระจายความถี่ที่เหมาะสมในการวิเคราะห์ฝนแล้ง คือ

1. สมการ Normal เหมาะสมกับข้อมูลปริมาณฝนและจำนวนวันฝนตกรายปี ปริมาณฝนและจำนวนวันฝนตกหลังเกิดสภาวะฝนทิ้งช่วง
2. สมการ Two Parameter Lognormal เหมาะสมกับข้อมูลจำนวนวันฝนทิ้งช่วงสูงสุดรายปี
3. สมการ Extreme Value Type I เหมาะสมกับข้อมูลปริมาณฝนและจำนวนวันฝนตกก่อนเกิดสภาวะฝนทิ้งช่วง ปริมาณฝนและจำนวนวันฝนตกนอกฤดูฝน

จากค่าเฉลี่ยของข้อมูลทั้งหมดที่ศึกษาสรุปได้ว่า แนวโน้มของจำนวนวันฝนตกรายปีมีอัตราการเพิ่มขึ้นเล็กน้อยคือ 0.15 วันต่อปี การเกิดสภาวะฝนแล้งรายปีเกิดห่างกันเฉลี่ย 3 ปีต่อครั้ง แนวโน้มของสภาวะฝนทิ้งช่วงมีอัตราการเพิ่มขึ้นเล็กน้อยคือ 0.05 วันต่อปี การเกิดสภาวะทิ้งช่วงยาวนานเกิดห่างกันเฉลี่ย 5 ปีต่อครั้ง โดยรวมแล้วพื้นที่ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือแบ่งตามสภาวะปริมาณฝน โดยเขตที่มีสภาวะฝนแล้ง คือ จังหวัดชัยภูมิ ขอนแก่น นครราชสีมา และเลย เขตที่มีสภาวะฝนชุ่มชื้น คือ จังหวัดนครพนม และหนองคาย

ประเสริฐ สุวรรณยุคบดิน (2537) ได้ศึกษาลักษณะการแจกแจงความน่าจะเป็น 5 แบบ ได้แก่

1. แบบแกมมา
2. แบบลอกลอการมอล 2 พารามิเตอร์
3. แบบเพียร์สันชนิดที่ 3
4. แบบล็อกเพียร์สันชนิดที่ 3



5. แบบกัมเบล

โดยได้นำการแจกแจงทั้ง 5 แบบไปวิเคราะห์ ปริมาณน้ำฝนสูงสุดรายปีในช่วงเวลา 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10 และ 15 วัน สำหรับสถานีอุตุนิยมวิทยา 9 แห่ง ที่มีการเก็บข้อมูลรายวันตั้งแต่ 30 ปีขึ้นไปในจังหวัดสุราษฎร์ธานี ทำการประมาณค่าพารามิเตอร์ ด้วยวิธีโมเมนต์และทดสอบความเหมาะสมของการแจกแจงต่างๆ ด้วยการทดสอบแบบไคสแควร์และทดสอบด้วยวิธีของโคโมโกรอบสมายนอบ ผลการวิจัยพบว่าการแจกแจงแบบใดแบบหนึ่งจะไม่เหมาะสมกับข้อมูลปริมาณน้ำฝนสูงสุดสำหรับทุกช่วงเวลา ในช่วงเวลาหนึ่งการแจกแจงแบบหนึ่งอาจเหมาะสมกับสถานีหนึ่งแต่อาจจะไม่เหมาะสมกับอีกสถานีหนึ่งในช่วงเวลาเดียวกัน โดยการแจกแจงความน่าจะเป็นที่เหมาะสมที่สุดส่วนใหญ่ได้แก่การแจกแจงลอกนอร์มอลแบบ 2 พารามิเตอร์ และการแจกแจงเพียร์สันชนิดที่ 3 การทดสอบความเหมาะสมของการแจกแจงต่างๆ ด้วยการทดสอบแบบไคสแควร์และการทดสอบด้วยวิธีของโคโมโกรอบสมายนอบ ส่วนใหญ่จะให้ผลสอดคล้องกัน

