



การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทย

โดย

นางสาวเพ็ญพร นิ่มนวล

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2552

ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทย

โดย

นางสาวเพ็ญพร นิ่มนวล

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาฟิสิกส์

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2552

ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

**DEVELOPMENT OF A MODEL FOR ESTIMATING RAINFALL
FROM SATELLITE DATA FOR THAILAND**

By

Phenphorn Nimnuan

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree

MASTER OF SCIENCE

Department of Physics

Graduate School

SILPAKORN UNIVERSITY

2009

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร อนุมัติให้วิทยานิพนธ์เรื่อง “การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทย” เสนอโดย นางสาวเพ็ญพร นิ่มนวล เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์

.....
(รองศาสตราจารย์ ดร.ศิริชัย ชินะตั้งกูร)
คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย
วันที่.....เดือน..... พ.ศ.....

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์
รองศาสตราจารย์ ดร.เสริม จันทน์ฉาย

คณะกรรมการตรวจสอบวิทยานิพนธ์

..... ประธานกรรมการ
(รองศาสตราจารย์ จำนงค์ ชำรงมาศ)
...../...../.....

..... กรรมการ
(รองศาสตราจารย์ ดร.ศิริชัย เทพา)
...../...../.....

..... กรรมการ
(รองศาสตราจารย์ ดร.เสริม จันทน์ฉาย)
...../...../.....

50306203 : สาขาวิชาฟิสิกส์

คำสำคัญ : ปริมาณฝน / อุณหภูมิความสว่าง / สัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก

เพ็ญพร นิ่มนวล : การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทย. อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ : รศ.ดร. เสริม จันทร์ฉาย. 101 หน้า.

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนในประเทศไทยโดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม GSM 4 ในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณอินฟราเรด จำนวน 5 ปี (ค.ศ. 1990-1994) โดยผู้วิจัยทำการหาค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($\rho_{EA,max}$) และค่าเฉลี่ยของค่าสัมประสิทธิ์ดังกล่าว ($\bar{\rho}_{EA}$) จากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่าง และใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณอินฟราเรดมาทำการหาค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่าง (brightness temperature) ของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($T_{B,min}$) ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิดังกล่าวในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 ($\bar{T}_{B,P25}$) และจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิต่ำกว่ามีค่าน้อยกว่า 235 K ($N_{T_B < 235}$) จากนั้นผู้วิจัยได้ใช้ข้อมูลปริมาณฝนจากสถานีวัด 16 แห่ง มาจัดสร้างแบบจำลองซึ่งแสดงความสัมพันธ์ของปริมาณฝนรายเดือน (R_f) กับ $\rho_{EA,max}$, $\bar{\rho}_{EA}$, $T_{B,min}$, $\bar{T}_{B,P25}$ และ $N_{T_B < 235}$ หลังจากนั้นผู้วิจัยได้ทำการทดสอบแบบจำลองโดยใช้ข้อมูลจากสถานีวัดฝนซึ่งตั้งอยู่ในบริเวณต่างๆ 11 พื้นที่ จากการเปรียบเทียบปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาวที่คำนวณได้จากแบบจำลองกับค่าที่ได้จากการวัดพบว่ามีค่าสอดคล้องกัน โดยมีความแตกต่างในรูปของ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) เท่ากับ 8.2% และ 5.0% ตามลำดับ ผู้วิจัยได้นำแบบจำลองที่ทดสอบแล้วนี้ไปใช้คำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศ และนำผลที่ได้มาจัดแสดงในรูปของแผนที่ปริมาณฝนรายเดือนและแผนที่ปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาว จากแผนที่ปริมาณฝนของแต่ละเดือนที่ได้จากแบบจำลองพบว่า การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนในประเทศไทยได้รับอิทธิพลที่สำคัญมาจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เมื่อพิจารณาจากแผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยทั้งปีพบว่าพื้นที่ที่มีปริมาณฝนสูงสุดอยู่ในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคใต้โดยเฉพาะในบริเวณชายฝั่ง เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมดังกล่าวมากกว่าภาคอื่นๆ โดยจะมีปริมาณฝนมากกว่า 1,800 มิลลิเมตรต่อปี ภาคเหนือและภาคกลางมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 800-1,100 มิลลิเมตรต่อปี ภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 1,100-1,400 มิลลิเมตรต่อปี

ภาควิชาฟิสิกส์

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปีการศึกษา 2552

ลายมือชื่อนักศึกษา.....

ลายมือชื่ออาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

50306203 : MAJOR: PHYSICS

KEY WORDS : RAINFALL / BRIGHTNESS TEMPERATURE / ATMOSPHERIC-EARTH
ALBEDO

PHENPHORN NIMNUAN : DEVELOPMENT OF A MODEL FOR ESTIMATING
RAINFALL FROM SATELLITE DATA FOR THAILAND. THESIS ADVISOR : ASSOC. PROF.
SERM JANJAI, Ph.D. 101 pp.

In this work, a model for calculating rainfall from satellite data was developed. Digital data from the visible (0.5-0.90 μm) and infrared (10.5-12.5 μm) channels of the GMS 4 satellite collected during a 5-year-period (1990-1994) were used. The maximum earth-atmospheric albedo ($\rho_{EA,max}$) and the average earth-atmospheric albedo ($\bar{\rho}_{EA}$) were derived from the visible images, whereas the minimum brightness temperature ($T_{B,min}$), the average brightness temperature in the 25-percentile ($\bar{T}_{B,P25}$) and the number of hours with the brightness temperature less than 235K ($N_{T_B < 235}$) were calculated from the infrared images. Rainfall data collected from 16 rain gauge stations were used to establish a model relating monthly rainfall (R_f) with $\rho_{EA,max}$, $\bar{\rho}_{EA}$, $T_{B,min}$, $\bar{T}_{B,P25}$ and $N_{T_B < 235}$. For validation, the model was used to calculate monthly rainfall of 11 areas covering 39 rain gauge stations. For yearly rainfall, the results obtained from the model agree well with those of the measurements, with root mean square difference (RMSD) and mean bias difference (MBD) of 8.2% and 5.0%, respectively. Furthermore, the model was used to calculate rainfall over Thailand. The results are presented as monthly rainfall maps and a total long-term yearly rainfall map. The monthly rainfall maps show that the variation of rainfall in Thailand was influenced by the southwest monsoon and the northeast monsoon. The yearly rainfall map demonstrates that the areas which have maximum rainfall are in the East and the South of the country, especially the areas along the coast. These areas have more than 1,800 mm rainfall per year. The North and the Central regions have the rainfall in the range of 800-1,100 mm/year, while the Northeast region receives the rainfall about 1,100-1,400 mm/year.

