

บทที่ 2

ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

การประมาณปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ขึ้นอยู่กับการนำไปประยุกต์ใช้งานซึ่งต้องการรู้ความละเอียดของพื้นที่และเวลา เช่น พื้นที่รับน้ำ ชนิดของเหตุการณ์ฝน และชนิดของแบบจำลองที่นำมาใช้ (Cole และ Moore, 2008) ความถูกต้องแม่นยำในการประมาณปริมาณน้ำฝนในพื้นที่รายชั่วโมงด้วยช่วงเวลาที่ยาวขึ้นจะทำให้สามารถประมาณการปริมาณน้ำท่วมและพยากรณ์ได้ ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ คือ ข้อมูลที่อยู่ในเชิงพื้นที่และเวลาที่ต่อเนื่องกัน อีกทั้งครอบคลุมพื้นที่ขนาดใหญ่ และข้อมูลที่เป็นเวลาเดียวกันกับเวลาเกิดเหตุการณ์ฝน

การตรวจวัดปริมาณฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศจะรวมเอาความคลาดเคลื่อน (Errors) และความไม่แน่นอน (Uncertainties) ต่างๆ ไว้ด้วย (Fabry et al., 1994 ; Jordan et al., 2000 ; Krajewski and Smith, 2002; Chumchaen et al., 2006) ดังนั้นจึงมีการวิจัยเพื่อเสนอวิธีที่จะทำปรับปรุงความถูกต้องในการประมาณปริมาณน้ำฝนมากกว่า 60 ปี ซึ่งก็รวมทั้งขั้นตอนวิธีการที่จะกำจัดค่าความคลาดเคลื่อนและความไม่แน่นอนที่เกิดจากการตรวจวัดค่าพลังงานสะท้อนกลับของเรดาร์ (Anagnatsou and Morales, 2001; Chumchean et al., 2004a; Ozturk and Yilmazer, 2007) และการความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากแปลงค่า Z-R (Joss and Waldvogel, 1990; Liu, 1995; Collier, 1996; Chumchean et al. 2008) และค่าคลาดเคลื่อนรวมทั้งหมดในการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลเรดาร์ (Seed and Austin, 1990; Barnston, 1991; Bradley et al., 1997; Anagnostou et al., 1998; Krajewski and Smith 2002; Chumchean et al. 2006; Ciach et al., 2007; Garmann et al., 2009)

ปกติการดำเนินการตรวจวัดโดยเรดาร์จะทำการตรวจวัดโดยกวาดเป็น volume 3 มิติ โดยทำการหมุนเสาอากาศไปรอบๆ ในแนวตั้ง เพื่อทำการตรวจวัดสัญญาณสะท้อนกลับ ซึ่งลำพลังงานที่ส่งออกไปในบรรยากาศจะมีรูปร่างคล้ายกรวย อัตราการหมุนเสาอากาศรอบแกนของเรดาร์ที่ใช้ในแต่ละ Volume จะใช้มุมคงที่ และหมุนไปในทิศทางเดียวกัน ในเวลาหนึ่ง ๆ ต่อเนื่องกัน ซึ่งเวลาที่แตกต่างกันนี้แทนความถี่ หรือความละเอียดของเวลาในการดำเนินการของเรดาร์ (Wilson and brandes, 1979; Smith and Krajewski, 1991; Anagnostou et al., 1998; Chumchean, 2004; Piccolo and Chirico, 2005; Villarini et al., 2008)

โดยปกติการประมาณปริมาณน้ำฝนสะสมรายชั่วโมงสามารถคำนวณหาได้โดยหาผลคูณของความเข้มฝนเรดาร์ที่ตรวจวัดกับช่วงเวลาที่ทำการตรวจวัด แล้วทำการคำนวณให้เป็นปริมาณฝนสะสมรายชั่วโมง แต่เนื่องจากในความเป็นจริงแล้วฝนมีการเคลื่อนและเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว ดังนั้นจึงมีความคลาดเคลื่อนในการคำนวณหาปริมาณน้ำฝน

ฝนที่ตกลงมาบนบริเวณพื้นที่กรุงเทพมหานครเกิดขึ้นจากสภาวะเมฆก่อตัวในแนวตั้งดังที่กล่าวมาแล้วในบทที่ 1 และบริเวณที่ตั้งของกรุงเทพมหานครตั้งอยู่ที่ราบทางตอนกลางของประเทศ ไทย ดังนั้นฝนที่เกิดขึ้นครอบคลุมพื้นที่กรุงเทพมหานครจึงเป็นฝนที่เกิดจากสภาวะเมฆที่ก่อตัวในแนวตั้งและยังเกิดขึ้นตามความผันแปรของมรสุมซึ่งในการที่มีมรสุมพัดเข้าสู่ประเทศไทยนั้น ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนที่ตกลงมาในบริเวณพื้นที่กรุงเทพมหานคร บ่อยครั้งที่ทำให้เกิดน้ำท่วมฉับพลันหรือน้ำท่วมขังสร้างความเดือดร้อนให้กับประชากรที่อาศัยอยู่ในกรุงเทพมหานครเป็นอย่างมาก ยิ่ง สำหนักระบาย กรุงเทพมหานครจึงได้ทำการจัดตั้งเรดาร์ตรวจอากาศที่สถานีภาษีเจริญเพื่อใช้ข้อมูลในการป้องกันและพยากรณ์น้ำท่วม เรดาร์ภาษีเจริญนี้ดำเนินการตรวจวัดทุก ๆ 10 นาที และดังที่กล่าวมาแล้วข้างต้นว่าฝนที่ตกลงมาในบริเวณพื้นที่กรุงเทพมหานครเป็นฝนที่เกิดจากสภาวะเมฆก่อตัวในแนวตั้ง ดังนั้นจึงมีความคลาดเคลื่อนในการประมาณปริมาณฝนรายชั่วโมงและการพยากรณ์ปริมาณน้ำฝน เพราะการฝนมีการเคลื่อนที่และมีการเปลี่ยนแปลงเร็วกว่าความถี่ในการตรวจวัดของเรดาร์

ดังนั้นในการวิจัยนี้จึงได้นำเสนอวิธีการคำนวณหาปริมาณน้ำฝนสะสมรายชั่วโมงโดยรวมการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนในช่วงเวลาที่เรดาร์ทำการตรวจวัด โดยใช้วิธี MVA เพื่อหาการเคลื่อนที่ของข้อมูลค่าสะท้อนกลับของภาพเรดาร์ 2 ภาพ ที่ทำการตรวจวัดต่อเนื่องกันเพื่อเพิ่มความถี่ของข้อมูลภาพเรดาร์ระหว่างช่วงเวลาที่ทำการตรวจวัด

ในบทนี้นำเสนอทฤษฎีที่เกี่ยวข้องกับการศึกษาวิจัย ได้แก่ การติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน วิธี Multi-resolution Viscous alignment (MVA), การคัดแยกชนิดของเมฆฝน, หลักการทำงานของเรดาร์, วิธีประมาณปริมาณน้ำฝนเรดาร์, การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนข้อมูลฝนที่ประมาณได้จากเรดาร์โดยใช้ข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน, งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์และวิธีการปรับปรุงปริมาณฝนเรดาร์ให้มีความถูกต้องมากขึ้น เนื้อหาในบทนี้ได้ลำดับดังต่อไปนี้

2.1 วิธีการติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน (Tracking technique)

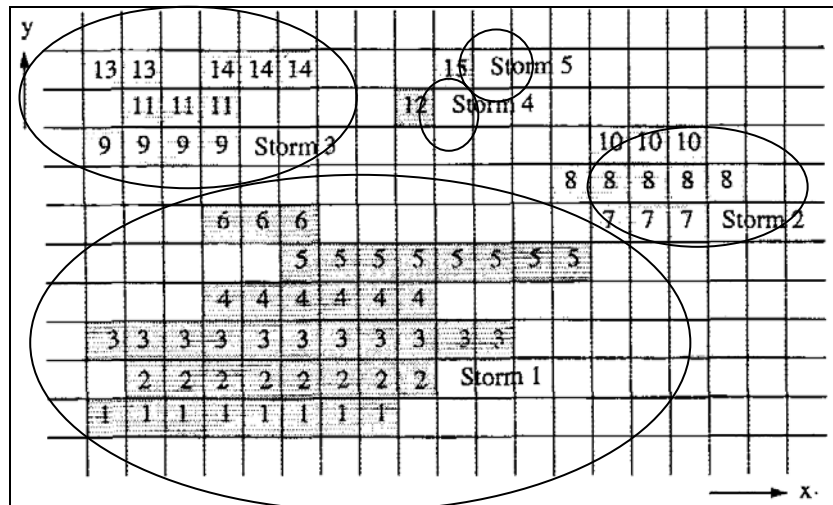
โดยทั่วไปเหตุการณ์ฝนที่เกิดขึ้นในปัจจุบัน เกิดขึ้นท่ามกลางการเปลี่ยนแปลงของสภาวะภูมิอากาศ และมีการเคลื่อนที่อยู่ตลอดเวลา ทิศทางการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนมีทิศทางตามการเคลื่อนที่ของอากาศและเปลี่ยนแปลงไปตามฤดูกาล การติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนจะทำให้ทราบถึงทิศทางของการเคลื่อนที่และก่อตัว (Growth) ตลอดจนการสลายตัว (Decay) ของกลุ่มฝน ซึ่งข้อมูลดังกล่าวนี้มีประโยชน์ต่อการประมาณปริมาณน้ำฝนหรือพยากรณ์ปริมาณน้ำฝนให้มีความถูกต้องยิ่งขึ้น ปัจจัยที่มีความสำคัญต่อการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน คือการเคลื่อนตัวของอากาศหรือลม ดังที่ได้กล่าวมาแล้วจากบทที่ 1 ว่า ประเทศไทยอยู่ในเขตอิทธิพลมรสุม และฝนที่เกิดขึ้นในประเทศไทยเกิดได้ 3 ลักษณะ คือ ฝนจากการพาความร้อน ฝนจากการปะทะภูเขา ฝนจากแนวปะทะ ฝนที่เกิดจากการพาความร้อนจะเกิดขึ้นในช่วงสั้น ๆ และครอบคลุมบริเวณพื้นที่ไม่กว้าง (Johnson, 1999) ฝนปะทะภูเขา เกิดจากกระแสลมพัดพามวลอากาศมาปะทะกับภูเขาและยกตัวตามแนวลาดของภูเขา ส่วนฝนจากแนวปะทะ เกิดจากตำแหน่งของอากาศที่มีอุณหภูมิแตกต่างกันปะทะกันแล้วทำให้อากาศยกตัวขึ้น ดังนั้นเพื่อที่จะทราบทิศทางเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนจึงได้มีการศึกษาวิธีการติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน โดยสามารถแบ่งวิธีการติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนเป็น 3 กลุ่ม คือ

2.1.1 การติดตามการเคลื่อนที่ของจุดศูนย์กลางมวล (Cell centroid tracking technique)

วิธี Cell Centriod Tracking (Boak et al., 1977; Bjerkaas and Forsyth, 1979; Austin and Bellon, 1982; Rosenfeld, 1987; Dixon and Wiener, 1993; Johnson et al., 1998; Handwerker, 2002) มีหลักการ คือ ต้องมีการกำหนดตำแหน่งกลุ่มฝนให้ได้ก่อนซึ่งทำได้โดยกำหนดความเข้มฝนที่จะพิจารณา (Threshold intensity) แล้วจึงทำการคำนวณหาขนาด รูปร่าง และตำแหน่งจุดศูนย์กลางมวลของแต่ละกลุ่มฝน เซลล์ฝนที่กำหนดขึ้นมาใหม่จะทำการเปรียบเทียบกับเซลล์ฝนเก่าในเวลาก่อนหน้านั้น แล้วกำหนดเวกเตอร์การเคลื่อนที่พร้อมทั้งหาอัตราการเปลี่ยนแปลงของขนาดเวกเตอร์ที่พิจารณา โดยการเปลี่ยนแปลงทั้งหมดต้องอยู่ในขอบเขตที่กำหนดให้ทั้งขนาดและตำแหน่ง ซึ่งแนวคิดของการติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนแบบนี้ค่อนข้างง่ายแต่เป็นแนวคิดที่ยากต่อการที่จะสร้างแบบจำลองในการติดตามการเคลื่อนที่กลุ่มฝนแบบอัตโนมัติ โดยเฉพาะการรวมกันของเซลล์ฝนหรือการแยกกันของเซลล์ฝน ดังนั้นวิธีนี้จึงเหมาะสำหรับการที่จะติดตามกลุ่มฝนกลุ่มเดียวโดด ๆ นอกจากนี้เวกเตอร์ความเร็วของจุดศูนย์กลางมวล

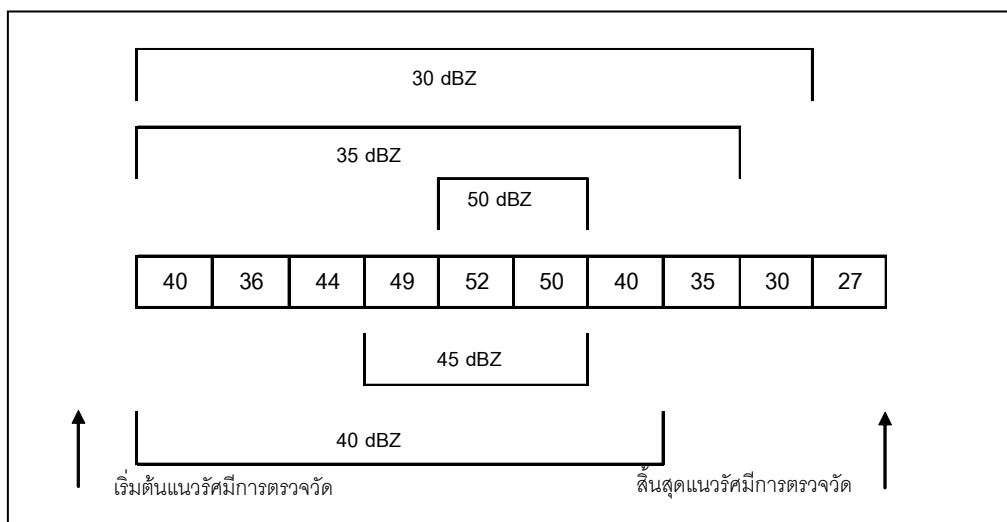
ก็หาได้ยาก (Hannesen, 2002) วิธีการติดตามการเคลื่อนที่ของจุดศูนย์กลางมวลถูกนำมาใช้เพื่อติดตามการเคลื่อนที่ของพายุโดยเรดาร์ WSR-57 (Marshall, 1975; Steiner and Smith, 2002) ขั้นตอนวิธีที่ใช้วิธีติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนโดยใช้จุดศูนย์กลางมวลที่รู้จักกันอย่างแพร่หลายคือ TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking and Analysis) เป็นขั้นตอนวิธีที่เสนอโดย Dixon และ Wiener (1993) และ SCIT (Storm Cell Identification Tracking) เป็นอัลกอริทึมที่เสนอโดย Johnson et al. (1998)

การติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนแบบจุดศูนย์กลางมวล ของขั้นตอนวิธี TITAN ทำได้โดยกำหนดค่าความเข้มของฝนเพื่อแทนกลุ่มฝนชนิดต่าง ๆ ซึ่งทำให้สามารถกำหนดกลุ่มฝนได้ เช่น กลุ่มฝนที่เป็นแบบ convective ชนิดเซลล์เดียว กำหนดให้มีค่าความเข้มฝนอยู่ระหว่าง 40-50 dBZ, กลุ่มฝนที่เป็นกลุ่ม convective มีความเข้มฝนอยู่ระหว่าง 30-40 dBZ เป็นต้น วิธีการกำหนดค่าความเข้มฝนหรือค่าสะท้อนมี 2 ขั้นตอน คือ 1) กำหนดลำดับของ pixel ในเซลล์หรือกลุ่มฝนที่มีพื้นที่ติดกันเป็นกลุ่ม ๆ 2) จัดค่าสะท้อนที่อยู่ติดกันเป็นกลุ่ม ๆ ซึ่งเป็นการแยกกลุ่มหรือเซลล์ฝน ดังแสดงในภาพที่ 2.1 จากภาพจะเห็นว่ามีการกลุ่มฝนอยู่หลายกลุ่มดังนั้นในการวิเคราะห์จะแยกวิเคราะห์เป็นกลุ่มโดยหาพื้นที่ที่กลุ่มฝนครอบคลุมซึ่งทำให้รู้ตำแหน่งของกลุ่มฝน แล้วทำการหาจุดศูนย์กลางของกลุ่มฝนซึ่งโดยปกติแล้วจะใช้วิธีแทนพื้นที่กลุ่มฝน ดังนั้นจึงสามารถหาพื้นที่และหาตำแหน่งจุดศูนย์กลางของพื้นที่ได้ การติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนทำได้โดยพิจารณากลุ่มของฝนคนละเวลาเช่นกลุ่มที่หนึ่งบริเวณพื้นที่ที่ฝนครอบคลุมที่เวลา t_1 และที่เวลา t_2 ค่าเวลาที่แตกต่างกันคือ Δt คือเวลาที่ใช้ในการตรวจวัดค่าสะท้อนแต่ละครั้ง จาก t_1 ไปถึง t_2 ฝนมีการเคลื่อนที่ไปทิศทางใดจะทราบโดยเปรียบเทียบตำแหน่ง ณ ที่เวลา t_1 และที่เวลา t_2 โดยทำการคำนวณหาพื้นที่และตำแหน่งจุดศูนย์กลางของกลุ่มฝนจากค่าสะท้อนที่อยู่ติดกัน ของเวลา t_2 แล้วเปรียบเทียบกับกันก็จะทราบระยะทางที่เซลล์ฝนเคลื่อนที่ไปในระหว่าง Δt ซึ่งจะสามารถคำนวณหาการเคลื่อนที่ของเซลล์ฝนได้เมื่อทราบระยะทางและเวลา



ภาพที่ 2.1 ตัวอย่างการจัดกลุ่มฝนตามค่าสะท้อน ซึ่งค่าสะท้อนเกินกว่าค่าที่กำหนดให้
(ที่มา : ดัดแปลงจาก Dixon และ Wiener, 1993)

SCIT จะกำหนดค่าความเข้มฝนหลายค่า (Multiple threshold) เพื่อแทนกลุ่มฝนค่าหนึ่ง ๆ อย่างไรก็ตาม โดยในการกำหนดกลุ่มฝน ทำได้โดย กำหนดค่าความเข้มฝนข้อมูล 3 มิติที่ตรวจวัดได้ทีละ 1 มิติ แล้วทำการกำหนดค่าความเข้มฝนในแต่ละมิติ ให้ครอบคลุมรัศมีการตรวจวัดของเรดาร์



ภาพที่ 2.2 การกำหนดค่าความเข้มของกลุ่มฝน 50, 45, 40, 35 และ 30 dBZ ในแต่ละส่วนของกลุ่มฝนตามรัศมีการตรวจวัด (ที่มา : ดัดแปลงจาก Johnson, 1998)

ดังแสดงในภาพที่ 2.2 เมื่อกำหนดค่าความเข้มฝนกลุ่มฝนได้แล้ว ก็จะทำการศึกษาพื้นที่และหาจุดศูนย์กลางของกลุ่มฝน สำหรับการติดตามกลุ่มฝนก็จะทำการเปรียบเทียบพื้นที่และตำแหน่งของกลุ่มฝนจากการตรวจวัดในช่วงเวลาที่ 1 เปรียบเทียบกับพื้นที่และตำแหน่งของกลุ่มฝนจากการตรวจวัดในช่วงเวลาที่ 2 ซึ่งจะทำให้ทราบระยะทางที่กลุ่มฝนเคลื่อนที่ไปจากเวลาที่ 1 ไปเวลาที่ 2

จากการศึกษาของ Han et al. (2008) พบว่า เมื่อกลุ่มฝนเคลื่อนที่อย่างรวดเร็ว ขนาดและรูปร่าง หรือความเร็วของกลุ่มฝนจะเปลี่ยนไปอย่างรวดเร็วด้วย หรือในกรณีที่กลุ่มฝนเกิดการรวมตัวกัน วิธีที่ใช้ในการติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนแบบจุดศูนย์กลางมวลนั้นจะยากต่อการกำหนดตำแหน่งจุดศูนย์กลางมวลของกลุ่มฝน ติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนตลอดจนพยากรณ์การเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน ทำให้ผลลัพธ์ที่ได้มีค่าผิดพลาดมากเมื่อเปรียบเทียบกับเคลื่อนที่จริง ๆ ข้อด้อยอย่างเห็นได้ชัดของการติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนแบบใช้จุดศูนย์กลางมวล คือ การกำหนดตำแหน่งจุดศูนย์กลางมวลของกลุ่มฝนที่แยกตัวหรือรวมตัวกันนั้นทำได้ค่อนข้างยาก ดังนั้นวิธีนี้จึงไม่เหมาะสำหรับการติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนที่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว

2.1.2 การติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนโดยการใช้ความสัมพันธ์ของการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน (Cross-correlation tracking technique)

การติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนโดยการใช้ความสัมพันธ์ของการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน (Hilst and Russo ,1960; Rinehart and Garvey, 1979; Tuttle and Foote ,1990; Li et al. ,1995; Lai,1999) วิธีนี้จะแบ่งข้อมูลเรดาร์ที่เป็นเก็บบนอยู่ Cartesian Array หรือ แมททริกซ์ ในแนวแกน) X-Y ออกเป็นส่วน ๆ ที่เท่ากัน แล้วหาเวกเตอร์ของการเคลื่อนที่จากตำแหน่งของข้อมูลใน Cartesian Array ที่สุ่มก่อนและสุ่มหลังซึ่งมีความคล้ายคลึงกันมากที่สุด ข้อดีของวิธีนี้คือความแม่นยำในการหาความเร็วและตำแหน่งของค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ (Johnson et al., 1998) Crane (1979) ได้เสนอวิธีนี้ในการหาค่าสะท้อนกลับของเรดาร์เพื่อหาสนามความเร็วซึ่งถูกแยกจากพื้นที่สะท้อนหรือ เซลล์ที่ครอบคลุมพื้นที่ขนาดใหญ่ และวิธีนี้เป็นจุดเริ่มต้นของการพัฒนาการติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนแบบอัตโนมัติ อย่างไรก็ตามวิธีนี้มีข้อเสียอยู่การหลายข้อ Ravela และ Chatdarong (2006) ได้โต้แย้ง ดังนี้ 1) กระบวนการสร้างเซลล์ฝนใหม่จะทำการสมมติว่าตลอดบริเวณพื้นที่ที่เป็นจุดสนใจทั้งหมดหรือ pixel ทั้งหมดถูกแปลงจากรูปหนึ่งไปยังอีกรูปหนึ่ง ซึ่งสมมติฐานนี้ใช้ได้ทุกกรณี โดยใช้ได้ในกรณีที่รู้มาตราส่วนอย่างถูกต้อง อย่างไรก็ตาม เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงหลายครั้งหรือจนกระทั่งเกิดการแยกกลุ่มวิธีนี้ไม่สามารถที่กำหนดตำแหน่งได้ดี 2) วิธี

นี้จะสมมติว่า การจับคู่ที่เหมือนกัน (Match) ในบริเวณพื้นที่ทั้งหมดจะมีได้เพียงคู่เดียวเท่านั้นที่สามารถเทียบกันได้โดยไม่มีคู่่อื่นอีก นั่นคือ ข้อสมมติแบบนี้จะต้องถ้ามีการกำหนดตำแหน่งขนาด ได้ถูกต้อง (Well-define) และมีการพิสูจน์ (Identify) ได้อย่างถูกต้อง 3) วิธีนี้มีปัญหาในการควบคุมคุณภาพ เพราะพื้นที่ใกล้เคียงกับบริเวณพื้นที่ที่สนใจจะมีจุดที่สามารถจับคู่กันได้ทำให้เกิดความไม่แน่นอนของการกำหนดและพิสูจน์ตำแหน่ง 4) ขนาดของหน้าต่าง (Search window) ที่ใช้ในการค้นหาขึ้นอยู่กับดุลยพินิจของผู้ใช้ ว่าควรจะมีขนาดเท่าไร ถ้ากำหนดขนาดใหญ่เกินไปก็อาจทำให้หาตำแหน่งที่แท้จริงไม่เจอหรือถ้ากำหนดขนาดเล็กเกินไปก็ทำให้ค่าที่ได้ผิดไป 5) วิธีนี้จะได้ผลดีถ้าสนามความเร็วเริ่มต้นหนาแน่น แต่ในความเป็นจริงแล้วไม่ใช่ทุกจุดในพื้นที่ที่สนใจจะมีความหนาแน่นของสนามความเร็วน้อย บางจุดก็มีความหนาแน่นมาก ดังนั้นทำให้ไม่สามารถกำหนดตำแหน่งสนามความเร็วที่ถูกต้องได้

2.1.3 การติดตามกลุ่มฝนด้วยลักษณะการเปลี่ยนแปลง (Variational technique)

การติดตามกลุ่มฝนด้วยลักษณะการเปลี่ยนแปลง (Euler, 1744) ใช้วิธีการประมาณการหาค่าที่ใช้ใน ควอนตัมแมคคานิค แนวคิดพื้นฐานของวิธีนี้คือ เริ่มเดาคำตอบแล้วทำซ้ำจนกระทั่งมีค่าการเปลี่ยนแปลงน้อยที่สุดเพื่อหาคำตอบของฟังก์ชัน ซึ่งจะทำให้การปรับจนกระทั่งสนามความเร็วที่ทำซ้ำมีค่าเปลี่ยนแปลงน้อยที่สุดหรือไม่เปลี่ยนแปลง วิธีนี้จะต้องมีการกำหนดฟังก์ชันเป้าหมายและข้อจำกัดของเป้าหมาย ซึ่งฟังก์ชันเป้าหมายจะใช้แทนเหตุการณ์หรือรูปแบบของข้อมูลที่ได้จากการสังเกต ตัวอย่างของแบบจำลองที่ใช้วิธี Variational ได้แก่ Optical flow model (Bowler et al., 2004), Feature calibration alignment (Chatdarong, 2006) และ Filed alignment (Ravela et al., 2006; Ravela and Chatdarong, 2006), Multi-resolution Viscous Alignment (MVA) (Ravela and Chatdarong, 2006) ซึ่งวิธี MVA ได้นำมาใช้ในการหาการเคลื่อนที่ของภาพถ่ายดาวเทียม GOSE ซึ่งผล คือ สามารถใช้วิธีนี้ประยุกต์หาความเร็วของภาพถ่ายดาวเทียมต่าง ๆ ได้เป็นอย่างดีเหมือนจริง ข้อดี ของการใช้ MVA ในการหาสนามความเร็วมีดังนี้ 1) สามารถใช้กับข้อมูลได้กว้างขวางไม่จำกัด 2) วิธีนี้ไม่ต้องกำหนดตำแหน่งก่อนการคำนวณหาความเร็ว 3) การเข้าถึงใช้ในการควบคุมคุณภาพของข้อมูลไปโดยปริยายในรูปของ Smoothness และสามารถสร้างสนามความเร็วที่มีความหนาแน่นได้ 4) การใช้วิธีนี้สามารถที่จะนำไปรวมอยู่กับการสนับสนุนในการดำเนินการตรวจวัดข้อมูลได้ ด้วยเหตุนี้ ทำให้ผลที่ได้เหมือนกับผลที่เกิดขึ้นจริง สุดท้าย กฎเกณฑ์ของข้อจำกัดใน Field alignment คือ ข้อจำกัดอย่างอ่อนและค่าถ่วงน้ำหนักจะเป็นตัวกำหนด และเป็นข้อจำกัดในการหาสนามความเร็วของการเคลื่อนที่ จากข้อดีทั้งหมดที่ได้กล่าวมาแล้วทำให้ในการศึกษาวิจัยครั้งนี้เลือกวิธี Multi-resolution viscous

alignment (MVA) เพื่อประยุกต์ใช้ในการหาการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนจากข้อมูลเรดาร์ เพื่อเพิ่มความถี่ของข้อมูลเรดาร์โดยการสังเคราะห์ข้อมูลขึ้นใหม่จากข้อมูลเดิมที่มี และนำมาปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนเรดาร์ได้ทำให้เกิดการรวมการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝนเข้ามาใช้ในการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ หัวข้อต่อไปจะอธิบายถึงอัลกอริทึมที่ใช้ในการหาสนามความเร็วโดยใช้ MVA

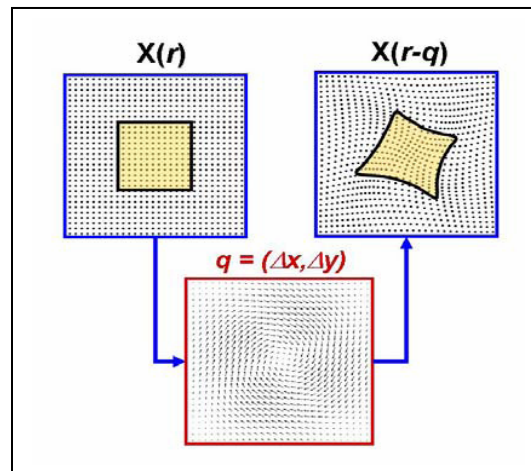
2.2 มัลติเรโซลูชันวิสคัสอะไลเมนต์ (Multi-resolution Viscous Alignment: MVA)

วิธี MVA นี้ได้ประยุกต์โดยตรงมาจากการทับซ้อนของสนามความเร็ว (Ravela et al., 2006) ซึ่งเป็นวิธีที่แนวทางในการแก้ปัญหาการประมาณการเคลื่อนที่ของ Bayesian เพื่อหาการเคลื่อนที่หรือสนามความเร็วที่สอดคล้องกันและสัมพันธ์กันของภาพสองภาพในบริเวณพื้นที่เดียวกันแต่เวลาต่างกัน และกำหนดให้ใช้เงื่อนไขภายในภาพเพื่อหาการเคลื่อนที่และแทนการเคลื่อนที่ด้วยสนามความเร็วที่ราบเรียบ Ravela and Chatdarong (2006) ใช้วิธีนี้ในการหาความเร็วลมจากอุณหภูมิยอดเมฆ โดยใช้ข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียม GOES ทำให้พบว่าวิธีนี้สามารถนำไปใช้สนามความเร็วจากภาพ 2 ภาพ ที่ระยะเวลาห่างกันค่อนข้างมาก หรือเมื่อมีเหตุการณ์แปรเปลี่ยนอย่างรวดเร็วได้

การแก้ปัญหาของวิธี MVA ทำได้โดยการคำนวณซ้ำโดยการปรับแก้ฟังก์ชันการหาดำแหน่งให้น้อยที่สุดขึ้นอยู่กับค่า Gradient ของนิพจน์ กับค่า Divergence ของนิพจน์ ของสมการ (2.1) วิธีนี้มีประโยชน์สำหรับข้อมูลที่ไม่สามารถจะกำหนดตำแหน่งได้แน่นอน และยังมีความเสถียรมากกว่าวิธี Correlation ซึ่งระยะการเคลื่อนที่หามาจากส่วนของภาพ 2 ภาพ ที่มีความสัมพันธ์กันมากที่สุด (Junck et al., 1990; Dong and Boyer, 1996) นอกจากนี้ วิธีนี้ยังใช้เงื่อนไขที่เป็นเงื่อนไขภายในภาพเพื่อหาการเคลื่อนที่และแทนการเคลื่อนที่ด้วยสนามความเร็วที่ราบเรียบ ซึ่งทำให้วิธีนี้สามารถนำไปใช้หาการเคลื่อนที่ในพื้นที่ขนาดใหญ่ซึ่งมีคุณลักษณะและลักษณะภูมิประเทศมีการแปรเปลี่ยนอยู่ตลอดเวลา

แนวคิดของการทับซ้อนของสนามความเร็วเพื่อหาการเคลื่อนที่ของภาพ 2 ภาพแสดงอยู่ในภาพที่ 2.1 ซึ่งสมมติให้ $X(r)$ และ $Y(r)$ เป็นเวกเตอร์ของข้อมูลภาพในพื้นที่กริดปกติยังไม่มีเปลี่ยนแปลง q แทนเวกเตอร์การเคลื่อนที่ แล้ว $X(r-q)$ การเคลื่อนที่ของภาพ X ด้วยสนามความเร็ว q ค่าสนามความเร็ว q มีค่าเป็นจำนวนจริง ดังนั้นสามารถหาค่า $X(r-q)$ ได้ด้วยการประมาณค่า (interpolation) สนามความเร็ว q สามารถมองเห็นได้ว่าการเปลี่ยนแปลงไปของพิกัด (x,y) จาก

กริดปกติซึ่งผลของการเปลี่ยนแปลงนี้ทำให้ข้อมูลที่อยู่ในกริดเปลี่ยนแปลงด้วยดังแสดงในภาพที่ 2.3



ภาพที่ 2.3 แนวความคิด Filed alignment ภาพ $X(r)$ บนกริดปกติมีการเปลี่ยนแปลงไปตามสนามความเร็ว q (ที่มา : วิรัช ฉัตรตรงค์ และ อนงค์นาถ วรรณราช, 2550)

สมการสำหรับคำนวณหาการทับซ้อนของสนามความเร็วได้นำเสนอโดย Ravela และ Chatdarong (2006) สามารถแสดงในสมการที่ (2.1)

$$w_1 \nabla^2 q_i + w_2 \nabla (\nabla \cdot q_i) + \left[\nabla X \Big|_p H^T R^{-1} (HX(p) - Y) \right]_i = 0 \quad (2.1)$$

โดยที่ เวกเตอร์ X กับ เวกเตอร์ Y มีความสัมพันธ์กันในลักษณะเป็นเส้นตรงดังนี้

$$Y(r) = HX(r - q) + V \quad (2.2)$$

โดยที่	H	คือ	เมทริกซ์การเปลี่ยนรูป ซึ่งในที่นี้คือ identity เมทริกซ์
	V	คือ	เป็นเวกเตอร์ความคลาดเคลื่อน (Gaussian Random Noise) ซึ่งมีค่าเฉลี่ยเป็น 0 และ Covariance matrix เป็น R
	X	คือ	ค่าความเข้มของภาพที่ 1
	Y	คือ	ค่าความเข้มของภาพที่ 2
	R	คือ	เมทริกซ์ covariance

q_i คือ เวกเตอร์การเคลื่อนที่
 w_1, w_2 คือ ค่าถ่วงน้ำหนัก

สมการที่ (2.1) ไม่ใช่สมการเส้นตรง และสามารถแก้สมการได้โดยการทำซ้ำ ๆ (Iterative) คล้ายกับการแก้สมการของเพียร์สัน ซึ่งผลลัพธ์ที่ได้คือค่าประมาณการของระยะทางการเคลื่อนที่ ในระหว่างการทำซ้ำ ๆ แต่ละรอบ ค่า q_i จะถูกคำนวณและใช้ในการเปลี่ยนรูปจาก $X(r)$ ไปเป็น $X(r-q)$ กระบวนการคำนวณนี้จะทำซ้ำโดยใช้การประมาณการแบบ Bi-cubic จนกระทั่งไม่มีการเปลี่ยนแปลงที่เหมาะสมในการเปลี่ยนรูปจากภาพที่ 1 $X(r-q)$ และภาพที่ 2 $Y(r)$ หรือจนกระทั่งครบจำนวนรอบที่กำหนด เวกเตอร์ของการเคลื่อนที่ในสมการที่ (2.1) สามารถแยกออกได้เป็น 2 เวกเตอร์ในแนวแกน x-y ซึ่งสนามความเร็วในแนวแกน x คือ $q_{xi} = \Delta x_i$ และ สนามความเร็วในแนวแกน y คือ $q_{yi} = \Delta y_i$ ผลลัพธ์ที่ได้ คือ การทับซ้อนของสนามความเร็ว ดังนั้นภาพ $X(r-q)$ กับภาพ $Y(r)$ จะทับซ้อนกันพอดี แต่จะมีการเปลี่ยนรูปไปตามแนวของเวกเตอร์การเคลื่อนที่ และสนามความเร็วในการเคลื่อนที่คือผลรวมของ เวกเตอร์ q_i ในแต่ละรอบของการทำซ้ำนั้นคือ $q_{sum} = \sum_{i=1}^N q_i$ โดยเหตุที่ว่ากระบวนการได้ผลรวมของเวกเตอร์ q_i คือ ผลรวมของเวลา ดังนั้น แนวคิด MVA จึงประยุกต์ใช้เพื่อเพิ่มความเร็วในการคำนวณหาระยะการเคลื่อนที่ โดยเริ่มจากการทำการแปลงภาพ 2 ภาพ คือ $X(r)$ และ $Y(r)$ ให้หายบขึ้นแล้วจึงแก้สมการหาสนามความเร็ว q เพื่อมาปรับแก้ ภาพ $X(r-q)$ ให้มีความละเอียดสูงขึ้น สำหรับค่าความละเอียดเริ่มต้นใช้ภาพ 2 ภาพ ที่แปลงให้หายบขึ้นและใช้ความละเอียดที่แปลงให้หายบขึ้นนี้ และทำซ้ำไปเรื่อย ๆ จนกระทั่งความละเอียดของภาพกลับมาสู่ความละเอียดเดิมของภาพ $X(r)$ และ $Y(r)$ ซึ่งสนามความเร็วที่ได้จะได้จากผลรวมของสนามความเร็วจากทุกรอบที่ทำการปรับค่าความละเอียด การแก้ปัญหาโดยใช้วิธีภาพหายบไปถึงภาพละเอียดทำให้ลดระยะเวลาในการคำนวณหาสนามความเร็วได้มาก และนอกจากนี้วิธีนี้ยังแยกพิจารณาเป็นแต่ละเหตุการณ์และหาความเร็วในแต่ละความถี่ของข้อมูลที่มีการเปลี่ยนแปลงไม่มากนัก ดังนั้นจึงเป็นการเพิ่มความเสถียรในการคำนวณหาสนามความเร็ว (วิรัช ฉัตรตรงค์และ อนงค์นาถ วรรณราช, 2550)

ที่มาของสมการ (2.1) ซึ่งศึกษาโดย Ravela (2006) ใน Field alignment มีดังนี้

พิจารณาสมการ (2.2) สมมติให้ทุกพจน์ในสมการ มีการกระจายแบบปกติ (Gaussian) จะสามารถเขียน Likelihood function ได้ดังนี้

$$P(x, y | q) = \frac{\exp\{-\frac{1}{2}(Y - X(r - q))^T R^{-1}(Y - X(r - q))\}}{(2\pi)^{n/2} |R|^{1/2}} \quad (2.3)$$

จากกฎของ Bayes's Rule การกระจาย Posterior $P(q|X, Y)$ เป็น

$$P(q | X, Y) \propto P(X, Y | q)P(q) \quad (2.4)$$

ถ้าเราสมมติให้การกระจาย Prior, $P(q)$ มีค่าเป็น

$$P(q) \propto e^{-L(q)} \quad (2.5)$$

โดยที่ $L(q)$ เป็นสมการพลังงานที่สร้างจากข้อจำกัดด้านความต่อเนื่องและสนามการไหลราบเรียบสอดคล้องกันตามลักษณะสมการแบบ Tikhonov (1977), ดังนั้นสามารถเขียนสมการ $L(q)$ ซึ่งเป็นสมการในการปรับค่าในพจน์ ของ gradient และ divergent ได้คือ

$$L(q) = \frac{w_1}{2} \sum_{j \in \Omega} \{(\nabla q_j)(\nabla q_j)^T\} + \frac{w_2}{2} \sum_{j \in \Omega} \{\nabla q_i\}^2 \quad (2.6)$$

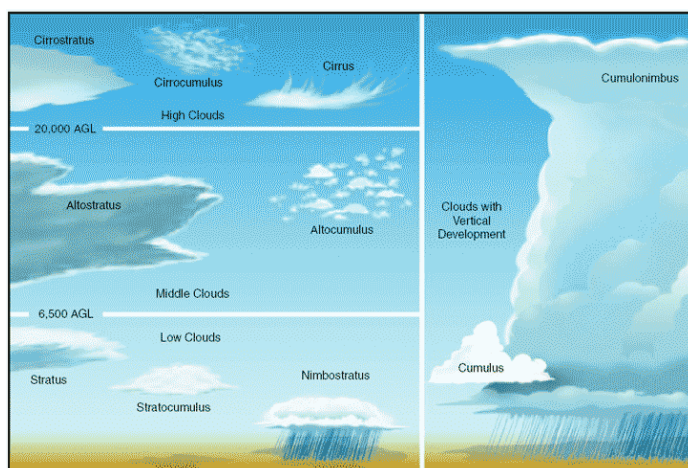
สมการที่ (2.6) เรียกว่าข้อจำกัดอย่างอ่อน (Weak constraints) ใช้สำหรับการแก้ปัญหาการเคลื่อนที่ เมื่อกำหนดให้สมการวัตถุประสงค์, J เป็นสมการความน่าจะเป็นแบบล็อกของสมการที่ (2.4) ดังนั้นสามารถหาสนามความเร็วได้จาก

$$\frac{\partial J}{\partial q} = \nabla X|_p H^T R^{-1}(HX(p) - Y) + \frac{\partial L(q)}{\partial q} = 0 \quad (2.7)$$

โดยที่ $p = r - q$ คือตำแหน่งของการสร้างใหม่หลังจากที่เคลื่อนที่ด้วยสนามความเร็ว q เมื่อแทนที่ $L(q)$ ด้วยสมการ (2.6) และจัดรูปแบบใหม่ จะได้สนามความเร็วตำแหน่งที่ i มีค่าดังแสดงในสมการที่ (2.1)

2.3 เมฆและชนิดของเมฆ (Cloud and cloud type)