ประเสริฐ อังสุรัตน์ (2537) ได้ประเมินปริมาณน้ำฝนในภาคเหนือของประเทศไทยโดยใช้ข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียม ผลการประเมินปริมาณน้ำฝนในภาคเหนือของประเทศไทยสรุปได้ว่าความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนและอุณหภูมิยอดเมฆอยู่ในรูปสมการถดถอยไม่เชิงเส้น ที่มีนัยสำคัญทางสถิติ ได้รูปแบบสมการดังนี้

$$P = 135.03T_p^{-24.8} \quad (2.58)$$

$$P = 145.26T_a^{-26.69} \quad (2.59)$$

$$P_i = 126.12T_p^{-23.17} \quad (2.60)$$

เมื่อ P = ปริมาณฝน มีหน่วยเป็นมิลลิเมตร

P_i = ความแรงฝนสูงสุดใน 60 นาที มีหน่วยเป็นมิลลิเมตร

T_p = อุณหภูมิยอดเมฆ มีหน่วยเป็นเคลวิน

T_a = อุณหภูมิยอดเมฆเฉลี่ย มีหน่วยเป็นเคลวิน

ธีระพงษ์ เสาวภาคย์ (2539) ทำการประเมินปริมาณน้ำฝนที่ทำให้เกิดอุทกภัยจากข้อมูลดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา ผลการวิเคราะห์ปริมาณน้ำฝนซึ่งเป็นสาเหตุของการเกิดอุทกภัยอย่างฉับพลัน ในบริเวณที่ราบของภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคตะวันออก และภาคใต้ของ

ประเทศไทย โดยได้ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนและอุณหภูมิยอดเมฆ อยู่ในรูปสมการถดถอยไม่เชิงเส้น คือ

$$\text{ภาคเหนือ} \quad P = 1.1102 \times 10^{13} T^{-4.8288} \quad (2.61)$$

$$\text{ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ} \quad P = 4.4905 \times 10^{10} T^{-3.8012} \quad (2.62)$$

$$\text{ภาคตะวันออก} \quad P = 5.238 \times 10^{12} T^{-4.6683} \quad (2.63)$$

$$\text{ภาคใต้} \quad P = 2.4916 \times 10^{11} T^{-4.0804} \quad (2.64)$$

เมื่อ P = ปริมาณฝน หน่วยเป็นมิลลิเมตร

T = อุณหภูมิยอดเมฆ หน่วยเป็นเคลวิน

ซึ่งมีค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ (R^2) เท่ากับ 0.71 , 0.73 , 0.70 และ 0.71 ตามลำดับ จากผลการศึกษาดังกล่าวเมื่อทราบอุณหภูมิยอดเมฆจากข้อมูลดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาจะสามารถคาดคะเนปริมาณน้ำฝนที่เป็นสาเหตุของอุทกภัยอย่างฉับพลันได้

สิริพร กมลธรรม (2543) ได้วิเคราะห์รูปแบบน้ำฝนเชิงพื้นที่และเชิงเวลาในภาคตะวันออกเฉียงเหนือและได้สร้างฐานข้อมูลที่ได้จากการวิเคราะห์น้ำฝน โดยการใช้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายวันจาก 264 สถานี กระจายครอบคลุมภาคตะวันออกเฉียงเหนือ นำค่ามัธยฐานของข้อมูลน้ำฝนในช่วงเวลาต่าง ๆ ไปประมาณค่าน้ำฝนเชิงพื้นที่ด้วยวิธีค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่ร่วมกับการถ่วงน้ำหนักแบบการลดลงเชิงเส้น พบว่า ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยทั้งปีมีรูปแบบการเพิ่มจากทิศตะวันตกเฉียงใต้ไปยังทิศตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดนครราชสีมาปริมาณน้ำฝนน้อยที่สุด จังหวัดนครพนมและหนองคายมีปริมาณน้ำฝนมากที่สุด ปริมาณน้ำฝนรายเดือนของพื้นที่ด้านตะวันตกเฉียงใต้ของภาคสูงสุดในเดือนกันยายน ส่วนพื้นที่ด้านตะวันออกเฉียงเหนือของภาคสูงสุดในเดือนสิงหาคม จากการศึกษาพบว่าข้อสรุปผลการศึกษาสอดคล้องกับสภาพความจริงของพื้นที่ สามารถนำไปเปรียบเทียบกับแบบจำลองที่ใช้ในการพยากรณ์น้ำฝนว่าสอดคล้องกับสภาพความเป็นจริงของพื้นที่หรือไม่

รัชชัช สิริกานติโสภณ (2544) ทำการศึกษาแบบจำลองการพยากรณ์อากาศ MM5 เพื่อใช้ในการพยากรณ์ฝน โดยเลือกใช้วิธีการพยากรณ์ปริมาณฝนของ Kuo กับ Grell พยากรณ์ปริมาณฝนเมื่อ