Department of Physics Graduate School, Silpakorn University Academic Year 2009
Student's signature.....
Thesis Advisor's signature.....

กิตติกรรมประกาศ

ในการศึกษาระดับปริญญาโทฉบับนี้ ผู้วิจัยได้รับทุนผู้ช่วยวิจัยจากห้องปฏิบัติการวิจัยฟิสิกส์บรรยากาศ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ซึ่งผู้วิจัยขอขอบคุณไว้ ณ ที่นี้เป็นอย่างสูง

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณรองศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย ซึ่งเป็นอาจารย์ที่ปรึกษาผู้ให้คำแนะนำด้านวิชาการ พร้อมทั้งจัดหาทุนวิจัย เครื่องมือ อุปกรณ์ และข้อมูลสำหรับการดำเนินงานวิจัย ขอขอบพระคุณรองศาสตราจารย์จำนงค์ ชำรงมาศ หัวหน้าภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ให้การสนับสนุนด้านงานบริหารต่างๆ และขอขอบพระคุณรองศาสตราจารย์ ดร. ศิริชัย เทพา อาจารย์ประจำสาขาวิชาเทคโนโลยีพลังงาน คณะพลังงานสิ่งแวดล้อมและวัสดุ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี ที่กรุณาเสียสละเวลามาเป็นกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

ผู้วิจัยขอขอบคุณสำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ (วช.) ที่ให้ทุนสนับสนุนการวิจัย และขอขอบคุณกรมอุตุนิยมวิทยา ที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูล

ผู้วิจัยขอขอบคุณ ดร.อิสระ มะศิริ ที่ให้คำแนะนำด้านการวิเคราะห์ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ช่วยเหลือในการอ่านและเรียบเรียงข้อมูล และขอขอบคุณ Dr.Manuel Nunez ที่ให้คำแนะนำในการทำงานวิจัย

นอกจากนี้ ผู้วิจัยขอขอบคุณนักวิจัยทุกท่านของห้องปฏิบัติการวิจัยฟิสิกส์บรรยากาศ ภาควิชาฟิสิกส์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ช่วยเหลือในการอ่าน เรียบเรียงข้อมูล รวมทั้งสนับสนุนงานวิจัย

ท้ายสุดนี้ คุณประ โยชน์ที่เกิดจากวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ ผู้วิจัยขอมอบให้กับบิดาและมารดา รวมทั้งคณาจารย์ทุกท่าน เพื่อตอบแทนพระคุณที่ได้ช่วยให้ผู้วิจัยประสบความสำเร็จในการศึกษา

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	จ
กิตติกรรมประกาศ.....	ฉ
สารบัญตาราง.....	ณ
สารบัญภาพ.....	ญ
สัญลักษณ์.....	ฐ
บทที่	
1 บทนำ.....	1
1.1 ความเป็นมาและความสำคัญ.....	1
1.2 วัตถุประสงค์ของการศึกษา.....	2
2 หลักทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	3
2.1 ทฤษฎีการเกิดฝน.....	3
2.2 การกลั่นตัวของไอน้ำในบรรยากาศ.....	8
2.3 ลักษณะภูมิอากาศทั่วไปของประเทศไทย.....	9
2.4 ประเภทของฝนที่ตกในประเทศไทย.....	12
2.4.1 ฝนปะทะ.....	12
2.4.2 ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน.....	14
2.4.3 ฝนแนวปะทะ.....	14
2.4.4 ฝนพายุหมุน.....	15
2.5 การวัดปริมาณน้ำฝน.....	16
2.5.1 การตรวจวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน.....	17
2.5.2 การตรวจวัดน้ำฝนด้วยเรดาร์ (radar).....	20
2.5.3 การตรวจวัดน้ำฝนด้วยดาวเทียม.....	21
2.6 งานวิจัยเกี่ยวกับวิธีการหาปริมาณฝนจากข้อมูลดาวเทียม.....	25
3 วิธีดำเนินการวิจัยและผล.....	31
3.1 การเตรียมข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม.....	31
3.2 การหาพิกัดและการแปลงภาพถ่ายดาวเทียม.....	36
3.3 การแปลงค่า gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมให้เป็นปริมาณทางฟิสิกส์.....	39

บทที่	หน้า
3.3.1 ข้อมูลในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง	39
3.3.2 ข้อมูลในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด	40
3.4 การจัดหาข้อมูลฝนภาคพื้นดิน	42
3.5 กระบวนการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม	46
3.6 การทดสอบความละเอียดถูกต้องของกระบวนการหาปริมาณฝน จากภาพถ่ายดาวเทียม	58
3.7 การคำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศ	61
3.7.1 วิธีการ	61
3.7.2 การแสดงฝนในรูปแบบแผนที่ฝนทั่วประเทศ	61
3.8 การเปรียบเทียบลักษณะการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนในรอบปีของประเทศไทย	78
4 สรุป	91
บรรณานุกรม	93
ภาคผนวก	96
ประวัติผู้วิจัย	101

สารบัญตาราง

ตารางที่		หน้า
2.1	การแบ่งปริมาณฝนที่ตกในแถบโซนร้อนย่านมรสุม.....	16
2.2	ความแตกต่างของเรดาร์ชนิดต่างๆ.....	21
3.1	แสดงรายชื่อสถานีวัดฝนภาคพื้นดินของกรมอุตุนิยมวิทยา 103 สถานี.....	42
3.2	ค่าสัมประสิทธิ์ต่าง ๆ ในสมการความสัมพันธ์เชิงเส้นของตัวแปรแต่ละตัวแปร....	52
3.3	แสดงค่าทางสถิติของตัวแปรแต่ละตัวแปร.....	52
3.4	แสดงค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ.....	55
3.5	แสดงสถานีทั้ง 11 บริเวณที่นำมาตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลอง.....	56
A1.1	ตารางแปลงข้อมูล gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่าง.....	97
A1.2	ตารางแปลงข้อมูล gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณอินฟราเรด....	99

สารบัญภาพ

ภาพที่	หน้า
2.1	4
2.2	5
2.3	6
2.4	6
2.5	7
2.6	8
2.7	9
2.8	10
2.9	11
2.10	13
2.11	14
2.12	15
2.13	17
2.14	18
2.15	19
2.16	20
2.17	22
2.18	23
3.1	32
3.2	32
3.3	33
3.4	34
3.5	35
3.6	35
3.7	36