เมฆ (Cloud) คือ มวลของเม็ดน้ำที่มีขนาดเล็ก หรือ เกล็ดน้ำแข็งในบรรยากาศเหนือพื้นโลก หรือประกอบด้วยทั้งสองอย่าง ภายใต้เงื่อนไขที่เหมาะสม เม็ดน้ำจะรวมตัวกันและเกิดเป็นฝนตกลงสู่พื้นดิน ลักษณะการก่อตัวและเติบโตของเมฆฝน นักวิทยาศาสตร์ได้พยายามที่จะพัฒนาทฤษฎีที่จะอธิบายโครงสร้างของเมฆฝนด้วยการศึกษาถึงอนุภาคของเม็ดน้ำ เมฆแต่ละชนิดก็ประกอบด้วยเม็ดน้ำที่ขนาดแตกต่างกัน ความก้าวหน้าของเรดาร์ตรวจอากาศและดาวเทียมทำให้สามารถศึกษาและเข้าใจเกี่ยวกับลักษณะการเกาะกลุ่มของเม็ดน้ำที่ทำให้เกิดเป็นเมฆฝนเพิ่มมากขึ้น เมื่อเข้าใจลักษณะทางกายภาพของเมฆฝนก็จะเข้าใจลักษณะทางกายภาพของฝนได้ดียิ่งขึ้น ทำให้สามารถประมาณปริมาณน้ำฝนได้ถูกต้องมากขึ้น



ภาพที่ 2.4 เมฆและชนิดของเมฆที่ระดับความสูงต่างๆ
(ที่มา : www.free-online-private-pilot-ground-school.com)

การแบ่งชนิดของเมฆสามารถแบ่งได้ 2 แบบ เช่นแบ่งตามลักษณะของเมฆ ซึ่งพิจารณาตามความสูงที่พบ รูปร่าง และการปรากฏ (Ahrens, 1994) และ แบ่งตามพฤติกรรมการเกิดซึ่งทำให้เกิดฝนตก

2.3.1 เมฆตามลักษณะการปรากฏของเมฆ

2.3.1.1 เมฆระดับสูง (High level cloud) เมฆที่อยู่ในระดับนี้จะอยู่เหนือระดับพื้นดินมากกว่า 6,000 เมตร หรือ 20,000 ฟุต เมฆในระดับนี้จะประกอบด้วยเกล็ดน้ำแข็งจึงไม่ก่อให้เกิดฝน ลักษณะของเมฆที่มองเห็นได้ด้วยตาเปล่าจะมีลักษณะเป็นสีขาวบาง ๆ และจะเห็นชัดขึ้นเมื่อดวงอาทิตย์ใกล้ตกดินหรือเพิ่งขึ้นสู่ท้องฟ้า ดังแสดงในภาพที่ 2.5 เมฆในระดับนี้ คือ เซอโรสคิวมูลัส (Cirrocumulus) เซอโรสเตรตัส (Cirrostratus) เซอรัส (Cirrus) เป็นต้น



ภาพที่ 2.5 เมฆในระดับสูงจะเห็นเป็นเงาสีขาวบาง ๆ เมื่อดวงอาทิตย์อยู่ในระดับต่ำ
(ที่มา:Kevin Knupp, University of Alabama in Huntsville)

2.3.1.2 เมฆระดับกลาง (Middle level cloud) เมฆที่อยู่ในระดับนี้จะอยู่เหนือระดับพื้นดินระหว่าง 2,000-6,000 เมตร หรือ 6,500-20,000 ฟุต เมฆในระดับนี้จะประกอบด้วยเม็ดน้ำ (Droplet) ที่เริ่มก่อตัวขึ้นเป็นละอองฝน บางทีก็จะมีเกล็ดน้ำแข็งในกรณีที่อุณหภูมิต่ำลงมาก ๆ ลักษณะของเมฆที่มองจากภายนอกจะเห็นเป็นปุยสีขาวคล้ายสำลี ดังแสดงในภาพที่ 2.6 เมฆชนิดนี้ได้แก่ อัลโตคิวมูลัส (Alto cumulus) อัลโตสเตรตัส (Altostratus)



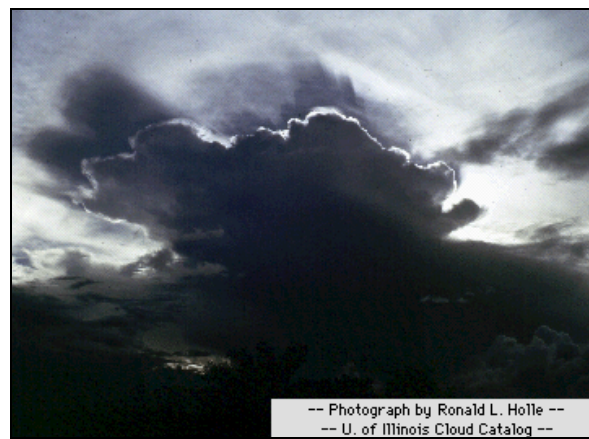
ภาพที่ 2.6 เมฆในระดับกลาง จะเห็นเป็นปุยสีขาว
(ที่มา : Ron Holle Meteorology & Photography)

2.3.1.3 เมฆระดับต่ำ (Low level cloud) เมฆที่อยู่ในระดับนี้จะอยู่เหนือระดับพื้นดินต่ำกว่า 2,000 เมตร หรือ 6,500 ฟุต เมฆในระดับนี้จะประกอบด้วยเม็ดน้ำจำนวนมาก เมื่ออุณหภูมิลดต่ำลงมาก ๆ เม็ดน้ำเหล่านี้ก็จะกลาย变成น้ำแข็งหรือหิมะ ซึ่งเมฆชนิดนี้จะทำให้เกิดละอองฝนหรือเกิดฝน ลักษณะของเมฆในระดับนี้มองจากภายนอกจะเป็นกลุ่มขนาดใหญ่มีสีขาวจนถึงสีเทา ดำดังแสดงในภาพที่ 2.7 เมฆชนิดนี้ได้แก่ สเตรตัส (Stratus) สเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus) นิมโบสเตรตัส (Nimbostratus) เป็นต้น



ภาพที่ 2.7 เมฆในระดับต่ำ ประกอบด้วยเม็ดน้ำจำนวนมาก
(ที่มา : Ron Holle Meteorology & Photography)

2.3.1.4 เมฆก่อตัวในแนวตั้ง (Vertical development cloud) เมฆชนิดนี้มีโอกาสที่จะพัฒนาก่อตัวเป็นเมฆฝน ได้แก่เมฆคิวมูลัส และ เมฆคิวโมโลนิมบัส โดยทั่วไปแล้วจะเกิดขึ้นจาก Thermal convection หรือ Frontal lifting เมฆชนิดนี้สามารถจะเติบโตขึ้นไปจนมีความสูงมากกว่า 39,000 ฟุต หรือ 12,000 เมตร เมฆชนิดนี้มีการปลดปล่อยพลังงานออกมาจากตัวเองโดยผ่านการควบแน่นของไอน้ำอย่างฉับพลัน ลักษณะของเมฆชนิดนี้จะก่อตัวและยกตัวในแนวตั้ง ตัวอย่างดังแสดงในภาพที่ 2.8

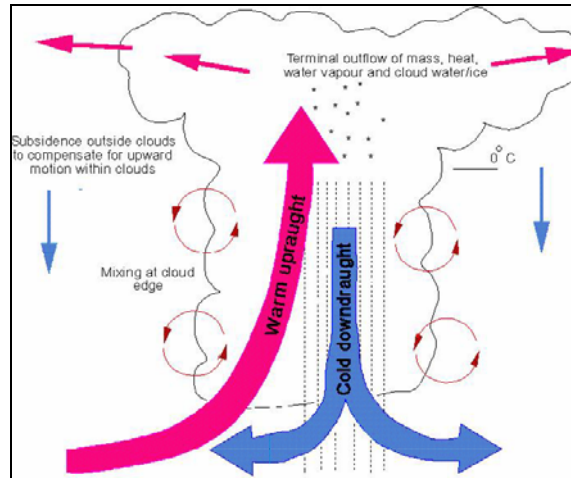


ภาพที่ 2.8 ก่อตัวในแนวตั้งรุนแรง มีการปลดปล่อยพลังงานผ่านไอน้ำทำให้เกิดฝนฟ้าคะนอง (ที่มา : Ron Holle Meteorology & Photography)

2.3.2 ชนิดของเมฆตามพฤติกรรมการเกิด

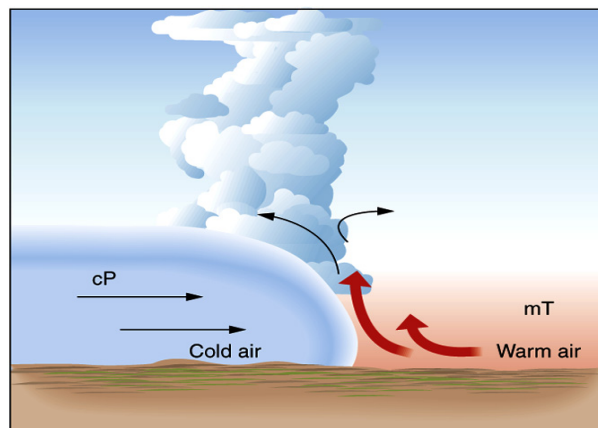
การแบ่งชนิดของเมฆตามพฤติกรรมการเกิดสามารถแบ่งได้เป็น 3 ลักษณะ คือ

2.3.2.1 เมฆที่เกิดจากการพาความร้อน (Convective cloud) เป็นเมฆที่เกิดจากอากาศอุ่นขึ้นจึงขยายตัวและความหนาแน่นลดลงอากาศที่เย็นกว่าด้านล่างทำให้เกิดความไม่คงตัว อากาศอุ่นเคลื่อนที่ขึ้นไปอากาศเย็นเคลื่อนลงมาแทนที่ ขณะที่อากาศอุ่นเคลื่อนที่ขึ้นจะนำความร้อนขึ้นไปด้วย ดังแสดงในภาพ 2.9 ดังนั้นเมฆชนิดนี้จึงมีพฤติกรรมก่อตัวในลักษณะตามแนวตั้ง ซึ่งเมฆชนิดนี้ก่อตัวในระดับต่ำและมีโอกาสพัฒนาไปเป็นเมฆในระดับสูงต่อไป



ภาพที่ 2.9 พฤติกรรมการเกิดเมฆฝนจากการพาความร้อน
(ที่มา: www.nstlearning.com)

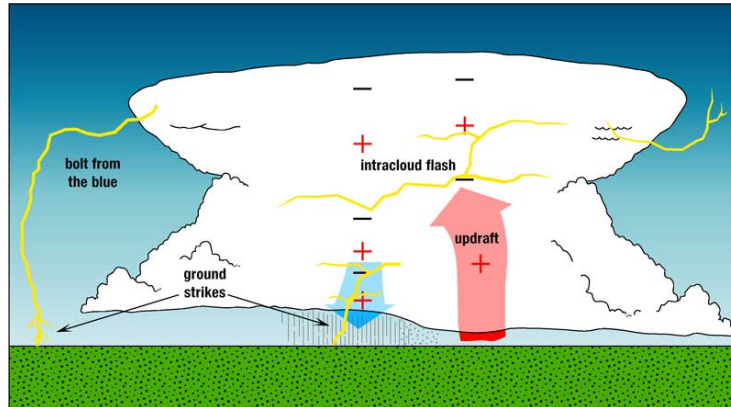
2.3.2.2 เมฆที่เกิดจากการลอยตัวขึ้นทำให้เกิดแนวปะทะอากาศ (Stratiform cloud) เมฆฝนชนิดนี้มีลักษณะบางเป็นแผ่นเกิดในบริเวณที่ความชื้นหรือไอน้ำมีการเคลื่อนที่ ความเร็วของการเคลื่อนที่เป็นไปตามกระลมที่พัดในแนวตั้ง (Updraught) ความเร็วในการเคลื่อนที่จะน้อยกว่า 1 เมตรต่อวินาที ดังแสดงในรูปที่ 2.10



(d) Frontal (e.g. cold front)

ภาพที่ 2.10 พฤติกรรมการเกิดเมฆที่เกิดจากแนวปะทะ
(ที่มา: http://jamaica.u.arizona.edu/ic/nats1011/lectures/ch05/FIG05_025D.JPG)

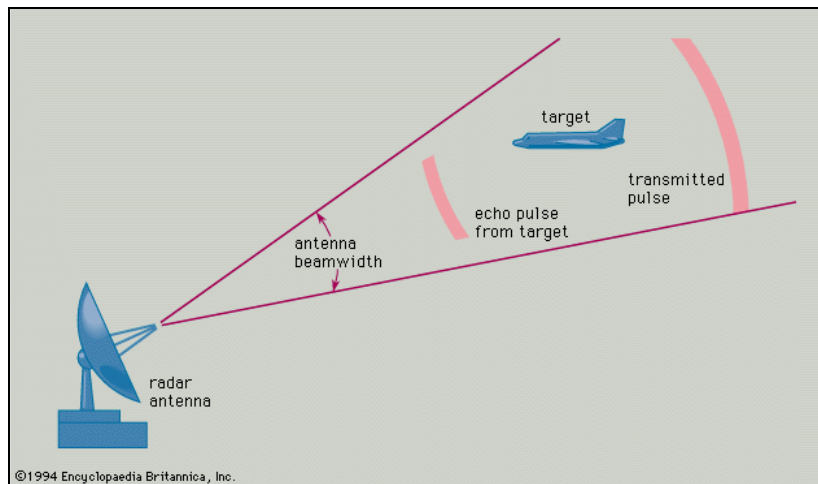
2.3.2.3 เมฆที่เกิดจากกระแสปั่นป่วน (Turbulent flow) เมฆฝนที่มีพฤติกรรมแบบนี้จะมีลักษณะของเมฆเป็นระลอก หรือเป็นแผ่นบาง ๆ ลักษณะของพฤติกรรมการเกิดเมฆแบบกระแสปั่นป่วน แสดงในรูปที่ 2.11



ภาพที่ 2.11 พฤติกรรมการเกิดเมฆจากกระแสปั่นป่วน
(ที่มา: www.nssl.noaa.gov/.../ltgtypes_schematic.jpg)

2.4 หลักการทำงานของเรดาร์ (Radar operation)

“RADAR” ย่อมาจาก “RADio Detection And Ranging” หมายถึง การตรวจจับและวัดระยะด้วยคลื่นวิทยุ (Battan, 1973) หลักการทำงานของเรดาร์ คือ เรดาร์จะส่งพลังงานคลื่นวิทยุจากเครื่องส่งออกไปเป็นลำแสงกวาดเป้าหมายเมื่อพลังงานไปกระทบวัตถุที่เป็นเป้าหมาย ได้แก่ เครื่องบิน สิ่งปลูกสร้าง ต้นไม้ ภูเขา ฝน ลูกเห็บ ฯลฯ และสะท้อนพลังงานคลื่นวิทยุกลับมายังที่เครื่องรับทำให้สามารถตรวจจับวัตถุที่เป็นเป้าหมายได้ทำให้ทราบขนาด ระยะ และตำแหน่งที่อยู่ได้ ดังแสดงไว้ในภาพที่ 2.12 นอกจากนี้ยังสามารถประยุกต์ใช้เรดาร์ในการตรวจสอบสภาพอากาศซึ่งเรียกเรดาร์ชนิดนี้ว่าเป็นเรดาร์ตรวจอากาศ (Weather radar) ซึ่งเป็นเรดาร์ที่ใช้ตรวจวัดปริมาณน้ำจากฟ้า (Precipitation) และสามารถติดตามตำแหน่งการเคลื่อนที่ได้ ทำให้สามารถประมาณการว่าเป็นน้ำจากฟ้าชนิดใด ได้แก่ ฝน หิมะ ลูกเห็บ เป็นต้น ในปัจจุบันนี้เรดาร์ตรวจอากาศได้มีการพัฒนาไปจนถึงขนาดที่สามารถนำข้อมูลจากการตรวจวัดมาวิเคราะห์ลักษณะ รูปแบบ เพื่อที่จะทำให้สามารถคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศได้



ภาพที่ 2.12 เรดาร์ส่งพลังงานคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าออกไปกระทบ
เป้าหมายและสะท้อนกลับมายังเครื่องรับที่เรดาร์
(ที่มา: Encyclopaedia Britannica, Inc, 1994)

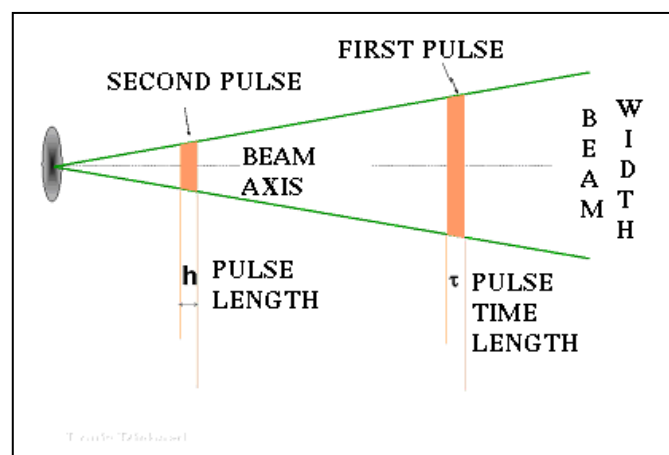
เรดาร์ได้เริ่มนำมาใช้งานในด้านตรวจสภาพภูมิอากาศเมื่อสมัยสงครามโลกครั้งที่ 2 โดยกองทัพสหรัฐอเมริกาได้นำมาเป็นเครื่องมือที่ใช้ในการตรวจจับ การเคลื่อนไหวของศัตรูเพื่อรักษาความปลอดภัย (Probert-Jones, 1989) เนื่องจากการดำเนินการตรวจจับของเรดาร์นั้นได้พบว่ามีสิ่งรบกวนที่ทำให้เกิดสัญญาณการสะท้อนกลับมากมาย ซึ่งได้แก่ ฝน หิมะ ลูกเห็บ เป็นต้น ดังนั้นหลังจากสงครามโลกครั้งที่ 2 นักวิทยาศาสตร์ในกองทัพสหรัฐจึงได้ดำเนินการศึกษาและพัฒนาการใช้เรดาร์ในตรวจวัดสิ่งต่าง ๆ อย่างจริงจัง ในสหรัฐอเมริกา David Atlas (1990) ได้เริ่มพัฒนาให้เรดาร์ใช้สำหรับกองทัพอากาศเพื่อตรวจวัดและควบคุมการบิน ต่อมา MIT ได้มีการพัฒนาเรดาร์สำหรับตรวจอากาศ (Weather radar) ตารางที่ 2.1 แสดงรายละเอียดช่วงคลื่นและรายละเอียดการใช้งานของเรดาร์ในช่วงคลื่นต่าง ๆ กัน

เรดาร์จะส่งคลื่นพลังงานเรดาร์ออกไปจากสถานีเรดาร์ ซึ่งการที่คลื่นพลังงานนี้จะกระจายเป็นลำคล้ายรูปกรวยออกไปในบรรยากาศในลักษณะดังภาพที่ 2.13 นั่นคือคลื่นหรือลำพลังงานได้กระจายออกไปครอบคลุมบริเวณกว้างเมื่ออยู่ไกลจากสถานีเรดาร์ และ บริเวณใกล้กับสถานีเรดาร์จะครอบคลุมบริเวณที่แคบกว่า ซึ่งลำพลังงานนี้จะมีจุดสิ้นสุดอยู่ระยะ 100-250 กิโลเมตร แล้วแต่ชนิดของเรดาร์ ลำพลังงานนี้จะตรวจจับเป้าหมายในอากาศด้วยพัลส์เพียงพัลส์

เดี่ยวแต่เป็นพัลส์ที่ส่งออกไปอย่างต่อเนื่องซึ่งพัลส์แต่ละพัลส์จะครอบคลุมปริมาตรในอากาศมีหน่วยเป็นลูกบาศก์กิโลเมตร

ตารางที่ 2.1 แถบคลื่น ความถี่ และลักษณะการใช้งานของเรดาร์ชนิดต่าง ๆ

แถบคลื่น	ความถี่	ความยาวคลื่น	ลักษณะการใช้งาน
HF	3-30 MHz	10-100 m	เป็นเรดาร์ชนิดตรวจวัดอย่างหยาบ
P	<300 MHz	1 m+	เป็นแบบเก่า ประยุกต์ใช้เป็นเรดาร์อย่างง่าย
VHF	50-330 MHz	0.9-6 m	ความถี่สูง ระยะไกล สามารถทะลุพื้นดินได้
UHF	300-1000 MHz	0.3-1 m	ตรวจได้ระยะไกลมาก ทะลุทะลวงได้ ใช้สำหรับตรวจจับ จรวดโจมตี
L	1-2 GHz	15-30 cm	ใช้บนเครื่องบิน ใช้ตรวจวัดระยะไกล
S	2-4 GHz	7.5-15 cm	ควบคุมท้ายเครื่องบิน เรดาร์ตรวจอากาศ เรือดำน้ำ
C	4- 8 GHz	7.75-7.5 cm	อยู่ในอุปกรณ์การส่งดาวเทียม จะอยู่ระหว่าง X และ S แบนของเรดาร์ตรวจอากาศ
X	8-12 GHz	2.5-3.75 cm	อุปกรณ์นำทางจรวดนำวิถี เรดาร์เรือดำน้ำ เรดาร์ตรวจอากาศ
Ku	12-18 GHz	1.67-2.5 cm	สามารถสำรวจมีความละเอียดสูง ความถี่อยู่ต่ำกว่า K แบน
K	18-24 GHz	1.11-1.67 cm	ใช้สำหรับตรวจวัดเมฆ , ตรวจจับความเร็วรถยนต์
K_a	24-40 GHz	0.75-1.11 cm	แผนที่, คลื่นสั้น, ตรวจจระเข้ขนามบิน, ความถี่สูงกว่า K แบน, เรดาร์ถ่ายภาพ ใช้ในการตรวจจับวัตถุฝ่าไฟแดง
mm	40-300 GHz	7.5 mm -1 mm	มิลลิเมตรแบน, แบ่งให้ต่ำกว่า.ระยะความถี่ขึ้นอยู่กลับตัวกลางคลื่น
Q	40-60 GHz	7.5 mm - 5 mm	เป็นคลื่นไมโครเวฟใช้ในการสื่อสารทหาร
V	50-75 GHz	6.0-4 mm	คลื่นย่านความถี่เดียวกับคลื่นแม่เหล็ก ใช้สำหรับการสื่อสารแบบจุดต่อจุด
E	60-90 GHz	6.0-3.33 mm	คลื่นวิทยุ มีชื่อเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า NA TO แบน
W	75-110 GHz	2.7 - 4.0 mm	มีความละเอียดสูง ใช้ในการตรวจจับความเร็ว การสื่อสาร ใช้ในการทดลอง
UWB	1.6-10.5 GHz	18.75 cm -2.8 cm	ใช้สำหรับตรวจทะลุกำแพง ถ่ายภาพ