วันที่ 21 พฤศจิกายน 2543 ซึ่งมีฝนตกหนักทางภาคใต้ของไทย พบว่า วิธีการพยากรณ์ทั้ง 2 วิธี สามารถใช้ในการพยากรณ์ฝนในประเทศไทยได้ ซึ่งวิธีของ Kuo แสดงปริมาณฝนในแบบปริมาณฝนสะสมรวมที่เกิดจากเมฆที่ก่อตัวในแนวตั้ง โดยค่าปริมาณฝนที่สถานีสงขลามีค่ามากกว่าที่ตรวจวัดได้จริง ในขณะที่สถานีสนามบินสงขลามีค่าใกล้เคียงกับค่าที่ตรวจวัดได้จริง วิธีของ Grell จะแสดงปริมาณฝนในแบบปริมาณฝนสะสมรวมที่เกิดจากเมฆที่ก่อตัวในแนวตั้ง โดยทั้ง 2 สถานีมีค่าน้อยกว่าที่ตรวจวัดได้จริง และปริมาณฝนในแบบปริมาณฝนสะสมจากเมฆที่ไม่ได้ก่อตัวในแนวตั้ง ทั้งสถานีสงขลาและสถานีสนามบินสงขลามีค่ามากกว่าที่ตรวจวัดได้จริง

กฤตพร ทีปประพันธ์ณี (2545) ทำศึกษาการพยากรณ์พฤติกรรมของฝนรายวันโดยการวิเคราะห์เชิงสโตแคสติก ทำการวิเคราะห์ข้อมูลด้วยหลักทางสถิติและสโตแคสติก พบว่าแบบจำลองทางสโตแคสติกที่เหมาะสม เป็นแบบจำลองการถดถอยในตัวเอง ซึ่งจากการวิเคราะห์ทางสโตแคสติกพบว่ามีความสัมพันธ์กับช่วงเวลาถัดไป เมื่อทำการทดสอบการพยากรณ์ฝนรายวันพบว่า การพยากรณ์ฝนจากแบบจำลองให้ค่าใกล้เคียงกับปริมาณฝนที่ตกจริงในพื้นที่

Stidd (1997) เสนอวิธีการแปลงข้อมูลฝนด้วยการถดถอยที่สามของตัวแปร ซึ่งจะช่วยให้เมื่อนำข้อมูลฝนดังกล่าวมาใช้เป็นตัวแปรในสมการ Regression ทำให้สมการมีความน่าเชื่อถือเพิ่มขึ้น จากการศึกษาจึงมีแนวความคิดจะแปลงข้อมูลน้ำฝนด้วยการถดถอยที่สาม ในการวิเคราะห์ข้อมูลเพื่อใช้ในการพยากรณ์ฝนด้วยค่าไอน้ำฝนที่คำนวณจากข้อมูลจีพีเอสและปัจจัยอุตุนิยมวิทยา

สุบรร ผลกะสิ (2547) ทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับปัจจัยอุตุนิยมวิทยา ได้แก่ อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ ความกดอากาศ ความเร็วลม ความนานแสง ปริมาณเมฆ น้ำระเหย และทัศนวิสัย สำหรับภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จำนวน 16 สถานี นำมาทำการวิเคราะห์การถดถอยและสหสัมพันธ์พหุคูณแบบ Stepwise เพื่อเป็นการคัดเลือกตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาที่เหมาะสมเข้าสู่สมการพยากรณ์ปริมาณฝน โดยแบ่งช่วงเวลาในการวิเคราะห์เป็น ราย 3 วัน, 7 วัน, 15 วันและรายเดือน จากการศึกษาเป็นการวิเคราะห์การถดถอยและสหสัมพันธ์พหุคูณระหว่างปริมาณฝนกับปัจจัยอุตุนิยมวิทยาเท่านั้น ยังไม่มีการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับปริมาณไอน้ำฝนที่ถูกลบทิ้งด้วยจีพีเอส ซึ่งจากการศึกษาดังกล่าวพบว่า สมการพยากรณ์ปริมาณน้ำฝน ของสถานีขอนแก่นดังแสดงในตารางที่ 2.3 ซึ่งจะพบว่าตัวแปรสำคัญที่เข้าสู่สมการ คือ ความชื้นสัมพัทธ์ ปริมาณเมฆ และอุณหภูมิ