ภาพที่	หน้า
3.8 ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียม GMS 4 จากช่องสัญญาณอินฟราเรด ใน cylindrical projection.....	37
3.9 แสดงภาพดาวเทียมใน cylindrical projection ที่ทำการหาพิกัดแล้ว.....	38
3.10 แผนภูมิแสดงกระบวนการแปลงค่า gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่วง ก) ความยาวคลื่นแสงสว่างให้เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศ และพื้นผิวโลก ข) ความยาวคลื่นอินฟราเรดให้เป็นค่าอุณหภูมิความสว่าง ของบรรยากาศและพื้นผิวโลก.....	41
3.11 แสดงตำแหน่งสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน.....	45
3.12 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์ การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน.....	47
3.13 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์ การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก.....	48
3.14 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับค่าต่ำสุดของอุณหภูมิ ความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน.....	49
3.15 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิ ความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกน้อยกว่า 235 K.....	50
3.16 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่าง ของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25.....	51
3.17 ตำแหน่งสถานีวัดที่นำมาใช้สร้างแบบจำลอง.....	53
3.18 แผนภาพแสดงกระบวนการหาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนรายปี.....	54
3.19 แสดงบริเวณสถานีทั้ง 11 บริเวณที่นำมาตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลอง... 56	56
3.20 การเปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนที่ได้จากแบบจำลองกับ ข้อมูลวัดภาคพื้นดิน.....	58
3.21 การเปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายปีที่ได้จากแบบจำลองกับ ข้อมูลวัดภาคพื้นดิน.....	58
3.22 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมกราคม.....	60
3.23 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกุมภาพันธ์.....	61
3.24 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมีนาคม.....	62
3.25 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนเมษายน.....	63

ภาพที่		หน้า
3.26	แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนพฤษภาคม.....	64
3.27	แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมิถุนายน.....	65
3.28	แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกรกฎาคม.....	66
3.29	แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนสิงหาคม.....	67
3.30	แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกันยายน.....	68
3.31	แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนตุลาคม.....	69
3.32	แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนพฤศจิกายน.....	70
3.33	แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนธันวาคม.....	71
3.34	แผนที่ปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาว.....	72
3.35	เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน.....	77

สัญลักษณ์

a_0, a_1	=	ค่าคงที่ของสมการเส้นตรงโดยการปรับเทียบค่าจากภาพ CCD กับข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน
A	=	การดูดกลืนสัญญาณเรดาร์
A_r	=	พื้นที่การตกของฝน
C	=	gray level ของ pixel ภาพถ่ายภาพเทียม มีค่า 0-255
CCD	=	ระยะเวลาที่ขดเมฆมีอุณหภูมิต่ำกว่าเกณฑ์อุณหภูมิในหน่วยชั่วโมง
C_p	=	ความร้อนจำเพาะของอากาศ
d_n	=	ลำดับของวัน (เริ่มต้นวันที่ 1 มกราคม ค่า $d_n=1$)
Γ	=	มุมของวัน (เรเดียน)
h	=	สัมประสิทธิ์การเปลี่ยนแปลง
I	=	Intercept (from calibration table 3.2)
$N_{T_B < 235}$	=	จำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกน้อยกว่า 235 K
R	=	ปริมาณฝน ในหน่วยมิลลิเมตร
\dot{R}	=	อัตราการตกของฝน
R_f	=	ปริมาณฝนรายเดือน (mm)
R_{mean}	=	อัตราการตกของฝนเฉลี่ย
R^2	=	สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์
S	=	Slope (from calibration table 3.2)
T_a	=	อุณหภูมิของอากาศ
T_B	=	อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (K)
$T_{B,min}$	=	ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (K)
$\bar{T}_{B,P25}$	=	ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 (K)
T_c	=	อุณหภูมิของเมฆ
T_o	=	อุณหภูมิอากาศ ณ จุดที่อ้างอิง
Z	=	การสะท้อนของสัญญาณเรดาร์

ϕ	=	ละติจูด (latitude) ของสถานีวัด (องศา)
ϕ_s	=	ความร้อนที่รู้สึกได้ (sensible heat)
δ	=	มุมเดคลิเนชัน (declination) ของดวงอาทิตย์ (องศา)
θ_z	=	มุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (องศา)
ρ	=	ปริมาตรของมวลอากาศ
ρ_{EA}	=	สัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกแล้ว
$\rho_{EA,max}$	=	ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก
$\bar{\rho}_{EA}$	=	ค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก
ρ_{psn}	=	สัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในกรณีที่รังสีดวงอาทิตย์ ตกตั้งฉากกับพื้นที่
ω	=	มุมชั่วโมง (hour angle) ของดวงอาทิตย์ (องศา) ช่วงเช้าเป็นบวก

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญ

ฝนเป็นแหล่งกำเนิดน้ำที่สำคัญที่สุดของประเทศไทย โดยการเกษตรส่วนใหญ่ของประเทศยังอาศัยน้ำฝนโดยตรงเป็นหลัก นอกจากนี้ฝนยังเป็นปัจจัยที่สำคัญต่อปริมาณน้ำของเขื่อนต่างๆ ซึ่งใช้ในระบบชลประทานและการผลิตไฟฟ้าและเป็นแหล่งกำเนิดที่สำคัญของน้ำใต้ดินซึ่งใช้ในการบริโภคและอุปโภค จากอดีตถึงปัจจุบันประเทศไทยต้องเผชิญกับปัญหาเกี่ยวกับน้ำมาโดยตลอดเมื่อถึงฤดูฝนหลายพื้นที่ก็ต้องประสบอุทกภัย ซึ่งทำให้เกิดเป็นความเสียหายในด้านเศรษฐกิจและสังคม และเมื่อถึงฤดูแล้งหลายพื้นที่ก็ประสบปัญหาการขาดแคลนน้ำบริโภคอุปโภค และพืชผลทางเกษตรเสียหายประชาชน ดังนั้นในการบริหารจัดการระบบน้ำสำหรับการเกษตรและการป้องกันหรือบรรเทาอุทกภัยอย่างมีประสิทธิภาพ จำเป็นต้องใช้ข้อมูลฝนที่ตกในพื้นที่ต่างๆ ของประเทศที่ละเอียดถูกต้อง