ภาพที่ 2.13 เรดาร์ส่งลำแสงคลื่นพลังงานออกไปในลักษณะพัลส์ซึ่งมีความกว้าง h ในช่วงเวลา τ (ที่มา : Wikipedia, free encyclopededia)

ปริมาณที่เรดาร์ตรวจจับได้โดยการส่งพัลส์ออก ณ จุดใดๆ ที่เวลา t สามารถคำนวณได้โดยใช้สูตร

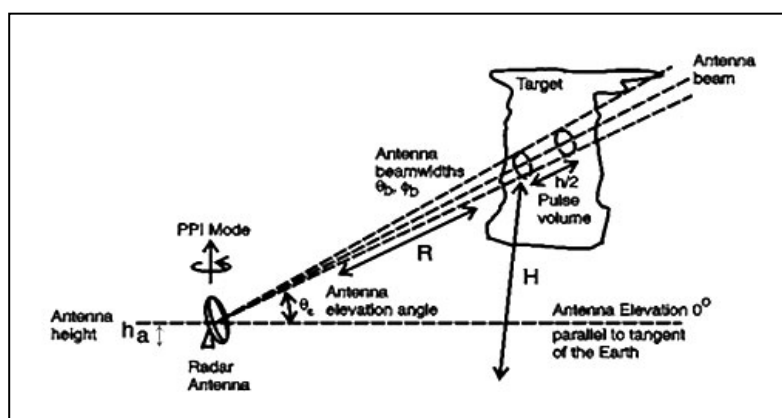
$$V = hr^2\theta^2 \quad (2.8)$$

โดยที่ h คือ ความกว้างของพัลส์ มีหน่วยเป็น เมตร

r คือ ระยะทางจากเรดาร์ไปจนถึงพัลส์ที่ตรวจจับเป้าหมายได้ มีหน่วยเป็น เมตร

θ คือ ความกว้างของ ลำพลังงาน มีหน่วยเป็น เรเดียน

ซึ่งในสมการที่ 2.8 Doviak and Zrnic (1992) ได้สมมติให้ ลำพลังงานของคลื่นเป็นแบบวงกลมสมมาตร (Symmetrical circular) และ r มีค่ามากกว่า h ดังนั้น ค่า r คิดที่จุดเริ่มต้นของพัลส์หรือจุดสิ้นสุดของพัลส์ ก็มีค่าเท่ากัน สถานีเรดาร์ที่ส่งและรับสัญญาณจะคอยตรวจจับสัญญาณที่สะท้อนกลับหลังจากที่คลื่นพลังงานชนกับเมฆฝนในอากาศ ช่วงเวลาที่รับสัญญาณสะท้อนกลับมีหน่วยเป็นมิลลิวินาที เนื่องจากโลกเป็นทรงกลมในการคำนวณหาความสูงเหนือพื้นดินของเป้าหมาย ซึ่งเป้าหมายอยู่ในอากาศหรือบรรยากาศ แสดงในภาพที่ 2.14 ดังนั้นในการหาความสูงของเป้าหมายจะต้องรู้ค่าความเปลี่ยนแปลงการหักเหในอากาศและระยะทางจากเรดาร์ถึงเป้าหมาย หลังจากที่เราเริ่มการกวาดโดยการหมุนเสาอากาศ (Antenna) ในแต่ละรอบแล้วเปลี่ยนมุมไปหลาย ๆ มุมซึ่งในการกวาดแต่ละครั้งจะกวาดทั้งปริมาตรของอากาศรอบ ๆ เรดาร์ ซึ่งโดยปกติการกวาดแต่ละรอบจะทำได้สมบูรณ์ในช่วงระยะเวลา 5 ถึง 10 นาที



ภาพที่ 2.14 การหาความสูงของเป้าหมายในการกวาดของเรดาร์

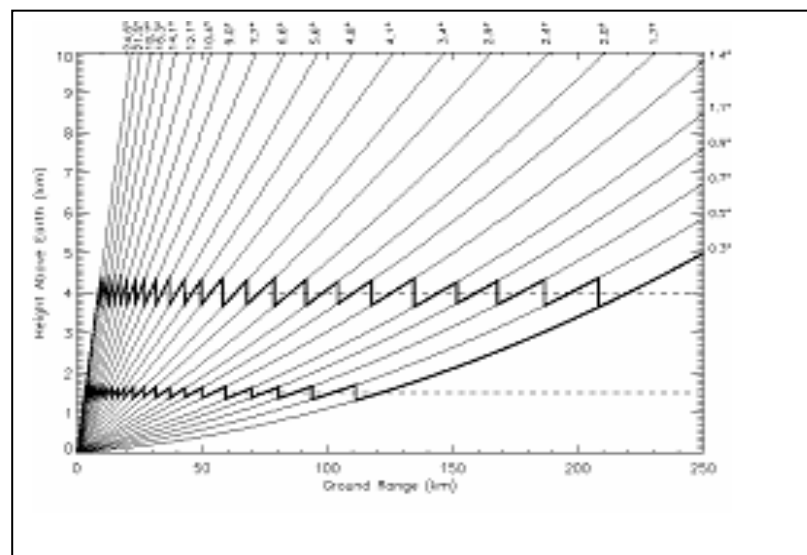
(Wikipedia, free encyclopedia 2008)

ในการหาความสูงของเป้าหมายที่ตรวจวัดโดยเรดาร์นั้นหาได้จากสมการ

$$H = \sqrt{r^2 + (k_e a_e)^2 + 2rk_e a_e \sin \theta_e} - k_e a_e + h_e \quad (2.9)$$

โดยที่ r คือ ระยะห่างระหว่างเรดาร์ถึงเป้าหมาย หน่วยเป็นกิโลเมตร
 k_e คือ ค่าสัมประสิทธิ์การหักเหของแสง มีค่า 4/3
 a_e คือ ค่ารัศมีของโลกมีค่า 6,378 กิโลเมตร (วัดจากเส้นศูนย์สูตร)
 θ_e คือ มุมระหว่างเสาอากาศของเรดาร์กับพื้นโลก หน่วยเป็นเรเดียน
 h_e คือ ความสูงของเรดาร์เหนือพื้นดิน หน่วยเป็นกิโลเมตร

จากสมมติฐานที่ว่าโลกเป็นทรงกลม และจากทฤษฎีค่าดัชนีการหักเหของแสงจะเปลี่ยนแปลงไปตามความสูง ดังนั้นเรดาร์จึงไม่สามารถตรวจจับเป้าหมาย ณ มุมต่ำๆ ใกล้เคียงตำแหน่งที่ตั้งเรดาร์ได้เพราะจะถูกส่วนโค้งของโลกบังซึ่งแนวที่เรดาร์จะเริ่มกวาดแล้วส่งค่าสะท้อนกลับมาได้จะต้องอยู่ในแนวเส้นสายตา (Line of sight) ภาพที่ 2.15 แสดงค่าข้อมูลที่ได้จากการกวาด ณ มุมต่าง ๆ กัน



ภาพที่ 2.15 ข้อมูลที่เรดาร์ตรวจวัด ณ มุมต่าง ๆ กัน

(ที่มา : Wikipedia, free encyclopedia, 2008)

ในการตรวจวัดข้อมูลของเรดาร์เป้าหมายที่ตรวจพบไม่ได้มีสิ่งเดียว ดังนั้น Doviak and Zrnic (1992) จึงได้เสนอสมการเรดาร์เพื่อใช้สำหรับคำนวณค่าพลังงานที่สะท้อนกลับเพื่อจะได้ทราบว่าพบเป้าหมายใด และเป็นสมการพื้นฐานสำหรับเรดาร์ ดังแสดงในสมการที่ 2.10

$$P_r = \left[P_t \frac{G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \right] \propto \frac{\sigma}{R^4} \quad (2.10)$$

โดยที่ P_r คือ พลังงานที่สะท้อนกลับ

P_t คือ พลังงานที่ส่งออกไป

G_t คือ กำลังขยายในการส่งพลังงานออกไปของเสาอากาศ

λ คือ ความยาวคลื่นของเรดาร์ หน่วยเมตร

σ คือ พื้นที่หน้าตัดของเป้าหมาย หน่วยตารางกิโลเมตร

มีค่าเท่ากับ $V\eta$ โดยที่ V มีค่าเท่ากับ $\left[\frac{c\tau}{2} \right] \times \left[\frac{\pi R^2 \theta^2}{4} \right]$

R คือ ระยะทางจากเรดาร์ถึงเป้าหมาย หน่วยเป็นกิโลเมตร

ในที่นี้จะทำการรวมพื้นที่หน้าตัดของเป้าหมายทุกเป้าหมายเข้าด้วยกัน ดังนั้น แทนค่า σ ลงในสมการที่ 2.4 ฉะนั้นจะได้สมการใหม่ คือ

$$P_r = \left[P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \right] \times \left[\frac{c\tau}{2} \right] \times \left[\frac{\pi R^2 \theta^2}{4} \right] \eta = \left[P_t \tau G^2 \lambda^2 \theta^2 \right] \times \left[\frac{c}{512(\pi^2)} \right] \times \frac{\eta}{R^2} \quad (2.11)$$

จากสมการที่ 2.11 ทำให้ได้ความสัมพันธ์ $P_r \propto \frac{\eta}{R^2}$

ข้อมูลที่ได้จากการดำเนินการตรวจวัดของเรดาร์ คือ ค่าพลังงานคลื่นสะท้อนกลับจากการที่คลื่นกระทบเป้าหมาย และสามารถแสดงได้ในรูปแบบของความเข้มของอัตราการตกของน้ำจากฟ้าในปริมาตรของการตรวจจับ ความยาวคลื่นที่ใช้อยู่ระหว่าง 1 ซม. ถึง 10 ซม. ทำให้ค่าพลังงานคลื่นสะท้อนกลับเป็นสัดส่วนกับอัตราการตกของน้ำจากฟ้า เนื่องจากอยู่ในเงื่อนไขของกฎการ

กระจายของ Rayleigh (Rayleigh scattering) ซึ่งกล่าวว่าอนุภาคของน้ำจากฟ้าจะต้องมีค่าน้อยกว่าความยาวคลื่นของเรดาร์ที่ใช้ $\left(\frac{D_i}{\lambda} > \frac{I}{16}\right)$, Rayleigh's law (1871)

ค่าพลังงานสะท้อนกลับของเรดาร์ P_r จะถูกแปลงไปเป็นค่าสะท้อนกลับ Z_e ซึ่งมีค่าเปลี่ยนแปลงตามค่าเส้นผ่าศูนย์กลาง (D) ของเม็ดฝนยกกำลัง 6 , ค่าไดอิเล็กทริกยกกำลังสอง (K) และการกระจายของเม็ดฝน ดังนั้น แกมมาฟังก์ชัน (Gamma function) (Yau and Roger ,1976) อยู่ในรูปแบบ

$$Z_e = \int_0^{Dmax} |K|^2 N_0 e^{-AD} D^6 dD \quad (2.12)$$

ความเข้มของฝน (R) หรือสามารถเขียนได้ในรูปของ เม็ดฝน ปริมาตร และความเร็วในการตกของเม็ดฝน

$$R = \int_0^{Dmax} N_0 e^{-AD} \left(\frac{\pi D^3}{6}\right) v v(D) d \quad (2.13)$$

ดังนั้น Z_e และ R สามารถเขียนอยู่ในรูปของฟังก์ชันความสัมพันธ์ระหว่าง Z และ R ได้ดังนี้

$$Z = aR^b \quad (2.14)$$

ค่า a, b ขึ้นอยู่กับชนิดของน้ำจากฟ้า (หิมะ ฝน เมฆแนวตั้ง เมฆแผ่น) ซึ่งจะมีค่า A, K, N_0, v แตกต่างกัน

Marshall and Palmer (1948) ได้เสนอผลการศึกษาเกี่ยวกับการกระจายของเม็ดฝน ซึ่งได้เสนอความสัมพันธ์ระหว่างค่าสะท้อนกลับของเรดาร์และค่าความเข้มของฝนจากสถานีวัดน้ำฝน (Z - R relationship) โดยให้ความสัมพันธ์ระหว่างค่าพลังงานสะท้อนกลับของเรดาร์กับอัตราการตกของเมื่อน้ำที่ตกลงสู่พื้นดิน คือ $Z=200R^{1.6}$ ซึ่งสมการความสัมพันธ์ Z - R นี้ได้ถูกนำมาใช้จนถึงปัจจุบัน

Jordan (2000) ได้จำแนกความคลาดเคลื่อนของการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ออกเป็น 2 กลุ่ม โดยกลุ่มแรก คือ 1) ความคลาดเคลื่อนที่เกิดในการดำเนินใช้เครื่องมือการตรวจวัด (Measurement error) 2) คือ ความคลาดเคลื่อนในการแปลงค่าพลังงานการสะท้อนกลับสัญญาณเรดาร์เป็นปริมาณน้ำฝน (Z-R Conversion error) นอกจากนี้ยังมีปัญหาเรื่องความถี่ของข้อมูลในการตรวจวัดฝนของเรดาร์ (Temporal error) เนื่องจากฝนมีการเคลื่อนที่โดยมีความคลาดเคลื่อนเพิ่มมากขึ้นเมื่อกลุ่มฝนมีการเคลื่อนที่เร็วมากขึ้นหรือเกิดพายุฝน ดังนั้นความคลาดเคลื่อนเนื่องจากความถี่ในการกวาดของเรดาร์ได้ถูกนำมาศึกษาโดย fabry (1994) ในปัจจุบันนี้ได้มีการศึกษามากมายที่พยายามปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนและเพิ่มความถูกต้องของการประมาณการปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลเรดาร์ดังที่ได้กล่าวมาแล้ว โดยการตรวจสอบความถูกต้องของปริมาณฝนเรดาร์ที่ประมาณได้จากเรดาร์จะทำโดยเปรียบเทียบกับปริมาณฝนจากสถานีวัดน้ำฝนที่ตั้งอยู่ในตำแหน่งที่สอดคล้องกันกับข้อมูลเรดาร์ (Ciach et al., 1995)

2.5 การประมาณปริมาณน้ำฝนเรดาร์ (Radar rainfall estimation)

ในหัวข้อนี้จะกล่าวถึงวิธีการประมาณการปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลเรดาร์ วิธีการที่นำมาใช้ในการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลเรดาร์

2.5.1 กระบวนการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลเรดาร์

(Radar -rainfall estimation process)

การเปลี่ยนข้อมูลค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ให้เป็นปริมาณน้ำฝนได้เป็นที่รู้จักกันมากกว่า 60 ปี แต่การดำเนินการเกี่ยวกับการใช้เรดาร์ตรวจอากาศประยุกต์ในงานอุตุนิยมวิทยาก็ยังอยู่ในวงจำกัด ในการแปลงค่าสะท้อนกลับของเรดาร์จะเปรียบเทียบการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์กับค่าที่ตรวจวัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน ซึ่งได้มีการสรุปว่าการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ขาดความแม่นยำ ทำให้เกิดค่าความคลาดเคลื่อนจากการที่จะเปลี่ยนค่าสะท้อนกลับของเรดาร์เป็นปริมาณน้ำฝนโดยเทียบกับปริมาณน้ำฝนจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดินหรือจากการดำเนินการสอบเทียบ (Calibration) ของเรดาร์ หรือ การเลือกค่าพารามิเตอร์ a และ b ของสมการ Z-R เพื่อใช้ในการแปลงค่าสะท้อนกลับ (Z) เป็นค่าปริมาณความเข้มของฝน (R) และการปรับแก้ค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ซึ่งได้จากการตรวจวัดฝนในอากาศให้เทียบเท่ากับฝนที่ตกลงบนพื้นดิน (Joss and Waldvogel, 1990; Sauvageot, 1994) ในการแปลงค่าสะท้อนกลับของเรดาร์

เพื่อให้เป็นปริมาณน้ำฝนโดยหาได้จากความสัมพันธ์ของ $Z-R$ ที่เหมาะสม จากการศึกษาของ Collier et al.(1983) พบว่า การทำนายปริมาณน้ำฝนขึ้นอยู่กับแพคเตอร์สองแพคเตอร์ คือ ค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ (Z) และ ความเข้มของฝนที่วัดโดยสถานีวัดน้ำฝน (R) ซึ่งไม่มีความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่เหมาะสมที่เป็นมาตรฐาน ที่สามารถลดค่าความคลาดเคลื่อนได้ทั้งหมด (Seed et al., 1997) ซึ่งค่าความคลาดเคลื่อนอาจจะเกิดจากลักษณะทางกายภาพของเรดาร์ หรือในการสอบเทียบของเรดาร์ การลดทอนสัญญาณเนื่องจากระยะทาง หรือส่วนของลำพลังงาน ดังนั้นควรจะแก้ไขให้ถูกต้องในช่วงที่ทำการสอบเทียบเพื่อหาความสัมพันธ์ทางสถิติของสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ จะได้มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุด

ดังที่กล่าวมาแล้วข้างต้นว่าเรดาร์ได้ถูกนำมาใช้ในการอุตุ-อุตุนิยมวิทยา มาตั้งแต่ ปี 1960 เพื่อหาปริมาณน้ำฝน โดยทั่วไปแล้ววิธีที่จะใช้ข้อมูลเรดาร์ในการหาปริมาณน้ำฝนนั้นขึ้นอยู่กับค่าความสัมพันธ์ ระหว่าง ค่าสะท้อนกลับของเรดาร์และค่าอัตราการตกของฝน $Z = aR^b$ ค่าสัมประสิทธิ์ a และ b มีความสัมพันธ์โดยตรงกับค่าการกระจายของขนาดเม็ดฝน (DSD) และจำนวนเม็ดฝนภายใต้ปริมาตรของบรรยากาศที่สำรวจ (Martner et al., 2005) ซึ่งสมการความสัมพันธ์นี้ได้ถูกศึกษาเพื่อหาสมการที่เหมาะสมเพื่อนำมาใช้ในการประมาณปริมาณน้ำฝนในหลายประเทศ และโดยสมการความสัมพันธ์ที่ Marshall และ Plamer (1948) จะถูกนำมาใช้เป็นสมการเบื้องต้น ($Z=200R^{1.6}$) โดยในประเทศไทย อุตุวิทยามหาวิทยาลัย หรือ สำนักงานระบายน้ำ กรุงเทพมหานคร ได้นำค่าสมการเบื้องต้นนี้มาใช้เช่นกัน ความเปลี่ยนแปลงของค่าสมการความสัมพันธ์ Z และ R เกิดจากผลโดยตรงของค่า การกระจายของขนาดเม็ดฝนและ จำนวนเม็ดฝนในหน่วยปริมาตร และลักษณะของมวลอากาศ (Dickens, 2003) ค่าการกระจายของขนาดเม็ดฝนและจำนวนเม็ดฝน หามาได้จากกระบวนการทางไมโครฟิสิกส์ของเมฆ ซึ่งเปลี่ยนแปลงไปเป็นรายวัน ฤดูกาล พื้นที่ แม้กระทั่งเมฆชนิดเดียวกันก็ตาม นอกจากนี้ยังมีแพคเตอร์อย่างอื่นเช่น การขัดขวางลำพลังงานของเรดาร์เนื่องจากลักษณะของพื้นที่และระยะที่มีผลต่อความเปลี่ยนแปลงเมื่อลำพลังงานของเรดาร์เคลื่อนผ่านเมฆที่มุมต่าง ๆ ดังนั้นจึงมีความจำเป็นที่จะต้องศึกษาเพื่อหาความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่เหมาะสมสำหรับแต่ละพื้นที่ รายละเอียดของวิธีการหาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ มีดังต่อไปนี้

2.5.2 วิธีหาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$

วิธีหาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่นิยมใช้กันอยู่ในปัจจุบันสำหรับการสอบเทียบเรดาร์ตรวจอากาศมีอยู่ด้วยกัน 4 วิธี ได้แก่