ตารางที่ 2.3 สมการการพยากรณ์ปริมาณฝนกับปัจจัยอุตุนิยมวิทยา

ช่วงเวลา	สมการ	R ²
3 วัน	$Y_3 = 59.36 + 0.159\text{CLOUD}_3 + 0.051\text{RELH}_3 + 0.099\text{SPEED}_3 - 0.062\text{PRESS}_3 - 0.13\text{VIS}_3$	0.57
7 วัน	$Y_7 = 101.946 + 0.238\text{CLOUD}_7 + 0.06\text{RELH}_7 + 0.121\text{SPEED}_7 - 0.105\text{PRESS}_7 - 0.13\text{VIS}_7$	0.65
15 วัน	$Y_{15} = -10.924 + 0.3\text{CLOUD}_{15} + 0.217\text{TEMP}_{15} + 0.073\text{RELH}_{15} + 0.104\text{SPEED}_{15}$	0.72
1 เดือน	$Y_M = -19.844 + 0.131\text{CLOUD}_M + 0.432\text{TEMP}_M + 0.157\text{RELH}_M$	0.79

เมื่อ CLOUD = ปริมาณเมฆ มีหน่วยเป็น เดคา
 RELH = ความชื้นสัมพัทธ์ มีหน่วยเป็น เปอร์เซนต์
 SPEED = ความเร็วลม มีหน่วยเป็น น็อต
 PRESS = ความกดอากาศ มีหน่วยเป็น เฮกโตพาสคัล
 VIS = ทิศนวิสัย มีหน่วยเป็น กิโลเมตร
 TEMP = อุณหภูมิ มีหน่วยเป็น องศาเซลเซียส

เถลิงเกียรติ ทักษิณาเวศน์ (2548) ได้ทำการศึกษาการพยากรณ์น้ำฝนโดยแบบจำลอง คาดคะเน โดยทำการศึกษาในภาคตะวันออกเฉียงเหนือใช้แบบจำลอง AR(p) MA(q) ARMA(p,q) ARIMA(p,d,q) และ ARIMA(P,D,Q) พบว่าแบบจำลองที่เหมาะสมในการพยากรณ์ฝนราย 15 วัน สมการอยู่ในรูปแบบ ARIMA(P,D,Q) ฝนรายเดือนสมการอยู่ในรูปแบบ ARIMA(P,D,Q) และฝน รายป้อยู่ในรูปแบบ ARIMA(p,d,q) ซึ่งการศึกษานี้ยังไม่ได้้นำปัจจัยอื่นๆ เข้ามาเพื่อทำการวิเคราะห์ เช่น อุณหภูมิ ความนานแสงแดด ระยะทางทัศนวิสัย ความเร็วลม ปริมาณเมฆ ความชื้นสัมพัทธ์ การระเหย ความกดอากาศ มาวิเคราะห์การถดถอยและสหสัมพันธ์พหุคูณ นอกจากนี้แล้วยังไม่ได้ นำปัจจัยของไอน้ำฝนเข้ามาศึกษาความสัมพันธ์เพื่อพยากรณ์ฝนอีกด้วย

สุวิทย์ เลาหศิริวงศ์ และคณะ (2550) ทำการศึกษาความเป็นไปได้ของการใช้แบบสร้างข้อมูล ภูมิอากาศในแบบจำลองการปลูกพืชของจังหวัดขอนแก่น โดยใช้สมการพยากรณ์ปริมาณน้ำฝน 3 วิธีคือ ตัวแบบการถดถอยเชิงซ้อนเพื่อแยกอิทธิพลเนื่องจากแนวโน้ม และฤดูกาล การหาค่าเฉลี่ย โดยนำข้อมูลฝนรายเดือนมาหาค่าเฉลี่ยเพื่อใช้ในการพยากรณ์ฝนในปีถัดไป และการแยกตัว ประกอบผลคูณ จากการศึกษาเปรียบเทียบพบว่าวิธีการแยกตัวประกอบผลคูณให้ค่าพยากรณ์ ใกล้เคียงกับปริมาณฝนจริงมากที่สุด (R เข้าใกล้ 1 เมื่อพล็อตกราฟปริมาณฝนจริงกับฝนพยากรณ์)

จากที่ได้กล่าวข้างต้นประเทศไทยยังไม่ได้ศึกษาการนำเข้าปริมาณไอน้ำฝน เข้าสู่แบบจำลอง อากาศ ดังนั้นจึงน่าจะมีการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณไอน้ำฝนร่วมกับปัจจัยอุตุนิยมวิทยา กับปริมาณฝน เพื่อพัฒนาการพยากรณ์ฝนให้มีความถูกต้องและแม่นยำมากขึ้น