โดยทั่วไปการหาปริมาณฝนจะดำเนินการโดยการจัดตั้งเครือข่ายสถานีวัดน้ำฝนซึ่งติดตั้งมาตรวัดน้ำฝน (rain gauge) ให้กระจายครอบคลุมพื้นที่ที่สนใจ จากนั้นจะนำข้อมูลมาเขียนลงในแผนที่และประมาณค่าปริมาณน้ำฝนที่ตำแหน่ง ซึ่งไม่มีการวัดด้วยวิธีการคานวณแนวโน้ม (interpolation) หลังจากนั้นจะลากเส้นคอนทัวร์ (contour) ผ่านจุดที่มีค่าปริมาณน้ำฝนเท่ากัน ถึงแม้การจัดทำแผนที่ปริมาณน้ำฝนโดยวิธีนี้จะทำได้ง่ายและเสียค่าใช้จ่ายน้อย แต่วิธีการนี้จะใช้ได้ผลดีถ้าเครือข่ายสถานีวัดมีความหนาแน่นสูง และมีการจัดตั้งสถานีวัดที่ตำแหน่งซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดฝน เช่น ภูเขา และป่าไม้ อย่างทั่วถึง

สำหรับกรณีประเทศไทยมีสถานีเครือข่ายการวัดปริมาณฝนซึ่งมีข้อมูลระยะยาวประมาณ 80 แห่ง และระยะห่างระหว่างสถานีส่วนใหญ่กว่า 100 กิโลเมตร นอกจากนี้สถานีวัดที่อยู่ในบริเวณแหล่งกำเนิดฝน เช่น ภูเขา และป่าไม้ มีจำนวนน้อยมาก การใช้วิธีการคานวณแนวโน้มและลากคอนทัวร์ผ่านพื้นที่เหล่านี้จึงอาจเกิดความคลาดเคลื่อน (error) ได้สูงมาก นอกจากนี้ฝนเป็นปริมาณที่ไม่ต่อเนื่อง (discrete quantity) การหาปริมาณฝนในบริเวณที่ไม่มีการวัดโดยการคานวณแนวโน้มจากข้อมูลวัดในบริเวณใกล้เคียงจะมีโอกาสเกิดความคลาดเคลื่อนได้มาก โดยเฉพาะอย่างยิ่งในกรณีของข้อมูลฝนระยะสั้น

เนื่องจากฝนมีแหล่งกำเนิดมาจากเมฆ และดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาสามารถทำการบันทึกข้อมูลเมฆได้ ดังนั้นจึงเป็นไปได้ที่จะทำการคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา โดยข้อดีของการใช้ข้อมูลดาวเทียมหาปริมาณฝน คือ สามารถหาปริมาณฝนครอบคลุมพื้นที่ระดับท้องถิ่นและระดับประเทศได้ละเอียดถูกต้อง ทั้งนี้เพราะเป็นการคำนวณปริมาณฝนโดยตรงจากเมฆเหนือพื้นดินนั้นๆ นอกจากนี้เรายังสามารถหาข้อมูลดาวเทียมย้อนหลังได้ยาวนาน ทำให้สามารถหาปริมาณฝนในข้อมูลเชิงภูมิอากาศ (rain climatology) ได้ สำหรับในประเทศไทยการใช้ข้อมูลดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาในการประมาณปริมาณฝนยังมีการศึกษาวิจัยและพัฒนาอย่างมาก ดังนั้น ผู้วิจัยจึงเสนอที่จะพัฒนาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทย เพื่อใช้หาปริมาณฝนทั่วประเทศ

1.2 วัตถุประสงค์ของการศึกษา

1. เพื่อพัฒนาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม
2. เพื่อใช้แบบจำลองที่ได้หาปริมาณฝนทั่วประเทศ

บทที่ 2

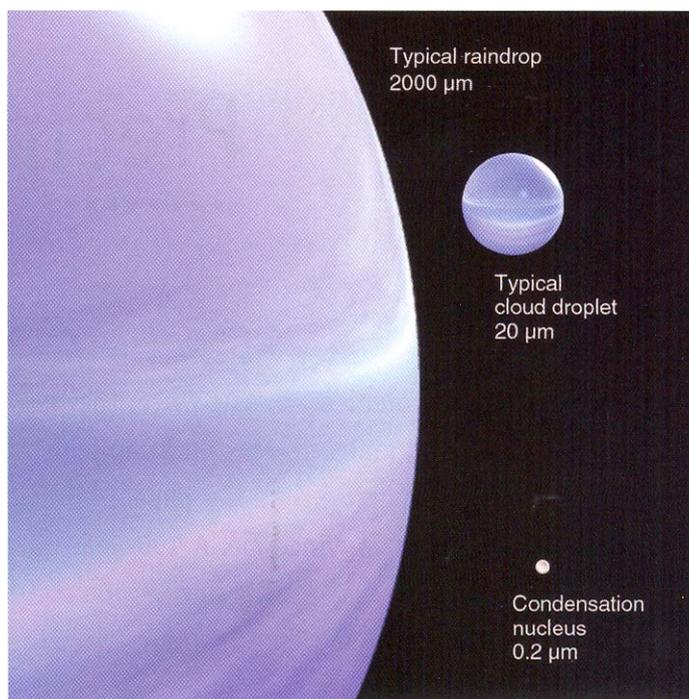
หลักทางวิชาการและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

ในบทนี้จะกล่าวถึงความรู้เบื้องต้นเกี่ยวกับฝนและวิธีการหาปริมาณฝนจากการใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม โดยมีรายละเอียดดังนี้

2.1 ทฤษฎีการเกิดฝน

อากาศที่มีอุณหภูมิต่ำมีความสามารถในการเก็บไอน้ำได้น้อยกว่าอากาศที่มีอุณหภูมิสูง เมื่ออุณหภูมิของอากาศลดลงจนถึงจุดน้ำค้าง (dew point temperature) อากาศจะอิ่มตัวจนกระทั่งไม่สามารถเก็บไอน้ำได้มากกว่านี้ หากอุณหภูมียังคงลดต่ำไปอีก ไอน้ำจะควบแน่นเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลว อย่างไรก็ตามนอกจากปัจจัยทางด้านความดันและอุณหภูมิแล้ว การควบแน่นของไอน้ำยังจำเป็นต้องมี “พื้นผิว” หรือ “แกนกลาง” ให้หยดน้ำ (droplet) ใช้เป็นที่เกาะตัว ตัวอย่างเช่น เมื่ออุณหภูมิของอากาศบนพื้นผิวลดต่ำกว่าจุดน้ำค้าง ไอน้ำในอากาศจะควบแน่นเป็นหยดน้ำเล็กๆ เกาะบนใบไม้ใบหญ้าเหนือพื้นดิน ในอากาศก็เช่นกัน ไอน้ำต้องการอนุภาคเล็กๆ ที่แขวนลอยอยู่ในอากาศเป็น “แกนการควบแน่น” (condensation nucleus) ซึ่งมีขนาดประมาณ $0.2 \mu\text{m}$ แกนการควบแน่นเป็นวัสดุที่มีคุณสมบัติในการดูดซับน้ำ ดังเช่น ฝุ่น ควัน เกสรดอกไม้ หรือละอองเกลือ หากปราศจากแกนการควบแน่นแล้วไอน้ำบริสุทธิ์ไม่สามารถควบแน่นเป็นของเหลวได้ ถึงแม้จะมีความชื้นสัมพัทธ์มากกว่า 100% ก็ตาม