2.5.2.1 Least-squares regression technique (LSR) ซึ่งรูปแบบความสัมพันธ์แสดงอยู่ในรูป $Z = aR^b$ ซึ่ง Z คือ ค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ ค่าที่วัดได้อยู่ในรูปของ dBZ, R คือ อัตราการตกของฝน มีหน่วยเป็น มิลลิเมตรต่อชั่วโมง ค่า a และ b คือ ค่าพารามิเตอร์ของสมการซึ่งสามารถเปลี่ยนให้ไปอยู่ในรูปของสมการ $\log(Z) = b\log(R) + \log(a)$ และจากความสัมพันธ์นี้ LSR ก็สามารถจะประมาณการหาค่า b และ a

2.5.2.2 Robust regression technique วิธีการนี้สามารถลดความอ่อนไหวของสมการ Regression เพื่อให้มีความยุ่งยากน้อยที่สุดในการตั้งสมมติฐานและลดผลกระทบในกรณีที่ข้อมูลบางข้อมูลผิดแปลกไปนั่นคือสามารถตัดข้อมูลบางจุดออกไป ซึ่งโดยปกติข้อมูลของฝนจากสถานีภาคพื้นดินและฝนจากเรดาร์จะมีสิ่งรบกวน หรือผิดปกติได้ และโดยความเป็นจริงก็คือการตั้งสมมติฐานจะนำไปสู่สมการยกกำลัง จากความสัมพันธ์ $Z-R$ ไม่ถูกต้องทั้งหมด ดังนั้นวิธีการหนึ่งที่สามารถทำได้คือใช้วิธี Robust linear regression เพื่อหาค่าเฉลี่ยความเบี่ยงเบนสัมบูรณ์ที่น้อยที่สุดแทน ค่าเฉลี่ยความเบี่ยงเบนยกกำลังสอง เหมือนการตัดค่าที่ผิดปกติออกไป (Press et al., 1992)

2.5.2.3 A non-parametric technique วิธีนี้จะทำการแปลงค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ (dBZ) ไปเป็นปริมาณน้ำฝน (มม./ชม.) ดังนั้น ความน่าจะเป็นของการกระจายการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์จะต้องเท่ากับปริมาณน้ำฝนที่วัดจาก Rain gauge ซึ่งวิธีการนี้พัฒนาขึ้นมาโดย Rosenfeld et al.(1993,1994) วิธีการนี้น่าสนใจโดยเหตุที่ว่า เมื่อตั้งสมมติฐานว่า ความน่าจะเป็นของฟังก์ชันความหนาแน่น (Probability density function:PDF) ของฝนจากเรดาร์เหมือนกับ ความน่าจะเป็นของฟังก์ชันความหนาแน่นของฝนจากสถานีวัดน้ำฝน เมื่อเทียบนาที่ต่อนาที่ โดยไม่สนใจพื้นที่ ดังนั้นในเหตุการณ์เดียวกันจึงสามารถนำฝนจากเรดาร์และฝนจากสถานีวัดน้ำฝนมาเทียบเคียงกันได้เมื่อทำให้อยู่ในรูปแบบฟังก์ชัน PDF ข้อเสียของวิธีนี้คือ ถ้าข้อมูลน้อยเกินไปจะไม่สามารถเป็นตัวแทนทางข้อมูลสถิติได้

2.5.2.4 Neural network technique วิธีนี้ยังไม่แพร่หลายในปัจจุบัน เพราะต้องมีการสอนให้แบบจำลองเรียนรู้และจึงสามารถทำการหาค่าพารามิเตอร์

วิธีที่กล่าวมาทั้งหมด 4 วิธี เป็นวิธีที่ใช้ในการหาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ซึ่งจะทำให้สามารถประมาณปริมาณน้ำฝนจากข้อมูลเรดาร์ได้ใกล้เคียงกับปริมาณน้ำฝนจริง สำหรับในการศึกษานี้ เลือกใช้วิธี Linear regress เพื่อหาค่าพารามิเตอร์ a โดยเลือกใช้พารามิเตอร์ $b = 1.5$ เนื่องจากการศึกษาของ Steiner and Smith (2000) ที่ศึกษาโดยใช้ข้อมูลค่าสะท้อนกลับของเรดาร์

หลายๆ ปีที่ได้จากการตรวจวัดโดยเครื่องมือ Disdrometer พบว่า ค่าพารามิเตอร์ b ที่เหมาะสมที่จะใช้เป็นตัวแทน คือ 1.5 สอดคล้องกับการศึกษาของ Seed et al. (2002) ซึ่งแสดงให้เห็นว่าการเปลี่ยนพารามิเตอร์ b ไม่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของรากที่สองของค่าเฉลี่ยของความคลาดเคลื่อนกำลังสอง (Root Mean Square Error, RMSE) ระหว่างปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์และฝนจากสถานีวัดน้ำฝน

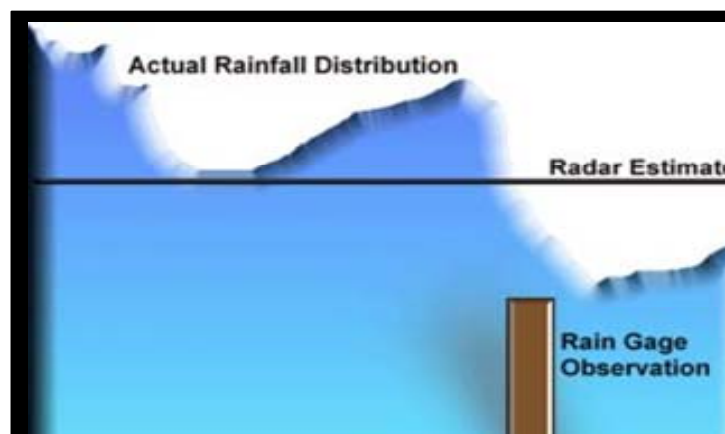
2.6 การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อน (Bias adjustment)

2.6.1 ค่าคลาดเคลื่อนในการประมาณปริมาณน้ำฝน

เป้าหมายของการประมาณการปริมาณน้ำฝนเรดาร์ คือ ต้องการค่าปริมาณน้ำฝนที่ใกล้เคียงหรือถูกต้องกับปริมาณน้ำฝนที่ตกจริงมากที่สุด ซึ่งปริมาณน้ำฝนที่ถูกต้องทำให้รู้ถึงปริมาณน้ำฝนที่ตกลงในพื้นที่ในเวลาหนึ่งๆ ดังนั้นจึงมีการคิดค้นวิธีหรือหากระบวนการที่ทำอย่างไรจึงจะรู้ปริมาณน้ำฝนใกล้เคียงกับความเป็นจริงมากที่สุด เนื่องจากข้อมูลที่ได้จากเรดาร์ตรวจอากาศจะประกอบด้วยข้อมูลในเชิงพื้นที่และเวลา ในเชิงพื้นที่นั้นสามารถครอบคลุมพื้นที่ได้ไม่น้อยกว่า 10^4 ตารางกิโลเมตร ความละเอียดเชิงพื้นที่ 1-5 ตารางกิโลเมตร และในเชิงเวลา สามารถหาค่าได้ตั้งแต่รายนาที่จนถึงสะสมรายชั่วโมง (Borga et al. 2002) ดังนั้นข้อมูลที่ได้จากตรวจวัดของเรดาร์ตรวจอากาศจึงสามารถนำไปประยุกต์ใช้งานทางด้านอุตุนิยมวิทยาได้อย่างกว้างขวาง และยังสามารถใช้ทำนายฝนล่วงหน้าได้ 1-2 ชั่วโมง ซึ่งจะเป็นประโยชน์ต่อการทำนายน้ำท่วมได้ต่อไป แต่อย่างไรก็ตามเนื่องจากเรดาร์ตรวจอากาศไม่สามารถตรวจวัดฝนได้โดยตรงแต่ค่าข้อมูลฝนเรดาร์ที่ตรวจวัดได้คือค่าสะท้อนกลับของพลังงานที่คลื่นเรดาร์ไปกระทบเม็ดฝนและสะท้อนกลับมา แล้วจึงเปลี่ยนค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ให้เป็นค่าปริมาณน้ำฝน ดังนั้นจึงมีโอกาสที่จะเกิดค่าคลาดเคลื่อนจากการแปลงค่าสะท้อนกลับเป็นปริมาณน้ำฝนได้ ซึ่งค่าสะท้อนกลับของคลื่นเรดาร์นี้จะขึ้นอยู่กับจำนวนและการกระจายตัวของเม็ดฝนภายในหนึ่งหน่วยปริมาตรของบรรยากาศที่ทำการตรวจวัด นอกจากนี้ในการทดสอบหาความเชื่อมั่นว่าปริมาณน้ำฝนที่ได้จากการตรวจวัดของเรดาร์จะต้องทดสอบเทียบกับสถานีภาคพื้นดินภายใต้รัศมีทำการของเรดาร์ เนื่องจากสถานีภาคพื้นดินมีการตรวจวัดฝนอย่างต่อเนื่อง แต่เรดาร์ตรวจวัดฝนเมื่อมีการกวาดคลื่นผ่านกลุ่มฝนเท่านั้น

ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนและปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากเรดาร์เป็นปริมาณที่เปรียบเทียบกันโดยตรงได้ยากถึงแม้ว่ากระบวนการตรวจวัดทางกายภาพเหมือนกันแต่

ที่มาของปริมาณทั้งสองได้มาจากการตรวจวัดแตกต่างกัน (David, 2000) คือ ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากเรดาร์ ประเมินการมาจากฝนที่ตกบนพื้นตารางกิโลเมตร ที่เป็นความละเอียดของพิกเซลของเรดาร์ เช่น เรดาร์ภาชีเจริญมีขนาดกริดเท่ากับ 0.5×0.5 ตารางกิโลเมตร ต่อ 1 พิกเซล แต่ปริมาณน้ำฝนที่ได้จากสถานีวัดน้ำฝนเป็นปริมาณที่วัดที่จุดที่สถานีตั้งอยู่ เช่น หากถึงวัดน้ำฝนมีเส้นผ่าศูนย์กลางเท่ากับ 12 นิ้ว พื้นที่ประมาณ 0.0000009 ตารางกิโลเมตร เมื่อเปรียบเทียบกับกันจะเห็นว่าพิกเซลของเรดาร์จะซ้อนทับตำแหน่งของสถานีวัดน้ำฝน ในภาพที่ 2.16 แสดงการกระจายของฝนเมื่อเทียบกับพิกเซลของเรดาร์ 1 พิกเซล การประมาณการของเรดาร์คือค่าเฉลี่ยของพิกเซล แต่การวัดปริมาณน้ำฝนของถึงวัดน้ำฝนที่สถานีจะขึ้นอยู่กับตำแหน่งของถึงวัดน้ำฝนในพิกเซล การตรวจวัดทั้งสองจะสามารถบอกได้อย่างถูกต้องแท้จริงได้และยังบอกความแตกต่างได้อย่างมีนัยสำคัญ



ภาพที่ 2.16 ค่าการกระจายฝนในหนึ่งพิกเซลของเรดาร์ (ที่มา : David, 2000)

ข้อมูลค่าสะท้อนกลับของเรดาร์มีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝน (Battan, 1973) โดยค่าสะท้อนกลับจะถูกแปลงไปเป็นข้อมูลปริมาณความเข้มของฝน มีหน่วยเป็น มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (มม./ชม.) โดยใช้สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่เหมาะสม การนำค่าข้อมูลสะท้อนกลับของเรดาร์มาใช้นั้นจะต้องมีกระบวนการตรวจสอบและปรับแก้ค่าความไม่ถูกต้องหรือความคลาดเคลื่อนก่อน ซึ่งกระบวนการปรับแก้ข้อมูลเรดาร์นี้ถือเป็นสิ่งแรกที่ต้องทำในการตรวจวัดปริมาณน้ำฝนด้วยเรดาร์ โดยปกติแล้ว เรดาร์ตรวจอากาศจะทำการตรวจวัดค่าสะท้อนที่อยู่เหนือพื้นดิน 1-3 กิโลเมตร และปริมาณน้ำฝนที่ต้องนำมาใช้งานคือปริมาณน้ำฝนที่อยู่เหนือพื้นดิน ขั้นตอนต่อมาคือ การปรับแก้

ฝนบนฟ้าที่วัดได้จากเรดาร์ให้เทียบเท่ากับฝนบนดิน ซึ่งสามารถทำได้โดยปรับแก้ข้อมูลฝนจากเรดาร์ที่คำนวณได้จากสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ด้วยข้อมูลฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝน

2.6.2 การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนในการประมาณปริมาณน้ำฝน

(Bias adjustment)

การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนนี้เป็นการปรับแก้ปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ ซึ่งเป็นฝนบนฟ้าให้เทียบเท่ากับปริมาณน้ำฝนจากสถานีวัดน้ำฝนที่อยู่บนพื้นดิน การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนมีดังต่อไปนี้

2.6.2.1 การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ย (Mean field bias adjustment)

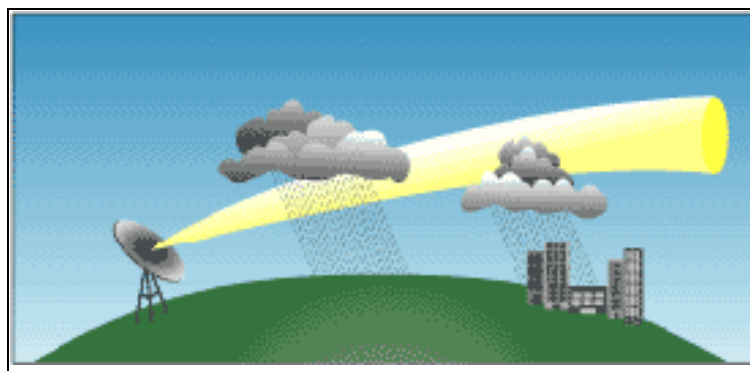
(Wilson 1970; Brandes. 1975; collinge, 1991; Seo and Breidenbach, 2002) ทำได้โดยการหาค่าแฟคเตอร์การปรับแก้ซึ่งมีค่าเท่ากันทั้งพื้นที่ศึกษา แฟคเตอร์ในการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยหาได้จากสมการ (2.15)

$$G/R = \frac{\sum_{i=1}^N \sum_{t=1}^T G_{i,t}}{\sum_{i=1}^N \sum_{t=1}^T R_{i,t}} \quad (2.15)$$

โดยที่ $G_{i,t}$ คือ ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝน i ณ เวลา t
 $R_{i,t}$ คือ ปริมาณน้ำฝนที่คำนวณจากข้อมูลเรดาร์โดยใช้สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ จากกรณีต่าง ๆ ที่ตำแหน่งพิกเซลเดียวกันกับสถานีวัดน้ำฝน i ณ เวลา t
 N คือ จำนวนสถานีวัดน้ำฝนทั้งหมดที่ใช้ในการคำนวณ
 T คือ ช่วงเวลาที่ฝนตกให้เหตุการณ์ฝน (ชั่วโมง)

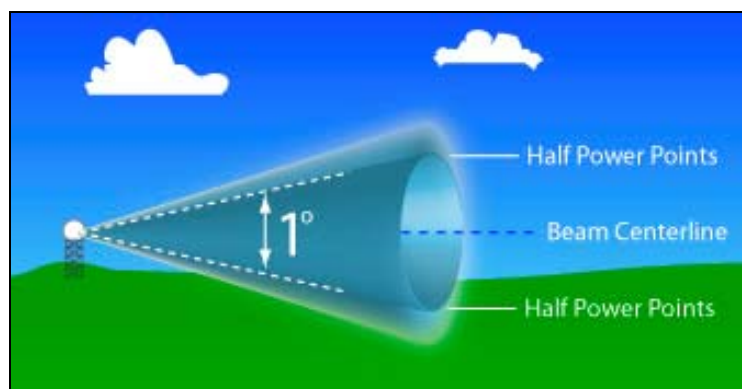
วิธีการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนวิธีนี้เป็นวิธีที่ง่ายที่สุดและนิยมใช้กันอย่างกว้างขวาง โดยวิธีการดังกล่าวจะมีข้อจำกัดอยู่ที่ ในกรณีที่พื้นที่ศึกษาที่มีลักษณะภูมิประเทศที่แตกต่างกัน เช่น พื้นที่ด้านหน้าและพื้นที่ด้านหลังภูเขา ควรจะมีค่าแฟคเตอร์ในการปรับแก้ไม่เท่ากัน

2.6.2.2 การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนตามระยะทาง (Range dependent bias adjustment) (Wilson, 1970; Brandes, 1975; Collinge, 1991; Seo and Breidenbach, 2002) เนื่องจากผิวโลกเป็นส่วนโค้งไม่ได้แบนราบดังแสดงในภาพที่ 2.17 และการตรวจวัดของเรดาร์จะส่งคลื่นพลังงานออกไปเป็นลำคลื่นดังแสดงในภาพที่ 2.18 ดังนั้นจะเห็นได้ว่าในระยะที่ห่างจากตำแหน่งที่ตั้งของเรดาร์ออกไปความแรงของคลื่นเรดาร์จะลดลงทำให้ค่าสะท้อนกลับที่ได้รับก็จะมีค่าลดลง เพื่อที่จะทำให้ได้ค่าปริมาณน้ำฝนเรดาร์ที่ถูกต้องจำเป็นต้องหาค่าแฟกเตอร์ตามระยะทางที่ห่างจากเรดาร์ออกไป



ภาพที่ 2.17 ผิวของโลกเป็นลักษณะเส้นโค้ง

(ที่มา: www.erh.noaa.gov/.../14May2006/curvature.gif)



ภาพที่ 2.18 ลักษณะของลำคลื่นพลังงานเรดาร์เมื่อดำเนินการตรวจวัด

(ที่มา: www.srh.noaa.gov/jetstream/doppler/beam_max.htm)

ค่าเผดเตอร์ในการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนตามระยะทางของแต่ละสถานีวัดน้ำฝนหาได้จากสมการที่ (2.16)

$$G/R = \frac{\sum_{i=1}^T G_{i,t}}{\sum_{i=1}^T R_{i,t}} \quad (2.16)$$

โดยที่ $G_{i,t}$ คือ ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝน i ณ เวลา t
 $R_{i,t}$ คือ ปริมาณน้ำฝนที่คำนวณจากข้อมูลเรดาร์โดยใช้สมการ
 ความสัมพันธ์ Z-R จากกรณีต่าง ๆ ที่ตำแหน่งพิกเซลเดียวกัน
 กับสถานีวัดน้ำฝน i ณ เวลา t
 T คือ ช่วงเวลาที่ฝนตกให้เหตุการณ์ฝน (ชั่วโมง)

2.6.2.3 การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนที่แปรเปลี่ยนตามเวลา (Temporal bias adjustment) (Hudlow, 1973, Seo et al., 1995) โดยการหาค่าปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนตามเวลา ซึ่งนิยมใช้ได้แก่ Random walk process และ Autoregressive: AR (1) process (Krajewski, W., 1997) ทั้งสองแบบจำลองแสดงลักษณะค่าคลาดเคลื่อนของแบบจำลอง ซึ่งโดยทั่วไปจะไม่ทราบค่าความแปรปรวนของแบบจำลองแต่จะสามารถหาได้จากการสอบเทียบแบบจำลอง สำหรับในการศึกษานี้เลือกใช้แบบจำลอง AR (1) เพื่อจำลองค่าการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนตามเวลา

ค่า Time series $\{X_t\}$ คือ แบบจำลอง Autoregressive ลำดับที่ p AR (p) ถ้า

$$(X_t - \mu) = \alpha_1(X_{t-1} - \mu) + \dots + \alpha_p(X_{t-p} - \mu) + E_t \quad (2.17)$$

ค่า μ หาได้จากค่าเฉลี่ยของ $\bar{X}$ จากสมการ (2.17) เพื่อให้ง่ายแก่การคำนวณหาค่า สมมติให้ค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0 แล้วทำการหาค่า acf และถ้า p เท่ากับ 1 จะได้แบบจำลองเป็น AR (1) ซึ่งเป็นที่รู้จักกันในรูปแบบ กระบวนการ Markov หรือ Markov chain (Markov 1856-1922) โดย AR (1) กำหนดได้เป็น

$$X_t = \alpha X_{t-1} + E_t \quad (2.18)$$

ในที่นี้ X_t คือ ค่า G/R ณ เวลาปัจจุบันตามที่สถานีวัดน้ำฝนได้ทำการบันทึก. X_{t-1} คือ ค่า G/R ณ เวลาที่ผ่านมา α คือ ค่าสัมประสิทธิ์ของ Time series G/R ซึ่งเขียนให้อยู่ในรูป G/R ได้ดังนี้

$$(G/R)_t = \alpha(G/R)_{t-1} + E_t \quad (2.19)$$

วิธีดังกล่าวมีข้อจำกัดอยู่ที่ค่าแฟคเตอร์ที่หาค่าได้ ยังมีความคลาดเคลื่อน ซึ่งเกิดจากผลกระทบของคุณภาพของข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนที่นำมาใช้ในการคำนวณหาค่าปรับแก้ ประกอบกับจำนวนคู่ข้อมูลความสัมพันธ์ ($Z-R$) ที่มีอยู่ในแต่ละช่วงเวลาไม่เท่ากัน ส่งผลให้ค่าการปรับแก้ที่คำนวณได้ในแต่ละช่วงเวลามีความมีความแน่นอนไม่เท่ากัน (ศิริลักษณ์ ชุ่มชื่น, 2549)