หยดน้ำหรือละอองน้ำในก้อนเมฆ (cloud droplet) ที่เกิดขึ้นครั้งแรกมีขนาดเล็กเพียง $20 \mu\text{m}$ ละอองน้ำขนาดเล็กจะตกลงอย่างช้าๆ ในแนวตั้งตามแรงโน้มถ่วงของโลกโดยมีความเสียดทานจากอากาศต้านทาน และอาจจะเหวกลบเป็นไอน้ำอีกครั้งหนึ่ง โดยยังไม่ทันตกถึงพื้นโลก หยดน้ำเหล่านี้สามารถรวมตัวกันภายในก้อนเมฆจนมีขนาดใหญ่ขึ้น ถ้าหยดน้ำมีขนาดใหญ่ขึ้นจนแรงโน้มถ่วงมากกว่าแรงพยุงของอากาศก็จะตกลงมาสู่พื้นดินกลายเป็นฝน ซึ่งขนาดโดยเฉลี่ยของหยดน้ำฝนประมาณ $2,000 \mu\text{m}$

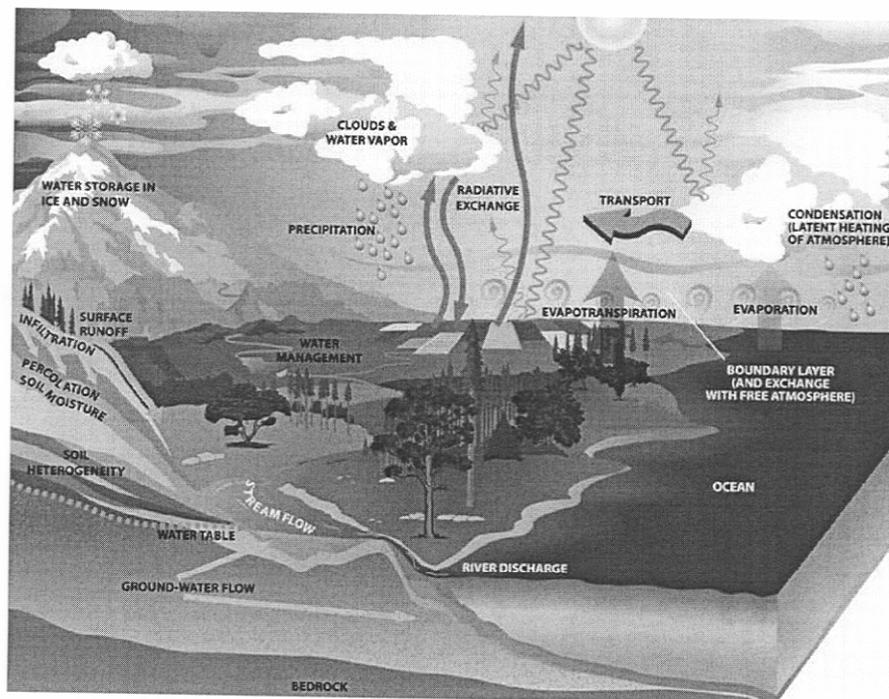


รูปที่ 2.1 แกนการควบแน่น ละอองน้ำในเมฆ และหยดน้ำฝน

ฝนที่ตกลงมานั้นเป็นส่วนหนึ่งที่สำคัญของวัฏจักรของน้ำ โดยน้ำจากผิวน้ำในแหล่งน้ำต่างๆ ระเหยกลายเป็นไอและควบแน่นเป็นละอองน้ำในอากาศ ซึ่งรวมตัวกันเป็นเมฆและในที่สุดตกลงมาเป็นฝน ไหลลงสู่แม่น้ำ ลำคลอง ไปสู่ทะเล มหาสมุทร และวนเวียนเช่นนี้เป็นวัฏจักรไม่สิ้นสุด

น้ำที่ตกลงมาสู่ผิวโลกมีหลายรูปแบบซึ่งเรียกโดยทั่วไปว่า หยาดน้ำฟ้าหรือน้ำจากอากาศ (precipitation) ถ้าเป็นของเหลวก็คือ ฝน (rain) กรณีที่เป็นรูปผลึกก็คือหิมะ (snow) ถ้าเป็นรูปของก้อนของแข็งก็คือ ลูกเห็บ (hail, sleet) และน้ำแข็ง (ice) นอกจากนี้ก็มีรูปอื่น คือ น้ำค้าง (dew) หรือน้ำค้างแข็ง (frost) ฝนบางส่วนอาจตกไม่ถึงผิวโลก แต่จะระเหยกลับสู่บรรยากาศ ในกรณีที่เมื่อดินมีความชื้นน้อย อัตราการซึมลงดินในลักษณะนี้จะสูง แต่เมื่อดินอิ่มตัวการซึมจะลดลง น้ำส่วนที่ซึมลงไปอึดตัวอยู่ในดินจะถูกแรงโน้มถ่วงของโลกดึงดูดให้ซึมลึกลงไปอีกเรียกว่า น้ำใต้ดิน (ground water) น้ำใต้ดินนี้มีหลายระดับ โดยจะค่อยๆ ไหลตามความลาดเทของชั้นดินไปสู่ที่ต่ำ อาจเป็นแหล่งขังน้ำใต้ดินหรืออาจไหลออกสู่แม่น้ำลำธารที่อยู่ระดับต่ำกว่า หรือออกสู่ทะเลโดยตรงก็ได้ แต่หากบางส่วนที่ซึมลงดินไปแล้วและมีชั้นดินแน่นรองรับอยู่ น้ำส่วนนี้ก็จะไหลไปตามลาดเทได้ผิวดินและขนานไปกับผิวดินแน่นที่ดังกล่าว น้ำที่ซึมลงดินตามชั้นตอนต่างๆ นั้นอาจถูกรากพืชดูดเอาไปปรุงอาหาร เลี้ยงลำต้นและคายออกทางใบ ซึ่งมีจำนวนมากน้อยขึ้นอยู่กับพืช น้ำฝนส่วนที่

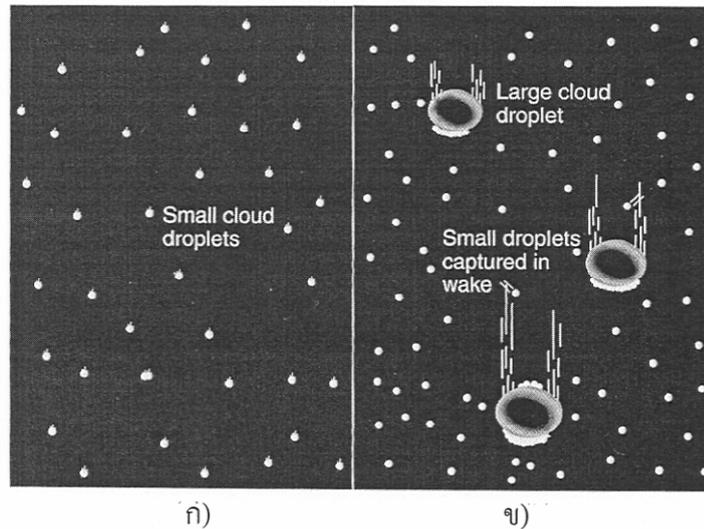
เหลือจากการซึมลงดินเมื่ออัตราฝนตกมีค่าสูงกว่าอัตราการซึมลงดินก็จะเกิดขังนองอยู่ตามพื้นดิน แล้วรวมตัวกันไหลลงสู่ที่ต่ำ บางส่วนอาจไปรวมตัวอยู่ในที่ลุ่มบริเวณเล็ก ๆ ถ้ารวมกันมีปริมาณมากขึ้นจะมีแรงกัดเซาะดินให้เป็นร่องน้ำเกิดเป็นลำธารและแม่น้ำ น้ำที่ไหลอยู่ในแม่น้ำลำธาร เรียกว่า น้ำท่า (surface runoff) น้ำท้านี้จะไหลออกสู่ทะเล มหาสมุทรไปในที่สุด ตลอดเวลาที่น้ำอยู่ในชั้นตอนต่าง ๆ เหล่านี้จะเกิดการระเหย คือ น้ำเปลี่ยนสภาพไปเป็นไอน้ำขึ้นไปสู่บรรยากาศซึ่งอาจเป็นน้ำจากผิวของใบไม้ที่ตักน้ำฝนไว้ จากผิวดินที่อิมด้วยน้ำ จากผิวน้ำในแม่น้ำ ลำธาร ทะเลสาบ หนอง บึง อ่างเก็บน้ำ แต่ส่วนใหญ่ก็คือ จากทะเลและมหาสมุทร เมื่อเป็นไอน้ำก็จะลอยสูงขึ้นไปและเมื่ออุณหภูมิต่ำลงก็จะกลั่นตัวเป็นละอองหรือหยดน้ำและจะกลายเป็นฝนตกลงมาอีก เป็นวัฏจักรไม่สิ้นสุด ปริมาณของน้ำในชั้นตอนต่างๆ นั้นอาจผันแปรมากน้อยได้เสมอ ซึ่งขึ้นอยู่กับปัจจัยต่างๆ ที่ควบคุมในชั้นตอนเหล่านั้น



รูปที่ 2.2 วัฏจักรของน้ำ

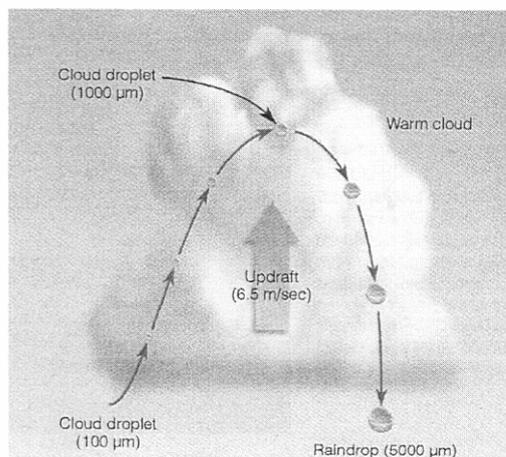
โดยทั่วไปก่อนเมฆจะมีหยดน้ำเล็กๆ ขนาดเท่ากัน ตกลงมาอย่างช้าๆ ด้วยความเร็วเดียวกัน ดังนั้นหยดน้ำเหล่านั้นจะไม่มีโอกาสที่จะชนหรือรวมตัวกันให้มีขนาดใหญ่ขึ้นได้เลย แต่ในเมฆซึ่งก่อตัวในแนวตั้ง เช่น เมฆคิวมูโลนิมบัสจะมีหยดน้ำหลายขนาด หยดน้ำขนาดใหญ่จะตกลงมาด้วยความเร็วที่มากกว่าหยดน้ำขนาดเล็ก ดังนั้นหยดน้ำขนาดใหญ่จึงมีโอกาสชนและรวมตัวกับหยดน้ำ

ขนาดเล็กที่อยู่เบื้องล่าง ทำให้เกิดการรวมตัวจนมีขนาดใหญ่ขึ้น ดังรูปที่ 2.3 เราเรียกกระบวนการนี้ว่า “กระบวนการชนและรวมตัวกัน” (Collision – coalescence process)



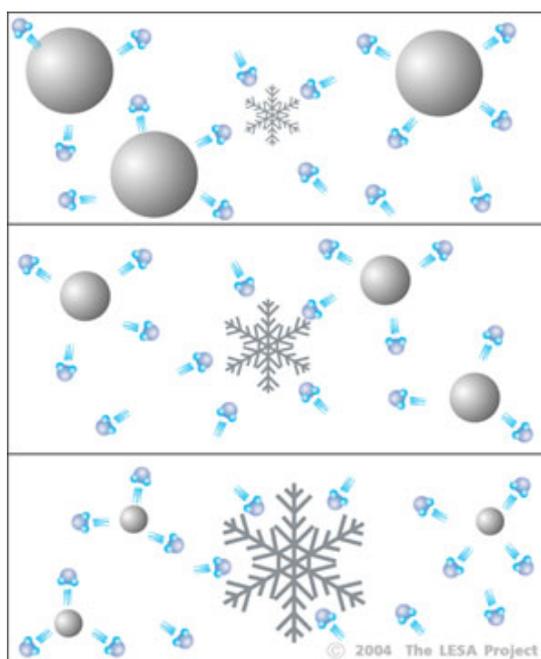
รูปที่ 2.3 การตกของหยดน้ำขนาดเท่ากัน (ก) และขนาดแตกต่างกัน (ข)