2.7 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องในการประมาณการปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ (Radar rainfall estimation) และการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อน (Bias adjustment)

งานวิจัยที่ทำการศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนจากข้อมูลเรดาร์ด้วยสมการความสัมพันธ์ $Z = aR^b$ และการปรับปรุงเพื่อให้การประมาณปริมาณน้ำฝนมีความแม่นยำ ถูกต้องสรุปได้ดังนี้

Marshall and Palmer (1948) ศึกษาหาความสัมพันธ์ระหว่างค่าพลังงานสะท้อนกลับและค่าปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนโดยใช้วิธี Linear regression เพื่อคำนวณหาค่าพารามิเตอร์ a และ b ของสมการความสัมพันธ์ $Z = aR^b$ จากผลการศึกษาได้ค่าพารามิเตอร์ a มีค่าเท่ากับ 200 และ ค่าพารามิเตอร์ b มีค่าเท่ากับ 1.6 ต่อมา The national weather service ประเทศสหรัฐอเมริกาได้นำสมการของ Marshall and Palmer ไปใช้กับเรดาร์ WSR-57 จนถึงปัจจุบัน และนำมาใช้เป็นค่าเบื้องต้นของการประมาณปริมาณน้ำฝนเรดาร์ด้วยสมการความสัมพันธ์ $Z-R$

Takeuchi (1985) ได้ทำการศึกษาวิธีติดตามกลุ่มฝนแบบอัตโนมัติโดยวิธีติดตามจุดศูนย์กลางมวลซึ่งวิเคราะห์ลักษณะพื้นที่ที่มีฝนตกหนัก ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาคือ ข้อมูลค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ และ ข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน ทำการวิเคราะห์โดยกำหนดลักษณะพื้นที่บริเวณที่มีขนาดตั้งแต่ 2.04 กิโลเมตร $\times$ 3.4 กิโลเมตร ขึ้นไปภายในรัศมีการตรวจวัด 102 กิโลเมตร มีปริมาณน้ำฝนตั้งแต่ 16 มม./ชม. ส่วนพื้นที่บริเวณที่ใกล้เคียงรัศมี 102 กิโลเมตร ที่มีปริมาณฝนตกหนัก ถือว่าอยู่ในรัศมี 102 กิโลเมตร และอยู่ในช่วงเวลาเดียวกัน (Duration time) เช่นกัน ยกเว้นพายุไต้ฝุ่น จะทำการติดตามในลักษณะของการติดตามการเคลื่อนที่ของตาของพายุไต้ฝุ่น ซึ่งการเปลี่ยนตำแหน่งทิศทางการเคลื่อนที่จะพิจารณาเปรียบเทียบภาพเรดาร์โดยพิจารณาจากระดับที่ตรวจวัด การเคลื่อนที่ของอากาศระดับบนที่ 700 มิลลิบาร์ จากการศึกษาพบว่าช่วงเวลาของพายุฝนตกหนักที่เกิดขึ้นไม่เกิน 20 นาที และการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนที่ตกหนักสามารถทำนายด้วยวิธี Simple extrapolation แต่ไม่เกิน 20 นาที ด้วยการพิจารณาภาพเรดาร์อากาศระดับบน

Joss and Waldvogel (1989) ศึกษาหาค่าความสัมพันธ์ระหว่างค่าพลังงานสะท้อนกลับของเรดาร์และค่าปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน จากสมการความสัมพันธ์ $Z = aR^b$ ผลการศึกษาได้สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ของลักษณะฝน 3 รูปแบบ ได้แก่

$$\begin{aligned} Z &= 140R^{1.5} && \text{สำหรับฝนตกปรอยๆ} \\ Z &= 250R^{1.5} && \text{สำหรับฝนตกกระจายครอบคลุมบริเวณกว้าง} \\ Z &= 500R^{1.5} && \text{สำหรับพายุฝนฟ้าคะนอง} \end{aligned}$$

สมการที่หาได้ทั้งหมดข้างต้น สมมติให้การกระจายของขนาดของเม็ดฝนอยู่ในรูปการกระจายแบบเอ็กโพเนนเชียล (Marshall and Palmer, 1948; Atlas, 1953; Gunn และ Marshall, 1958)

Rosenfeld et al. (1993) ศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนจากข้อมูลเรดาร์โดยใช้ข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝนราย 3 นาทีและข้อมูลค่าพลังงานสะท้อนกลับของเรดาร์ พบว่าค่าประมาณปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากเครื่องมือสองชนิดมีความแตกต่างกัน โดยปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากเรดาร์เป็นปริมาณน้ำฝนที่อยู่เหนือพื้นดินส่วนปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนเป็นน้ำฝนที่อยู่บนพื้นดิน ดังนั้นในการศึกษาจึงมีจุดมุ่งหมายเพื่อที่จะหาค่าความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่เหมาะสมที่สุด โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศชนิด C-band มีค่าความกว้างลำคลื่น 1.65° ร่วมกับสถานีวัดน้ำฝน 22 สถานี ที่ตั้งอยู่ใกล้เมือง Darwin ประเทศ Australia ทำการศึกษาโดยใช้วิธี

Probability Matching Method (PMM) ผลการศึกษาพบว่าวิธีการดังกล่าวช่วยเพิ่มประสิทธิภาพในการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์และทำให้ได้สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่สามารถประมาณปริมาณน้ำฝนได้ถูกต้องเพิ่มมากขึ้น 30 % เมื่อเทียบกับสมการความสัมพันธ์เบื้องต้น $Z=200R$ ^{1,6}

William et al. (1995) ศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนจากข้อมูลภาพเรดาร์และข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝน ในพื้นที่ Florida ในช่วงฤดูร้อนในปี ค.ศ. 1991 โดยทำการเปรียบเทียบผลการศึกษาในกรณีที่ใช้สมการความสัมพันธ์ $Z=300R$ ^{1,4} (สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ เบื้องต้นของเรดาร์ WSR-88D) และ สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่หาค่าโดยวิธี PMM ผลการศึกษาพบว่า การประมาณปริมาณน้ำฝนโดยใช้สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่ได้จากสมการยกกำลังมีค่าความคลาดเคลื่อนสูง (+90%-110%) เมื่อเปรียบเทียบกับค่าปริมาณน้ำฝนจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดินในเวลาเดียวกัน การประยุกต์ใช้ค่าพลังงานสะท้อนกลับของคลื่นเรดาร์เริ่มต้น 36.5 dBZ โดยใช้วิธี PMM พบว่ามีประสิทธิภาพในการปรับปรุงค่าปริมาณน้ำฝนที่ได้จากสมการยกกำลัง โดยลดค่าความคลาดเคลื่อนลง 20%-33% ค่าความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ได้จากการประมาณการของสมการยกกำลังของสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ และค่าเฉลี่ยจากสถานีวัดน้ำฝนของฝนเฉลี่ยเชิงพื้นที่มีมากกว่าปริมาณน้ำฝนแบบเฉพาะจุด การประมาณปริมาณน้ำฝนที่ได้จากวิธี PMM สามารถปรับปรุงทั้งค่าความคลาดเคลื่อน และค่า RMSE ระหว่างฝนเรดาร์และฝนจากสถานีวัดน้ำฝนที่ได้จากทั้งสองกรณีมีค่าลดลง สเกลเวลาที่น้อยที่สุดที่ประยุกต์ใช้ PMM กับข้อมูลเรดาร์ที่ได้จากการศึกษา คือ ประมาณหนึ่งวัน สำหรับพื้นที่ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย มาตรฐานของพื้นที่ที่น้อยที่สุดยากที่จะกำหนด ถึงแม้ว่าจากการศึกษาพบว่าจะต้องน้อยกว่า 350 ตารางกิโลเมตร แต่ก็ยังเป็นข้อสรุปสำหรับใช้กับเรดาร์ WSR-88D เท่านั้น นั่นคือสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ นอกจากจะขึ้นอยู่กับลักษณะของฝนแล้วยังขึ้นอยู่กับระบบการทำงานของเรดาร์ด้วย

Morin et al. (1995) ศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนในเชิงพื้นที่และเวลา ในหลายพื้นที่ของประเทศอิสราเอล วัตถุประสงค์เพื่อนำไปใช้กับแบบจำลองทางอุทกวิทยา วิธีการประมาณปริมาณน้ำฝนแบบเดิมใช้เรดาร์ตรวจอากาศเพื่อรวบรวมความแปรปรวนระหว่างค่าสะท้อนของฝนจากเรดาร์และความเข้มฝน โดยใช้วิธี Window Probability Matching Method (WPMM) การเปรียบเทียบฝนสะสมรายวันจากข้อมูลสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดินกับข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ทำให้ค่าคลาดเคลื่อนมาตรฐานของการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลเรดาร์มีค่า 7% สำหรับในกรณีที่รวมค่าเฉลี่ยฝนสะสม 328 มม. ความถูกต้องในการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูล

เรดาร์สามารถให้รายละเอียดเกี่ยวกับลำดับความเข้มของฝนและปริมาณน้ำฝน ถือเป็นการนำเสนอข้อมูลแบบใหม่เพื่อใช้ในอุทกวิทยา ตัวอย่างการศึกษาได้แสดงให้เห็นถึงความสะดวกในการใช้ข้อมูลเพื่อปรับปรุงการคำนวณปริมาณน้ำฝนที่เป็นส่วนเกินในแต่ละพื้นที่และเวลา ซึ่งจากการศึกษาได้แสดงให้เห็นว่าสามารถประมาณปริมาณน้ำฝนได้แม้ในกรณีที่ไม่มีสถานีวัดน้ำฝนในบริเวณพื้นที่ นอกจากนี้ผู้ศึกษายังแสดงให้เห็นถึงความยุ่งยากในการแปลงค่า ปริมาณน้ำฝนสู่ข้อมูลน้ำหลาก ถึงแม้จะเชื่อว่าโปรแกรม GIS มีความสามารถที่จะทำการเปรียบเทียบตัวแปรหลักซึ่งควบคุมความสัมพันธ์ปริมาณน้ำฝนและน้ำหลากได้ก็ตาม

Hilario (1998) ศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนช่วงสั้นๆโดยใช้ข้อมูลดาวเทียม ภาพอินฟราเรด (IR) ในช่วง 10.5-12.5 เมตร และ ภาพแบบ Visible (VIS) สามารถมองเห็นได้ 0.55 - 0.75 เมตร ข้อมูลนี้ได้จากดาวเทียมตรวจอากาศและสำรวจภาคพื้นดินของญี่ปุ่น (GMS) การประมาณปริมาณน้ำฝนเลือกใช้ข้อมูลฝนสะสมราย 3 ชม., 6 ชม. และ 12 ชม. จากเหตุการณ์มรสุมที่เกิดขึ้นโดยคำนวณจากภาพที่มีช่วงเวลาห่างกัน 3 ชม. แบบจำลองที่ใช้คือ Linear regression เมื่อทำการรวมภาพ IR และภาพ VIS เพื่อใช้สำหรับประมาณปริมาณน้ำฝนในช่วงสั้น, ซึ่งไม่ขึ้นอยู่กับการคำนวณข้อมูลที่ใช้ในการทวนสอบแบบจำลอง พบว่าค่าปริมาณน้ำฝนที่มีความเข้มสูงมีความสัมพันธ์กับค่าความสว่างของ IR เสมอ แต่ค่าความสว่างของ IR ไม่ได้มีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนที่มีความเข้มสูงเสมอไป คาบเวลารวมทั้งหมดของการประมาณปริมาณน้ำฝนที่หาได้ปรากฏว่าเป็นแฟคเตอร์ที่มีความสำคัญต่อความถูกต้องในการประมาณปริมาณน้ำฝน โดยทั่วไปการหาปริมาณน้ำฝนสำหรับคาบ 3 ชม., 6 ชม. และ 12 ชม. แสดงให้เห็นว่ามีการประมาณปริมาณน้ำฝนเกินความเป็นจริงสำหรับกรณีที่ฝนมีความเข้มต่ำ และประมาณปริมาณน้ำฝนต่ำกว่าความเป็นจริงสำหรับกรณีที่ฝนมีความเข้มสูง การศึกษานี้เป็นการศึกษาที่ใช้ภาพมุมกว้างคือภาพถ่ายดาวเทียมซึ่งอยู่สูงจากพื้นดินเป็นข้อมูลที่ถ่ายจากข้างบนลงมา ฉะนั้นสิ่งที่นำมาใช้เป็นข้อมูลจึงเป็นข้อมูลในแนวราบ แต่ฝนที่ตกในพื้นที่เป็นฝนที่เกิดจากเมฆฝนระดับต่ำที่อยู่เหนือพื้นดินไม่เกิน 3 กิโลเมตร และมีการเปลี่ยนแปลงทั้งในแนวดิ่งและแนวราบดังนั้นก็มีความคลาดเคลื่อนในการประมาณปริมาณน้ำฝนมาก

Willis et al. (1999) ศึกษาหาค่าความสัมพันธ์ $Z=aR^b$ โดยใช้ เรดาร์ WSR-88D ร่วมกับ Disdrometer และ gauge โดยศึกษาการตรวจวัดปริมาณน้ำฝนจากการกระจายของเม็ดฝนด้วย Disdrometer บริเวณศูนย์วิจัย Everglades อำเภอ Florida ประเทศสหรัฐอเมริกา แล้วคำนวณหาค่าพารามิเตอร์ a และ b โดยใช้วิธี Regression และวิธี Probability Matching Method (PMM)

โดยมีรายละเอียดของการศึกษาดังนี้ กรณีที่ใช้วิธี Regression ใช้ข้อมูลการกระจายของเม็ดฝน 1 นาที ผลการศึกษาสามารถแบ่งออกเป็น 2 กรณี คือ กรณีที่ 1 ได้ค่าความสัมพันธ์ $Z=209R^{1.89}$ โดยใช้ค่า Z และ R ที่วัดได้จาก Disdrometer และใช้วิธีการแบบเดิม กรณีที่ 2 ได้ค่าความสัมพันธ์ $Z=222R^{1.42}$ โดยใช้ค่า Z ที่วัดได้จากการกระจายของเม็ดฝน 1 นาทีโดย Disdrometer และ R ที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนราย 1 นาที ซึ่งค่าที่ได้ใกล้เคียงกับที่ Woodley et al. (1970) เคยศึกษาไว้ที่ไม่อามี กรณีที่ใช้วิธี PMM ใช้ข้อมูลฝนรายชั่วโมงจากสถานีวัดน้ำฝน ผลการศึกษามี 2 กรณีคือ กรณีที่ 1 ได้ค่าความสัมพันธ์ $Z=318R^{1.17}$ โดยใช้ค่า Z ที่วัดได้จากเรดาร์ และค่า R ที่วัดได้จาก Disdrometer กรณีที่ 2 ได้ค่าความสัมพันธ์ $Z=316R^{1.18}$ โดยใช้ค่า Z ที่วัดได้จากเรดาร์ และค่า R ที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำ ซึ่งจะเห็นว่าค่าที่ได้ใกล้เคียงกันมาก

Lee et al. (2001) ศึกษาหาค่าสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่เมือง Busan ประเทศเกาหลี โดยใช้เรดาร์ DWSR-88C ร่วมกับ Disdrometer ในการตรวจวัดปริมาณน้ำฝน จากนั้นคำนวณหาค่าพารามิเตอร์ a และ b โดยใช้วิธี Linear regression เนื่องจากการใช้สมการความสัมพันธ์ $Z=200R^{1.6}$ ไม่สามารถใช้กับฝนชนิดอื่นได้นอกจากฝนแบบ Stratiform การศึกษาใช้ข้อมูลในช่วงเดือนมีนาคมถึงกันยายน 2001 ได้ค่าสมการความสัมพันธ์ $Z=415R^{1.51}$ ถึงแม้ว่าสมการความสัมพันธ์นี้ไม่สามารถใช้ได้กับฝนทุกชนิด เพราะข้อมูลที่ใช้เป็นช่วงสั้น ๆ แต่ทำให้ทราบว่าเรดาร์ DWSR-88C ควรมีการสอบเทียบโดยใช้ข้อมูลมากกว่านี้และการหาสมการความสัมพันธ์ควรใช้ข้อมูลที่เก็บมานานกว่านี้ และมีวัดการกระจายของขนาดเม็ดฝน เพื่อจะทำให้ได้สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่เหมาะสมสามารถนำไปใช้ประมาณปริมาณน้ำฝนชนิดอื่นได้

Todini (2001) ศึกษาการประมาณการปริมาณน้ำฝนจากข้อมูลเรดาร์โดยเสนอวิธีการใหม่ซึ่งเป็นการนำ Block-kriging และ Kalman filtering มาใช้ร่วมกัน โดยสร้างสมการในรูปแบบของสมการ Bayesain จากการศึกษาพบว่า ฝนเชิงพื้นที่ที่ประมาณได้จาก เรดาร์ของอุตุนิยมหาวิทยาลัยกับฝนที่วัดได้แต่ละจุดจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน เท่ากับค่าฝนของแต่ละสถานีวัดน้ำฝน ทฤษฎีนี้พัฒนาขึ้นทำตามจำนวนตัวอย่างที่ใช้ในการวิเคราะห์ ซึ่งค่าความคลาดเคลื่อนของฝนเชิงพื้นที่ประกอบด้วย ค่าคลาดเคลื่อนจากการรบกวนและค่าที่ปรับแก้ ประมาณ 30% ได้ถูกเพิ่มให้กับฝนเชิงพื้นที่ที่ทราบค่า เพื่อแสดงศักยภาพของขั้นตอนวิธี ผลจากการวิเคราะห์ตัวอย่าง 1,000 ตัวอย่างแสดงให้เห็นว่า ค่าที่ประมาณการรวมสุดท้ายของค่าที่ไม่ปรับแก้และค่าสัญญาณรบกวนแปรปรวนลดลงในแต่ละตัวอย่าง ยิ่งกว่านั้นในกรณีศึกษาแสดงให้เห็นว่าสามารถปรับปรุงการประมาณ

ปริมาณน้ำฝนบริเวณตอนบนของแม่น้ำ Reno ในประเทศอิตาลีได้ นอกจากนี้ยังแสดงให้เห็นการปรับปรุงการกระจายของฝนในเชิงพื้นที่ที่ได้มาจากค่าเฉลี่ยของข้อมูลเรดาร์ตามเงื่อนไขอีกด้วย

Hannesen (2002) ได้ทำการศึกษาการปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ของ Polar55 Radar Montagnana/Firenze ที่ทำการตรวจวัดทุกๆ 6 นาที ซึ่งอยู่ระหว่างเดือนกันยายน 1999 ถึง เดือน พฤศจิกายน 1999 และข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน ที่ทำการตรวจวัดโดย State institute for environmental protection โดยการศึกษาเพื่อหารูปแบบการเคลื่อนที่ของฝนด้วยการติดตามการเคลื่อนที่กลุ่มฝนในวิธีที่แตกต่างกัน 4 วิธี คือ Cell centriod tracking, Cross-correlation tracking, Volume velocity processing, Uniform wind technique ผลการศึกษาพบว่าวิธี Cross-correlation tracking สามารถติดตามการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนได้ในช่วงเวลาที่แตกต่างกันได้ เช่น 6 นาที, 10 นาที เป็นต้น และสามารถติดตามกลุ่มฝนที่เป็น ชนิด Convective ได้ดีกว่ากลุ่มฝนที่เป็นแบบ Stratiform

Moraes et al. (2002) ใช้ข้อมูลเรดาร์เพื่อทำการศึกษาใน Eastern coast of northeastern brazil หาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ของฝน Stratiform และฝน Convective โดยใช้วิธี Linear Regression และ ผลการศึกษาสามารถสรุปได้ดังนี้ 1) ฝน Stratiform ค่า a จะมีค่าอยู่ระหว่าง 134-269 และค่า b มีค่า อยู่ระหว่าง 1.22-1.38 2) ฝน Convective ค่า a จะมีค่าอยู่ระหว่าง 31-136 และค่า b มีค่าอยู่ระหว่าง 1.4-1.9 ค่าพารามิเตอร์ของฝน แบบ Stratiform สอดคล้องกับการศึกษาที่ผ่านมา แต่ฝนแบบ Convective ไม่สอดคล้อง สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ มีค่าพารามิเตอร์เหมือนกลุ่มของ Stratiform อย่างไรก็ตามไม่ได้หมายความว่าอัตราการตกของฝนแบบ stratiform มีมากในช่วงที่ศึกษา แต่ภูมิอากาศในช่วงนั้นเป็นช่วงฤดูฝน ซึ่งจะมีมรสุมตะวันออกเฉียงใต้และ Convective เซลล์ ความชื้นแผ่มาด้วย ดังนั้นอัตราตกของฝนจึงเป็นไปได้ที่จะผสมกันระหว่างฝนทั้งสองแบบ ดังนั้นข้อมูลที่มีคาบยาวนานก็จะรวมการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศเข้าไปด้วย ซึ่งจะต้องมีการหาคำตอบต่อไป เพื่อเปรียบเทียบว่าความสัมพันธ์ $Z-R$ ในฤดูเดียวกัน ซึ่งไม่ได้นำเสนอในการศึกษานี้