นอกจากนั้นกระแสอากาศไหลขึ้น (Updraft) ยังช่วยให้เร่งอัตราการชนและรวมตัวให้เกิดขึ้นอย่างรวดเร็ว เมื่อหยดน้ำมีขนาดใหญ่ประมาณ $1000 \mu\text{m}$ มันจะมีน้ำหนักมากพอที่จะชนะแรงพยุง และตกลงมาด้วยแรงโน้มถ่วงของโลก หยดน้ำที่ตกลงมาจากยอดเมฆชนและรวมตัวกับหยดน้ำอื่นๆ ในขณะที่ลง ทำให้มีขนาดใหญ่ขึ้นและมีความเร็วมากขึ้นจนกลายเป็น “หยดน้ำฝน” (Rain droplets) ตกลงจากฐานเมฆ โดยมีขนาดประมาณ $2,000\text{-}5,000 \mu\text{m}$ ดังรูปที่ 2.4



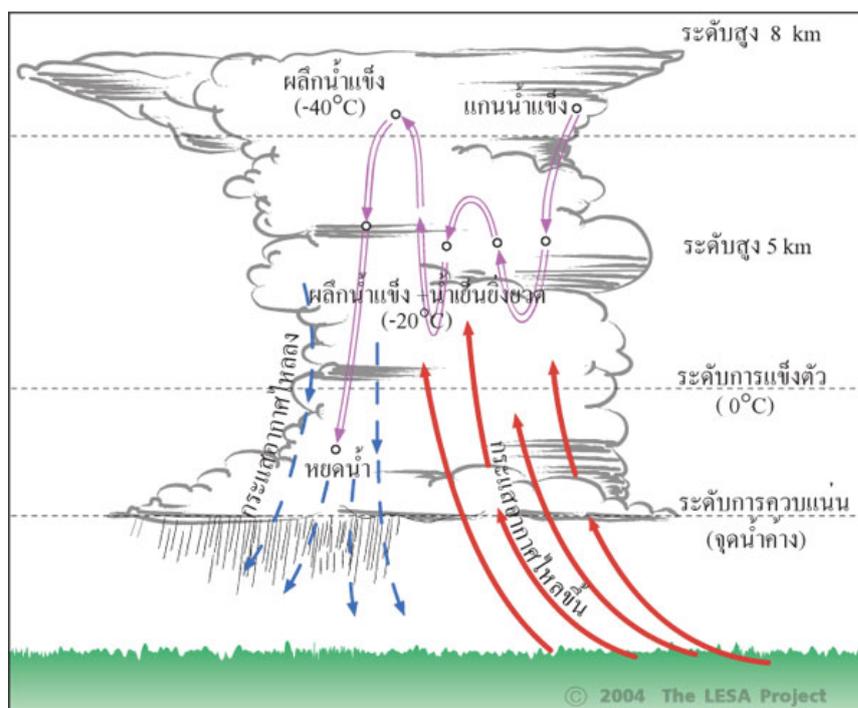
รูปที่ 2.4 การเพิ่มขนาดของหยดน้ำในก้อนเมฆ

ในเขตที่มีอากาศหนาวเย็น เช่น ในเขตละติจูดสูง หรือบนเทือกเขาสูง รูปแบบของการเกิดหยาดน้ำฟ้าจะแตกต่างไปจากเขตร้อน หยดน้ำบริสุทธิ์ในก้อนเมฆไม่ได้แข็งตัวที่อุณหภูมิ 0°C หากแต่จะแข็งตัวที่อุณหภูมิต่ำกว่าประมาณ -40°C ซึ่งเรียกว่า “น้ำเย็นยิ่งยวด” (Supercooled water) น้ำเย็นยิ่งยวดดังกล่าวจะเปลี่ยนสถานะเป็นของแข็ง ได้ก็ต่อเมื่อกระทบกับวัตถุของแข็งอย่างทันทีทันใด ยกตัวอย่าง เมื่อเครื่องบินเข้าไปในเมฆชั้นสูงก็จะเกิดน้ำแข็งเกาะที่ชายปีกด้านหน้า การระเหิดกลับ เช่นนี้ (Deposition) จำเป็นจะต้องอาศัยแกนซึ่งเรียกว่า “แกนน้ำแข็ง” (Ice nuclei) เพื่อให้ไอน้ำจับตัวเป็นผลึกน้ำแข็ง ในก้อนเมฆมีน้ำครบทั้งสามสถานะและมีแรงดันที่แตกต่างกัน ไอน้ำระเหยจากละอองน้ำโดยรอบ แล้วระเหิดกลับรวมตัวเข้ากับผลึกน้ำแข็งอีกครั้งหนึ่ง ทำให้ผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่ขึ้น ดังรูปที่ 2.5 เราเรียกกระบวนการนี้ว่า “กระบวนการเบอร์เจอร์อน” (Bergeron process)



รูปที่ 2.5 การเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง

เมื่อผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่และมีน้ำหนักมากพอที่จะชนะแรงพุง (Updraft) จะตกลงมาด้วยแรงโน้มถ่วงของโลกและปะทะกับหยดน้ำเย็นยิ่งยวดซึ่งอยู่ด้านล่าง ทำให้เกิดการเยือกแข็งและรวมตัวให้ผลึกมีขนาดใหญ่ยิ่งขึ้นไปอีก นอกจากนั้นผลึกอาจปะทะกันเอง จนทำให้เกิดผลึกขนาดใหญ่ที่เรียกว่า “เกล็ดหิมะ” (Snow flake) ในเขตอากาศเย็นหิมะจะตกลงมาถึงพื้น แต่ในวันที่มีอากาศร้อนหิมะจะเปลี่ยนสถานะกลายเป็น “ฝน” เสียก่อนแล้วจึงตกลงถึงพื้น