Preeyaporn (2003) ศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนในประเทศไทยโดยใช้ข้อมูลระยะไกล (Remote sensing) และข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน โดยทำการวิเคราะห์เพื่อสร้างความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลสถานีวัดน้ำฝนในบริเวณที่ทำการศึกษากับข้อมูลดาวเทียมของอุตุนิยมวิทยา ใช้สมการความสัมพันธ์ในการหาปริมาณน้ำฝนจากสมการ $P = aT^b$ เมื่อ T คือ อุณหภูมิของยอดเมฆมีหน่วยเป็น K ผลที่ได้แบ่งเป็น 2 กรณี คือ 1) กรณีที่อุณหภูมิยอดเมฆได้จาก

GMS 4 และ ข้อมูลฝนจากพื้นดินจำนวน 20 สถานี และใช้ Non-linear regression หาพารามิเตอร์ จะได้สมการความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิยอดเมฆ (T) และ ปริมาณน้ำฝน (P) สำหรับภาคเหนือ $P = 4.3932 \times 10^{58} T^{24.80}$ ($r^2 = 0.97$) สำหรับฤดูแล้ง (มีนาคม ถึงพฤษภาคม 1993) และ $P = 1.8462 \times 10^{22} T^{8.93}$ ($r^2 = 0.62$) สำหรับฤดูฝน (สิงหาคม ถึงกันยายน 1994) 2) สมการความสัมพันธ์ของภาคเหนือ, ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ, ตะวันออก และภาคใต้ ระหว่างเดือนมกราคม ถึงธันวาคม 1994 คือ $P = 1.1102 \times 10^{13} T^{4.8288}$, $P = 4.4905 \times 10^{10} T^{3.8012}$, $P = 5.2384 \times 10^{12} T^{4.6683}$, $P = 2.4916 \times 10^{11} T^{4.0840}$ ตามลำดับ และค่าสัมประสิทธิ์ r^2 คือ 0.71, 0.73, 0.70 และ 0.71 ตามลำดับ

Sokol (2003) ศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนรายชั่วโมงโดยใช้ข้อมูลเรดาร์ Tulsa ซึ่งเป็นเรดาร์ชนิด S-band ที่ตั้งอยู่ Oklahoma ร่วมกับข้อมูลสถานีวัดน้ำฝนที่ตั้งอยู่ในบริเวณพื้นที่ โดยใช้วิธี Simple linear regression และทดสอบความเชื่อมั่นของผลการศึกษาโดยใช้ค่า RMSE, ค่าคลาดเคลื่อน และค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ จากการศึกษาพบว่าค่าดังกล่าวแปรผันตามค่าความหนาแน่นของสถานีวัดน้ำฝนที่อยู่ในพื้นที่ โดยผลการศึกษาพบว่าถึงแม้จะมีความหนาแน่นของสถานีวัดน้ำฝนน้อย (50 สถานีวัดน้ำฝน ซึ่งสถานีวัดน้ำฝน 1 สถานีต่อพื้นที่ไม่เกิน 4,000 ตารางกิโลเมตร) ในบริเวณพื้นที่ที่ทำการศึกษาก็สามารถปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนได้ การปรับปรุงจะเพิ่มมากขึ้นหากจำนวนสถานีวัดน้ำฝนในพื้นที่มีจำนวนหนาแน่นมากขึ้น

Chumchean (2003) ทำการศึกษานิดของฝนต่อการประมาณปริมาณน้ำฝนโดยใช้ข้อมูลจากเรดาร์ดำเนินการโดย อุตุณิยมิวิทยาของ ออสเตรเลีย ข้อมูลจากเครื่องวัดน้ำฝน 169 สถานี ระหว่าง เดือนพฤศจิกายน 2000 ถึงเดือน เมษายน 2001 ซึ่งในการศึกษาได้ทำการจำแนกชนิดของฝน โดยจัดกลุ่มค่าการสะท้อนกลับของคลื่นเรดาร์ระหว่างฝนแบบ convective และฝนแบบ stratiform การจำแนกชนิดของเหตุการณ์ฝนหามาได้จากความสัมพันธ์ระหว่างค่าสถิติปริมาณน้ำฝนรายชั่วโมงในพื้นที่และชนิดของฝน จากการศึกษาพบว่าจากวิธีการที่นำเสนอสามารถจำแนกชนิดของฝนได้ถูกต้อง 70% และเมื่อนำค่าการประมาณปริมาณน้ำฝนที่ได้จากการประมาณการแบบเดิมมาเปรียบเทียบกับค่าประมาณปริมาณน้ำฝนที่มีการจำแนกชนิดของฝน พบว่ามีความแม่นยำในการประมาณปริมาณน้ำฝนเพิ่มขึ้น 13% และ 11% ในช่วง Calibration และ Cross-validation ตามลำดับ แสดงให้เห็นว่า ชนิดของฝนมีนัยสำคัญในการประมาณปริมาณน้ำฝน

Gray และ Larsen (2004) ได้นำเสนอความถูกต้องในการประมาณปริมาณน้ำฝนเรดาร์ ซึ่งการตรวจวัดน้ำจากฟ้าด้วยเรดาร์โดยรวมค่าความคลาดเคลื่อนเนื่องจากการสะท้อนจากพื้นดินและพื้นผิวทะเล ความคลาดเคลื่อนในการตรวจวัดของเสาอากาศ ความคลาดเคลื่อนในการทวนสัญญาณสะท้อนกลับของเมฆน้ำและความคลาดเคลื่อนในกรณีที่สัญญาณไม่เพียงพอ ซึ่งทั้งสองได้เสนอให้พิจารณาความคลาดเคลื่อนจากแหล่งต่าง ๆ ผลลัพธ์ที่ได้จะถูกนำมาเตรียมเครื่องมือเพื่อลดความคลาดเคลื่อน ผลลัพธ์ทั้งหมดได้ถูกนำมาจัดกลุ่มใหม่ และเป็นที่น่าสนใจอย่างยิ่งคือ สามารถลดความคลาดเคลื่อนของค่าสะท้อนในแนวตั้งได้ เมื่อนำผลลัพธ์ของความคลาดเคลื่อนเหล่านี้รวมเข้าด้วยกัน และเปรียบเทียบระหว่าง การประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ ณ บริเวณพื้นที่และข้อมูลอัตราการไหลของน้ำท่าในพื้นที่จะเป็นเครื่องมือที่ใช้ตรวจสอบความถูกต้อง เมื่อเปรียบเทียบกับเครือข่ายของสถานีวัดน้ำฝน ถ้าเรดาร์มีความแน่นอนในการประมาณปริมาณน้ำฝน ความถูกต้อง การปรับแก้ต้องทำให้ค่าความคลาดเคลื่อนที่เกิดจาก Ground clutter และ VPR (Vertical Profile of Reflectivity) ลดลง ซึ่งต้องพิจารณาความเปลี่ยนแปลงผลจากสัญญาณที่เปลี่ยนไปมาอยู่ตลอดเวลาด้วย เมื่อทำการปรับแก้ค่าความคลาดเคลื่อน และทำการประมาณปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย เพื่อนำเข้าสู่พื้นที่ตามมาตราส่วน ผลลัพธ์ที่ได้ชี้ให้เห็นว่าการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลเรดาร์มีความแม่นยำเมื่อทำการสอบเทียบกับพื้นที่ที่มีสถานีวัดน้ำฝนเป็นเครือข่ายกันอย่างหนาแน่น

Velasco (2004) ใช้วิธี Merging radar and raingauge เข้ามาช่วยเพื่อปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ โดยใช้ข้อมูลจากเรดาร์ C-band ของ Spanish Weather Service ร่วมกับข้อมูลน้ำฝนจากสถานีวัดน้ำฝน 77 สถานีที่อยู่ใน Catalunya (NE Spain) ที่ตั้งอยู่ในแถบทะเลเมดิเตอร์เรเนียน โดยทำการรวบรวมข้อมูลน้ำฝนในช่วงวันที่ 28 กันยายน ค.ศ. 2000 ในช่วงเวลา 12 ชั่วโมงที่เรดาร์ตรวจวัดได้ ในหน่วย (dBZ) จากนั้นทำการศึกษาโดยเลือกวิธีการทาง Geostatistical ซึ่งประกอบไปด้วยวิธี Ordinary Kriging (OK) ,Kriging with External Drift (KED) และ Collocated CoKriging (ColCOK) เข้ามาใช้ในการวิเคราะห์ และจากผลการศึกษาเมื่อตรวจสอบด้วยค่า Cross validation พบว่าวิธีการ Kriging with External Drift (KED) เป็นวิธีการที่ดีที่สุด และในการศึกษายังพบว่าอิทธิพลของหน่วย ของข้อมูลค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ (dBZ หรือ mm.h^{-1}) มีผลต่อการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ดังนั้นในอนาคตควรพิจารณาตรงจุดนี้ในการศึกษาด้วย

Chumchean (2004) ได้นำเสนอวิธีการประมาณปริมาณน้ำฝนแบบทันเวลา โดยนำเสนอขั้นตอนสำหรับการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนอัตโนมัติของค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยโดยใช้ฝนสะสมรายชั่วโมงจากเครือข่ายสถานีวัดน้ำฝน โดยใช้ข้อมูล CAPPI ของเหตุการณ์ฝนจำนวน 27 เหตุการณ์ และข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝน 168 ชั่วโมง ซึ่งวัตถุประสงค์ คือ ลดค่าความแตกต่างระหว่างฝนจากข้อมูลเรดาร์และฝนจากสถานีวัดน้ำฝน ภายใต้ปรัชญาของการประมาณปริมาณน้ำฝนแบบทันทีที่ใช้ในการศึกษา คือ ค่าประมาณปริมาณน้ำฝนจากข้อมูลเรดาร์จะต้องถูกปรับแก้ก่อน ค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการวัดค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ และค่าความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการแปลงค่าสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ขึ้นอยู่กับวิธีที่ใช้ และวิธีทางสถิติจะใช้สำหรับกำจัดค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยที่แตกต่างกัน ระหว่างการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ ณ ตำแหน่งของสถานีวัดน้ำฝนและขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำฝนรวมของสถานีวัดน้ำฝน โดยใช้วิธี Kalman filtering เพื่อปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยแบบทันที รูปแบบบล็อกรูปของค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยเหมือนกับกระบวนการ Autoregressive ลำดับ 1 (AR (1)) ซึ่งมีค่าความเบี่ยงเบนคงที่ ค่าเบี่ยงเบนของคลาดเคลื่อนรายชั่วโมงถูกประมาณการโดยใช้ค่าความเบี่ยงเบนของค่าคลาดเคลื่อนจากการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ ขึ้นอยู่กับความเข้มของฝนจำนวนสถานีวัดน้ำฝนและที่ตั้งของสถานีวัดน้ำฝนใช้ในการประมาณการค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยรายชั่วโมง ผลการศึกษาพบว่า ความหนาแน่นของสถานีวัดน้ำฝนมีผลต่อการปรับค่าความคลาดเคลื่อน โดยการปรับค่าความคลาดเคลื่อนที่ง่ายที่สุด คือ แฟคเตอร์ G/R เหมาะสำหรับในกรณีที่มีความหนาแน่นของสถานีวัดน้ำฝน และ Kalman filtering ใช้ได้ในกรณีที่สถานีวัดน้ำฝนไม่หนาแน่น ดังนั้น Kalman filtering สามารถลดจำนวนสถานีวัดน้ำฝนที่ใช้ในการปรับค่าคลาดเคลื่อนและทำให้การประมาณปริมาณน้ำฝนได้อย่างถูกต้องยิ่งขึ้น

Chumchean (2005) ศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนแบบทันเวลา สำหรับพื้นที่กรุงเทพมหานคร โดยใช้ข้อมูลค่าสะท้อนกลับจากเรดาร์ตรวจอากาศดอนเมือง ซึ่งเป็นเรดาร์ชนิด S-band รัศมีทำการ 240 กิโลเมตร ระหว่างเดือนกันยายนถึงเดือนตุลาคม 2004 และข้อมูลสถานีวัดน้ำฝน ซึ่งเงื่อนไข คือ ใช้ข้อมูลความเข้มฝนมากกว่า 0.5 มม./ชม. ผลจากการศึกษาแสดงให้เห็นว่าการประมาณปริมาณน้ำฝนโดยใช้ข้อมูลปัจจุบันและย้อนหลังไป 120 นาทีโดยมีการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนด้วย G/R ให้ค่า RMSE ต่ำสุดเมื่อเทียบกับวิธีการอื่น (ข้อมูลย้อนหลังไป 30 และ 60 นาที) จากการศึกษาได้แสดงให้เห็นว่า การใช้ข้อมูลย้อนหลังไปไม่ควรเกิน 120 นาที หรือ 2 ชั่วโมง จึงใช้ในการประมาณปริมาณน้ำฝนได้ถูกต้องแม่นยำ

Wesson and Pegram (2006) ศึกษาการปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนเรดาร์ ข้อมูลที่ใช้ คือข้อมูล CAPPI ความละเอียด 1 กิโลเมตร x 1 กิโลเมตร ทุก ๆ 5 นาที และข้อมูลจาก สถานีวัดน้ำฝน 45 สถานี ปี ค.ศ.1995 – ค.ศ.1996 ที่อยู่ในรัศมีประมาณ 10 กิโลเมตร ครอบคลุม พื้นที่บริเวณ 3,600 ตารางกิโลเมตร ดังนั้นความหนาแน่นของสถานีวัดน้ำฝน คือ พื้นที่ 80 ตารางกิโลเมตรต่อ 1 สถานี ทั้งสองได้พัฒนาวิธีแยกชนิดของฝนออกเป็น 2 ชนิด คือ ฝนแบบ Convective และ ฝนแบบ Stratiform การแยกชนิดของฝนทำคล้ายกับวิธีของ Steiner (1995) คือ กำหนดค่าสะท้อนของเรดาร์เป็นช่วงๆ ค่าสะท้อนกลับที่น้อยกว่า 18 dBZ กำหนดให้ฝนเป็น 0 มม./ชม. และค่าสะท้อนกลับที่เท่ากับหรือมากกว่า 35 dBZ ให้ถือว่าฝนเป็นแบบ Convective ดังนั้นฝนที่เป็นแบบ Stratiform จะมีค่าสะท้อนกลับอยู่ระหว่าง 18 dBZ ถึง 35 dBZ นอกจากนั้นยังมีการกำจัด Bright band เพื่อปรับค่าคลาดเคลื่อนของฝนแบบ Stratiform ที่มีผลกระทบจากค่า Bright band แล้วจึงหาค่า สะท้อนกลับจากพื้นดิน โดยใช้ Cascade kriging เพื่อเติมข้อมูล CAPPI ที่ขาดหายไปที่ระดับใกล้กับพื้นดิน แล้วทำการเปรียบเทียบการประมาณปริมาณน้ำฝนใกล้กับระดับพื้นดินกับวิธี Nearest pixel และ Average profile พบว่าค่าเฉลี่ยของค่าคลาดเคลื่อนยกกำลังสอง (MSE) ของ Cascade kriging มีค่าต่ำที่สุดเมื่อเทียบกับทั้งสองวิธี ซึ่งแสดงให้เห็นว่า สามารถปรับปรุงค่าประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ได้

ศิริลักษณ์ ชุ่มชื่น (2549) หาปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์โดยแปลงค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ (Z) ให้เป็นปริมาณน้ำฝนเรดาร์ (R) โดยใช้สมการ $Z-R$ และนำมาเปรียบเทียบกับฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝน พบว่ายังมีความลำเอียงเนื่องจากความแตกต่างระหว่างเครื่องมือวัดน้ำฝนทั้งสองชนิด จึงทำการปรับแก้โดยการนำค่าแฟคเตอร์ปรับแก้ที่คำนวณได้จากอัตราส่วนระหว่าง ฝนจากสถานีวัดน้ำฝนต่อฝนเรดาร์ (G/R) ไปคูณกับฝนเรดาร์ที่คำนวณได้ในครั้งแรกจากสมการความสัมพันธ์ ($Z-R$) และทำการศึกษาผลกระทบของการตรวจสอบคุณภาพข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝนที่ใช้คำนวณค่าแฟคเตอร์ปรับแก้ พบว่าการใช้ค่าแฟคเตอร์การปรับแก้ที่คำนวณได้โดยข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝนที่ผ่านเกณฑ์การตรวจสอบคุณภาพข้อมูลแล้ว ทำให้ค่าความคลาดเคลื่อนของปริมาณน้ำฝนสะสมเฉลี่ยตลอดเหตุการณ์ที่ได้จากเรดาร์หลังปรับแก้แล้วมีค่าลดลงถึง 12.61% เมื่อเปรียบเทียบกับการใช้ข้อมูลที่ไม่มีการตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูล

รัชนิวรรณ รัชนิวรรณ ตาพุมาศสวัสดิ์ (2549) ทำการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยการหาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ของเรดาร์อมก๋อย โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ CAPPI ทุก ๆ 5 นาที และข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝนอัตโนมัติจำนวน 40 สถานีทุกๆ สถานีติดตั้งห่างกัน 10 กิโลเมตร บันทึกข้อมูล

ทุก ๆ 1 นาที ผลของการศึกษาจากการวิเคราะห์โดยวิธี Regression ได้ สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ คือ $Z=96R^{1.71}$ และ ค่าของ $R^2 = 0.8607$ และ โดยวิธี PMM ได้สมการความสัมพันธ์ของสมการ $Z-R$ ที่เหมาะสมคือ $Z=300R^{1.42}$ ค่าของ $R^2 = 0.9725$ การศึกษาไม่ได้แยกชนิดของเมฆว่าเป็นชนิดใด เช่น Convective หรือ Stratiform

Wesson and Pegram (2006) ทำการศึกษาเพื่อประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ ให้มีความถูกต้องมากยิ่งขึ้นโดยใช้ข้อมูลจากเรดาร์ S-band ร่วมกับข้อมูลน้ำฝนจาก สถานีวัด น้ำฝนที่อยู่ในพื้นที่ลุ่มน้ำ Liebenbergsvlei มีพื้นที่รับน้ำ 3,600 ตารางกิโลเมตร และตั้งอยู่ใกล้ เมือง Bethlehem โดยทำการรวบรวมข้อมูลในช่วงปี ค.ศ. 1995–ค.ศ.1996 เพื่อที่จะนำมาใช้ในการศึกษา โดยมีขั้นตอนในการดำเนินการดังนี้ 1) ใช้ค่าการสะท้อนของคลื่นเรดาร์ในการจำแนก ชนิดของฝน Stratiform และ Convective 2) ทำการประมาณปริมาณน้ำฝนจากค่าการสะท้อน กลับเนื่องจากเรดาร์ที่ใช้ประมาณปริมาณน้ำฝนที่อยู่บนฟ้าโดยใช้วิธี Nearest neighbourhood Cascade kriging และใช้สมการความสัมพันธ์ของ Marshall Palmer แทนฝนบนพื้นดินซึ่งจากการ ศึกษาเมื่อนำมาเปรียบเทียบกับฝนจากสถานีวัดน้ำฝนที่ตั้งอยู่ในพื้นที่พบว่าผลการศึกษามี ความถูกต้องมากขึ้นเมื่อเทียบกับวิธีการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์โดยใช้สมการ Marshall Palmer เพียงอย่างเดียว

ศิริลักษณ์ ชุ่มชื่น (2550) นำเสนอวิธีการหาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ของเรดาร์สถานี ภาษีเจริญ โดยใช้ข้อมูลค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ในรูปแบบ PPI และข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำ กรุงเทพมหานคร วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์ของสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ของแต่ละเหตุการณ์ฝน ผลการศึกษาพบว่าค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ที่ตรวจวัดได้จากเรดาร์ภาษีเจริญ มีค่าน้อยกว่าความเป็นจริงโดยประมาณ 5 dBZ และสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ เฉลี่ยของเรดาร์ ภาษีเจริญหลังจากบวกค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ตรวจวัดด้วยค่า 5 dBZ คือ $Z=128R^{1.5}$ ทำให้ ความเข้มฝนที่ได้จากเรดาร์มีและทำการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ภาษีเจริญโดยการ ใช้สมการ $Z=128R^{1.5}$ ความใกล้เคียงกับฝนจากสถานีวัดน้ำฝนมากกว่าวิธีที่ใช้อยู่ในปัจจุบัน

Haberlandt (2006) ศึกษาการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ในพื้นที่ Elbe river basin ใน เยอรมัน ในช่วงวันที่ 10-13 สิงหาคม ค.ศ. 2002 ซึ่งเป็นช่วงที่เกิดเหตุการณ์น้ำท่วมใหญ่ โดยในการศึกษาในครั้งนี้ได้ใช้วิธีในการดำเนินการศึกษาหลายวิธีดังนี้ วิธี Kriging with external drift (KED) วิธี Indicator kriging with external drift (IKED) วิธี Thessen polygon วิธี Inverse square distance weight (IDW) วิธี Ordinary kriging (OK) วิธี Ordinary indicator kriging (IK)

จากผลการศึกษาโดยพิจารณาจากค่า Cross-validation พบว่าวิธี KED และ IKED จะให้ผลการศึกษาที่ดีกว่าวิธี Thessen polygon, วิธี Inverse square distance weight (IDW), วิธี Ordinary kriging (OK) และวิธี Ordinary indicator kriging (IK) ส่วนวิธีการในการศึกษาที่ดีที่สุดของการศึกษาในครั้งนี้ คือ วิธี KED ซึ่งการศึกษานี้ใช้ข้อมูลเป็นจำนวนมากเหมาะสมสำหรับพื้นที่กว้าง ๆ ดังนั้นจึงไม่เหมาะสมสำหรับในกรณีที่ข้อมูลมีจำนวนน้อยและการทวนสอบควรนำไปทวนสอบ (Verification) กับ Hydrological model

Ozturk and Yilmazer (2007) ศึกษาเพื่อที่จะปรับปรุงค่าการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ให้ดีขึ้นโดยศึกษาในพื้นที่ Balikesir ซึ่งเป็นเมืองที่อยู่ทางทิศตะวันตกของตุรกี การศึกษาใช้เรดาร์ที่ตั้งอยู่ที่ Balikesir ในการตรวจวัดปริมาณน้ำฝนจากนั้นจะทำการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนจากการประมาณปริมาณน้ำฝนเรดาร์ด้วยสถานีวัดน้ำฝน 16 สถานีที่อยู่บนพื้นดิน (AWOS) และอยู่ภายในรัศมีเรดาร์ 120 กิโลเมตร แล้วทำการหาค่าแฟคเตอร์การปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อน จากความสัมพันธ์ระหว่างอัตราส่วนผลรวมของปริมาณน้ำฝนทั้งหมดในพื้นที่ที่ประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ต่อปริมาณน้ำฝนทั้งหมดในบริเวณพื้นที่ที่ตรวจวัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนในช่วงเวลาที่พิจารณา ผลการศึกษาก่อนที่จะมีการปรับแก้ ใช้ข้อมูลฝนระหว่าง 24-25 พฤศจิกายน ค.ศ. 2005 ที่ Balikesir และใช้ข้อมูลเรดาร์ตรวจวัดฝน 48 ชั่วโมง สามารถวัดปริมาณน้ำฝนทั้งหมดได้ 803.8 มิลลิเมตร (ค่าเฉลี่ย 50.24 มิลลิเมตร) ของฝนทั้งหมดที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝน (AWOS) ในช่วง 48 ชั่วโมง และข้อมูลฝนทั้งหมดที่ตรวจวัดได้จากเรดาร์ 314 มิลลิเมตร (ค่าเฉลี่ย 19.63 มิลลิเมตร) ผลคือมีค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยต่างกัน 30.61 มิลลิเมตร และผลการศึกษาภายหลังที่มีการปรับแก้จะทำให้ค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยลดลงถึง 16.46 มิลลิเมตร และค่า RMSE ระหว่างฝนเรดาร์และฝนจากสถานีวัดน้ำฝน ลดลงจาก 36.04 เหลือ 18.78 มิลลิเมตร

Piman (2007) ศึกษาหาความสัมพันธ์ $Z-R$ ในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่แจ่ม ที่ฝนอยู่ในเขตภูมิประเทศที่เป็นภูเขา จึงเป็นฝนแบบ Orographic โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ทุก 5 นาทีและข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝนที่อยู่ในบริเวณพื้นที่มาวิเคราะห์ด้วยวิธี Window Correlation Matching Method (WCMM) ขนาด 7×7 กิโลเมตร และจากผลการวิเคราะห์พบว่าสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ ที่เหมาะสม คือ $Z=18.05R^{1.45}$ และสรุปว่าการใช้วิธี WCMM ในการหาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ จะช่วยในการประมาณการปริมาณน้ำฝนได้ถูกต้องยิ่งขึ้น เนื่องจากวิธีการดังกล่าวจะช่วยลดค่าคลาดเคลื่อนเนื่องจาก collocation and timing error ระหว่างฝนที่วัดด้วยเรดาร์ซึ่งเป็นฝนที่อยู่ในอากาศกับฝนที่อยู่บนพื้นดินที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝน ในอนาคตควรมีการพัฒนา WCMM ที่

สามารถแทนกระบวนการทางกายภาพของฝนในรูปแบบของเม็ดฝนที่ตก และอิทธิพลของลมหรือมรสุม และในกรณีที่ฝนอยู่สูงมากทุกที่จะตกลงพื้น อย่างไรก็ตามวิธีที่ Piman ศึกษาไม่ได้รวมเอาความคลาดเคลื่อนจากการวัดค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ในแนวตั้งด้วย แต่ก็ยังสรุปว่า WCMM สามารถใช้ในการปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนแบบทันเวลาได้ ถึงแม้จะอยู่ในพื้นที่ที่ไม่มีเครื่องวัดน้ำฝนก็ตาม

Teschl et al. (2007) ศึกษาการปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลเรดาร์โดยใช้วิธีเครือข่ายใยประสาทเทียมป้อนข้อมูลล่วงหน้า (Feed-forward) สถานีวัดน้ำฝนวัดฝนโดยตรงบนพื้นดิน แต่เรดาร์วัดค่าสะท้อนกลับ (Z) และค่าปริมาณน้ำฝน (R) หาได้จากสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ นอกจากนี้ความเป็นจริงที่ว่าอัตราการตกของฝนหาได้จากการประมาณการจากค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ ซึ่งเมื่อเรดาร์ส่งพลังงานออกไปสะท้อนกลับมานั้น ค่าสะท้อนกลับอาจมาจากหลายเป้าหมาย ไม่ใช่ฝนเพียงเป้าหมายเดียวจึงเป็นไปได้ที่จะเกิดค่าคลาดเคลื่อนจากการตรวจวัด หรืออาจจะกล่าวได้อีกอย่างหนึ่งว่าเกิดการรบกวนจากการเก็บข้อมูลจึงทำให้ต้องมีการสอนให้เครือข่ายใยประสาทเทียมเรียนรู้แบบป้อนข้อมูลล่วงหน้าด้วยค่าสะท้อนกลับ Z ค่า R คือค่าข้อมูลที่น่าเข้าเพื่อที่จะสอนการพยากรณ์อัตราการตกของฝนบนดิน ผลจากการศึกษาชี้ว่าแบบจำลองสามารถที่จะสร้างและหาค่าข้อมูลนำเข้า ผลลัพธ์ แทนสำหรับเรดาร์ใกล้เคียงได้ ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา คือ ข้อมูลเรดาร์ทุก ๆ 5 นาที และข้อมูลปริมาณน้ำฝนแบบถึงกระดกอัตโนมัติ ทุก ๆ ความละเอียด 0.1 มิลลิเมตร ทุก ๆ 15 นาที จากการศึกษาประสิทธิภาพการหาค่าของเครือข่ายใยประสาทเทียมเมื่อทำการสอนด้วยค่าต่าง ๆ พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์ความสัมพันธ์เพิ่มจาก 0.5249 เป็น 0.6307 ค่าคลาดเคลื่อนของรากที่สองของค่าเฉลี่ยและค่าปรับแก้มีค่าลดลงถึง 0.7508 และ 0.0043 ตามลำดับเมื่อทำการประมาณการค่าปริมาณน้ำฝนพบว่ามีความถูกต้องเพิ่มขึ้น 18.3%

Puttaraksa and Sriwongsitnon (2008) ศึกษาหาความสัมพันธ์ของค่าสะท้อนกลับเรดาร์และอัตราการตกของฝน $Z-R$ ในพื้นที่ลุ่มน้ำปิงตอนบน เพื่อลดค่าความคลาดเคลื่อนของการเปลี่ยนความสัมพันธ์ค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ Z ไปเป็นค่าความเข้มฝน R โดยนำข้อมูลฝนเฉลี่ยจากเรดาร์อมก๋อยและข้อมูลฝนเฉลี่ยจากสถานีวัดน้ำฝนรายวันมาวิเคราะห์ด้วยวิธี Linear regression จากผลการวิเคราะห์จะได้ค่าสมการความสัมพันธ์ $Z=74R^{1.6}$ ซึ่งเหมาะที่จะใช้ประโยชน์ในการทำนายปริมาณน้ำฝนที่จะตกในพื้นที่และยังเป็นข้อมูลเบื้องต้นที่จะช่วยในการวางแผนในการป้องกันปัญหาน้ำท่วมที่จะเกิดขึ้นในพื้นที่ต่อไป ซึ่งในการศึกษายังไม่ได้ทำปรับแก้ความคลาดเคลื่อนจากการตรวจวัด และการแยกเหตุการณ์ฝนจึงควรมีการศึกษาต่อไปโดยคัดแยก

เหตุการณ์ ชนิดของฝน และการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อน อีกทั้งยังไม่มี การทดสอบความเชื่อมั่นของ ผลที่ได้

วิรัช ฉัตรตรงค์ และ บุญชนะ ทวีรัตน์ (2551) ประยุกต์ใช้แบบจำลองลำดับขั้น (Cascade model) ร่วมกับแนวทางการผสานข้อมูลเชิงพื้นที่ที่เข้ามาใช้ในการปรับปรุงข้อมูลเรดาร์ที่ใช้ในการประมาณปริมาณน้ำฝน ซึ่งจากผลการศึกษาพบว่าเมื่อประยุกต์ใช้วิธีการดังกล่าวจะช่วย ทำให้ข้อมูลมีความถูกต้องเพิ่มขึ้น ซึ่งจะเป็นประโยชน์ในการศึกษาและรวบรวมข้อมูลเชิงพื้นที่ใน ประเทศไทยต่อไป

Pfaff and Bardossy (2008) ศึกษาวิธีการปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนโดยใช้ วิธี Merging radar and raingauge เข้ามาใช้เพื่อปรับปรุงการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ โดยใช้ข้อมูลจากเรดาร์ของหน่วยงาน (DWD) ที่ตั้งอยู่ทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ของเยอรมัน สร้าง ภาพ PPI ทุก 5 นาที โดยทำการรวบรวมข้อมูลในช่วงเดือน สิงหาคม 2006 ประกอบด้วยภาพเรดาร์ 8,928 ภาพ ร่วมกับข้อมูลสถานีวัดน้ำฝนที่ตั้งอยู่ในพื้นที่ จากนั้นได้นำวิธีการ Kriging เข้าช่วยใน การหาสมการความสัมพันธ์ของข้อมูลที่มีความถูกต้องของฝนจากสถานีวัดน้ำฝนและข้อมูลที่เป็น ตัวแทนที่ดีกว่าของข้อมูลเรดาร์ในเชิงพื้นที่ จากการศึกษาปรากฏว่าข้อมูลที่ได้จากการวิเคราะห์นั้น ค่อนข้างที่จะได้ผลการศึกษาที่ไม่ค่อยดีซึ่งอาจจะเนื่องจากข้อมูลเรดาร์มีค่าเปลี่ยนแปลงตาม ระยะทาง และข้อมูลที่ใช้ประโยชน์ได้น้อยมากจึงทำให้การประเมินค่าจาก Variogram เป็นไปได้ ไม่ค่อยดี

Suk et al. (2008) ศึกษาการประมาณการปริมาณน้ำฝนแบบทันเวลา โดยใช้วิธี RAR (Radar-AWS Rainrate) ซึ่งเป็นการดัดแปลงความสัมพันธ์ Z-R อย่างง่าย ที่ใช้สำหรับคาบสมุทร เกาหลี ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาคือข้อมูลเรดาร์ที่เป็น 3 มิติ ตรวจวัดทุก ๆ 10 นาที จากเรดาร์ 10 ตัว สถานีตรวจวัดน้ำฝน 613 สถานี ที่ติดตั้งรอบคาบสมุทรเกาหลี ข้อมูลที่ใช้อยู่ระหว่างเดือนมิถุนายน ถึงเดือนกรกฎาคม 2006 ผลที่ได้เมื่อเปรียบเทียบกับ RMSE ของปริมาณน้ำฝนที่ได้จาก RAR จะ ดีกว่า เมื่อเทียบกับ การประมาณปริมาณน้ำฝนด้วย M-P และ NWS แต่เมื่อเทียบกับของ Morin et al. (2005) และ Chumchean et al. (2006) พบว่าผลของวิธีดังกล่าวทั้งสองยังดีกว่า RAR เล็กน้อย ผลการทวนสอบเชิงพื้นที่ตอนกลางของคาบสมุทรเกาหลีให้ผลไม่ค่อยดี แนะนำให้ทำการทวนสอบ ทั้งในบริเวณพื้นที่ที่เรดาร์แต่ละตัวมีรัศมีการตรวจวัดครอบคลุมเพื่อเปรียบเทียบผล

Goudenhoofd and Delobbe (2008) ศึกษาวิธีตรวจสอบความถูกต้องของการ ประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยวิธีหาค่ารวมกันของข้อมูล เรดาร์และข้อมูลฝนจากเครื่องวัดน้ำฝน โดย

เรดาร์ที่ใช้เป็น C-band และเครือข่ายวัดน้ำฝน ข้อมูลที่ใช้เป็นข้อมูลฝนสะสมรายวัน พื้นที่ในการศึกษาคือ Walloon ของ Belgium ซึ่งอยู่ในลุ่มน้ำ Meuse ประสิทธิภาพวิธีที่แตกต่างกันเมื่อรวมกันเป็นวิธีเดียวกันสามารถหาโดยการเปรียบเทียบ ฝนรายวันที่วัดจากเครือข่ายเครื่องวัดน้ำฝนที่ไม่เกี่ยวข้องกัน การทวนสอบ 3 ปี ทำโดยการใช้ค่าทางสถิติหลาย ๆ ค่า ซึ่งปรากฏว่าวิธีการรวมกันทางสถิติภูมิศาสตร์ให้ค่าคลาดเคลื่อนสมบูรณ์ลดลง 40% เมื่อเทียบกับข้อมูลเดิม ค่าปรับแก้เฉลี่ยลดลง 25% ผลจากวิเคราะห์ตามฤดูกาลแสดงให้เห็นว่ามีนัยสำคัญในช่วงฤดูร้อนสำหรับเครือข่ายวัดน้ำฝนที่หนาแน่นและประสิทธิภาพจะต้องการคำตอบต่อไป สำหรับวัตถุประสงค์นี้จะเสนอวิธีการเอาเครื่องวัดฝนออกจากเครือข่ายวัดน้ำฝน ผลจากการศึกษาชี้ชัดว่าวิธีการอย่างง่าย ๆ เช่นการปรับแก้ค่าคลาดเคลื่อนเฉลี่ยสามารถลดค่าคลาดเคลื่อนของการประมาณการปริมาณน้ำฝนได้ แต่ทั้งนี้มีการใช้แพ็คเกจการปรับแก้ทางพื้นที่เพื่อทำให้สามารถลดค่าคลาดเคลื่อนได้ชัดเจนยิ่งขึ้น วิธีที่ดีที่สุดนำมาใช้ในการศึกษาคือ Kriging เพื่อทำการปรับปรุงการเพิ่มเติมค่าของเครื่องวัดน้ำฝน ซึ่งวิธีนี้แสดงให้เห็นว่าประสิทธิภาพเหมือนกันแต่ค่าใช้จ่ายในการคำนวณลดลง การทวนสอบด้วยฤดูกาล แสดงให้เห็นว่า ในฤดูหนาว ฝนแบบ Stratiform วิธีการ Ordinary kriging ให้ผลดีเช่นเดียวกับวิธี Radar-gauge แต่ในฤดูร้อน เมื่อฝนเป็นแบบ Convective ผลที่ได้จากการใช้ ค่าข้อมูล Radar กับวิธี Radar-gauge ให้ผลที่ชัดเจนกว่า จุดอ่อนของการวิเคราะห์คือความหนาแน่นของสถานีวัดน้ำฝนแสดงให้เห็นว่าการรวมกันตามวิธีการทางภูมิศาสตร์จะให้ผลที่ดีสำหรับเครือข่ายที่มีเครื่องวัดน้ำฝนหนาแน่นนอกจากเครือข่ายเล็กมากๆ (1:500 ตารางกิโลเมตร) ค่าปรับแก้ความคลาดเคลื่อนในพื้นที่และปรับแก้ตามระยะทาง จะให้ผลที่ดีที่สุด

Chumchuan et al. (2008) ได้ทำการศึกษาวิธีการประมาณปริมาณน้ำฝนโดยนำการแยกชนิดของฝนเข้ามาในกระบวนการประมาณปริมาณน้ำฝนเรดาร์ด้วยวิธีการปรับปรุงวิธีซึ่งเสนอโดย Stienner et al. (1995) ซึ่งสามารถแยกพิกเซลแต่ละพิกเซลภาพเรดาร์ว่าเป็น Stratiform หรือ Convective เพื่อใช้แยกค่าสะท้อนกลับของเรดาร์ที่ตรวจวัดได้ว่าเป็นชนิดใด ทั้งนี้ยังได้เสนอวิธีการที่จะหาสมการความสัมพันธ์ $Z-R$ สำหรับฝนแบบ Convective และ Stratiform การทดสอบความเชื่อมั่นของการแยกชนิดของฝนใช้ตรวจสอบกับค่าสะท้อนกลับในแนวตั้ง ซึ่งทางเลือกสำหรับวิธีการแยกชนิดของฝนขึ้นอยู่กับฟังก์ชันความน่าจะเป็นของการกระจายของสถานีวัดน้ำฝนของฝนทั้งสองแบบ ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา คือ ข้อมูลเรดาร์และข้อมูลสถานีวัดน้ำฝน 6 เดือน ของเมืองชิตนีย์ ประเทศออสเตรเลีย ซึ่งทำการเก็บข้อมูลตั้งแต่เดือนพฤศจิกายน 2000 ถึง เมษายน 2001

เพื่อทำสอบเทียบและข้อมูลเหตุการณ์ฝนระหว่างเดือนกุมภาพันธ์ 2007 ถึงเดือน มีนาคม 2007 ใช้สำหรับหาประสิทธิภาพและประยุกต์กับวิธีที่เสนอ ผลการศึกษาแสดงให้เห็นว่าเมื่อนำวิธีการที่เสนอในการแยกชนิดของฝนเข้ามาในกระบวนการประมาณปริมาณน้ำฝนทำให้สามารถลดค่า RMSE ระหว่างฝนเรดาร์และฝนจากสถานีวัดน้ำฝนจาก 4.63 มม./ชม. เป็น 4.30 มม./ชม. และจาก 5.31 มม./ชม. เป็น 5.01 มม./ชม. สำหรับช่วงสอบเทียบและช่วงทดสอบความเชื่อมั่นตามลำดับเมื่อเปรียบเทียบกับการใช้สมการความสัมพันธ์ $Z-R$ เพียงสมการเดียว

จากการศึกษางานวิจัยที่ผ่านมาในอดีตพบว่าการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยเรดาร์มุ่งเน้นเพื่อปรับปรุงคุณภาพของการประมาณปริมาณน้ำฝน โดยศึกษาเพิ่มเติมเกี่ยวกับลักษณะการเกิดฝน ชนิดของเมฆ และฤดูกาล แต่ไม่ได้นำเอาการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนเข้ามาในกระบวนการประมาณปริมาณน้ำฝน ดังที่ทราบกันอยู่ว่าฝนเกิดจากการเปลี่ยนแปลงของมวลอากาศในสถานะต่าง ๆ จะสังเกตเห็นว่าเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงของมวลอากาศจะทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอนุภาคไม่ว่าจะเป็นการสลาย หรือการรวมตัวกันใหม่ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ และทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทั้งในเชิงพื้นที่ และเวลา ซึ่ง Heymsfield (1976) ได้ศึกษาและพบว่าฝนแบบ Stratiform มีความเร็วไม่เกิน 1 เมตรต่อวินาที โดยเฉพาะฝนแบบ Convective จะมีการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว เห็นได้ว่าการประมาณปริมาณน้ำฝนแบบเดิมนั้นไม่มีการนำการเคลื่อนที่หรือความเร็วเข้ามาใช้ในกระบวนการวิเคราะห์ประมาณปริมาณน้ำฝน ดังนั้นหากนำเอาการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนเข้ามารวมในกระบวนการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วย น่าจะทำให้ผลการประมาณปริมาณน้ำฝนมีความถูกต้อง แม่นยำยิ่งขึ้น และการศึกษางานวิจัยที่มีในประเทศพบว่าการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลจากเรดาร์ในวิธีที่ใช้กันอยู่ในปัจจุบันในประเทศไทยคิดว่าฝนไม่มีการเคลื่อนที่ จึงไม่ได้นำการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนเข้าในการประมาณปริมาณน้ำฝนด้วยข้อมูลจากเรดาร์ และเนื่องจากเรดาร์ไม่สามารถตรวจวัดค่าปริมาณน้ำฝนได้โดยตรงจึงต้องใช้สมการความสัมพันธ์ระหว่าง Z และ R ในการเปลี่ยนค่าพลังงานการสะท้อนกลับของเรดาร์ให้เป็นค่าปริมาณน้ำฝน เมื่อไม่ได้นำความเร็วในการเคลื่อนที่ของฝนเข้ามาในกระบวนการประมาณการฝน ก็ทำให้ค่าปริมาณน้ำฝนที่ประมาณการได้ไม่ถูกต้อง ดังนั้นในการศึกษารั้งนี้จึงทำการศึกษาโดยนำการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนเข้ามาคิดในกระบวนการประมาณปริมาณน้ำฝน