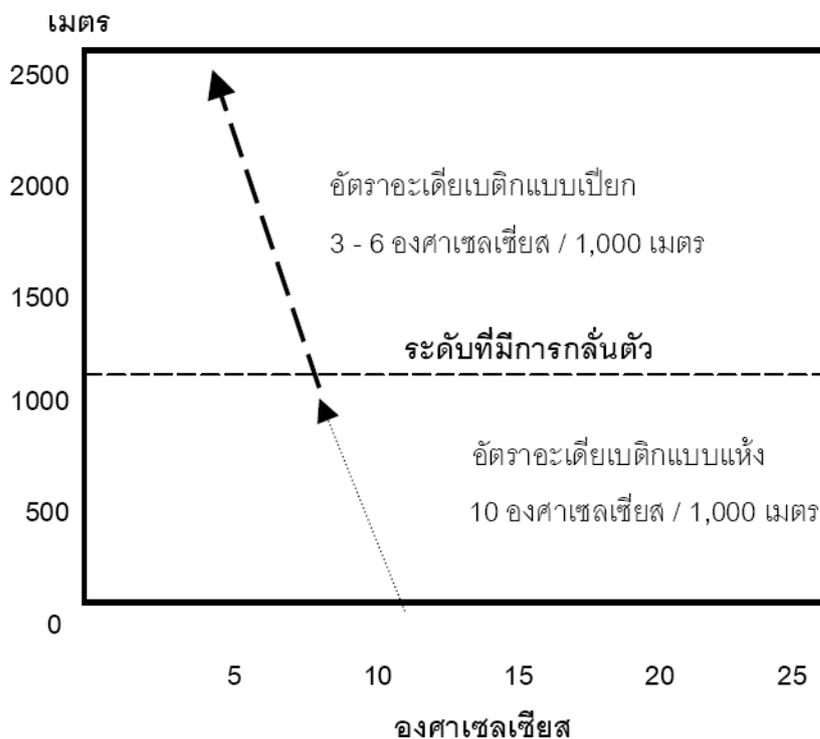
รูปที่ 2.6 กระบวนการเกิดหยาดน้ำฟ้าในเมฆคิวมูโลนิมบัส

2.2 การกลั่นตัวของไอน้ำในบรรยากาศ

กระบวนการกลั่นตัวของไอน้ำเกิดจากการที่อากาศลอยตัวสูงขึ้น อุณหภูมิของอากาศจะลดต่ำลง ส่งผลให้ความกดดันของอากาศเพิ่มขึ้น จึงทำให้มวลอากาศมีการแผ่กระจายมาก โมเลกุลของอากาศมีการเสียดสีกันน้อยลง ซึ่งลักษณะการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงนั้นเรียกว่า การเปลี่ยนแปลงตามอัตราอะเดียเบติก (Adiabatic) หมายถึง มวลอากาศก้อนหนึ่ง ซึ่งไม่มีการไต่มาหรือสูญเสียความร้อนโดยวิธีการถ่ายเทแลกเปลี่ยนกับมวลอากาศที่อยู่ใกล้เคียง ซึ่งก็คือการที่อากาศลอยตัวขึ้นหรือจมลง อะเดียเบติกมี 2 แบบ คือ (รูปที่ 2.7)

1. อะเดียเบติกแบบแห้ง (Dry Adiabatic) คือการที่อากาศลอยตัวสูงขึ้นและไม่มีการกลั่นตัวของความชื้น ความกดอากาศจะลดลงเช่นเดียวกับอุณหภูมิที่ลดลงตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น โดยอุณหภูมิจะลดลงราว 10 องศาเซลเซียส ต่อความสูง 1,000 เมตร

2. อะเดียเบติกแบบเปียก (Wet/Saturation Adiabatic) คืออากาศที่ลอยตัวสูงขึ้นและเกิดการกลั่นตัวของความชื้น และเมื่ออุณหภูมิลดลงไปอีกจะเกิดการกลั่นตัว เรียกอีกอย่างหนึ่งว่า อะเดียเบติกอิ่มตัว โดยค่าอุณหภูมิจะลดลงประมาณ 3 - 6 องศาเซลเซียส ต่อความสูง 1,000 เมตร



รูปที่ 2.7 แสดงการเปลี่ยนแปลงอะเดียเบติก

2.3 ลักษณะภูมิอากาศทั่วไปของประเทศไทย

ประเทศไทยตั้งอยู่ในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ในเขตโซนร้อนทางซีกโลกเหนือ อุณหภูมิและความกดอากาศเหนือแผ่นดินและมหาสมุทรแตกต่างกันมาก มีลักษณะภูมิอากาศโดยทั่วไปเป็นแบบร้อนชื้น

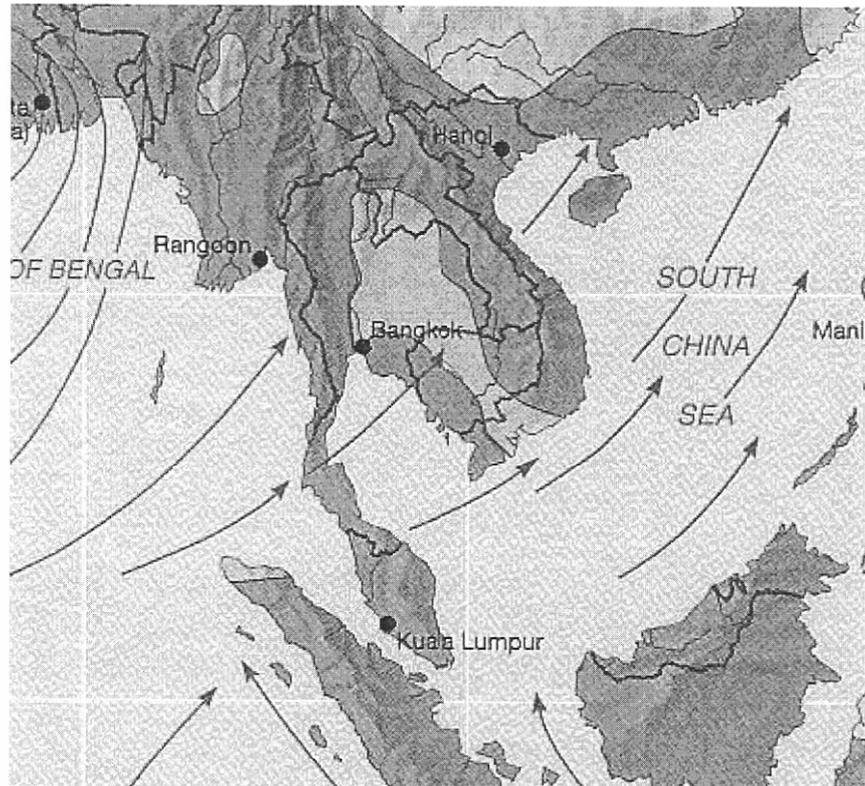
ภูมิอากาศของประเทศไทยขึ้นอยู่กับลมมรสุม 2 ชนิด (วิรัช มณีสาร, 2538) คือ ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

1) ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พัดปกคลุมประเทศไทยระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึง กลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้ บริเวณมหาสมุทรอินเดีย ซึ่งพัดออกจากศูนย์กลางเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ และเปลี่ยนเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้เมื่อพัดข้ามเส้นศูนย์สูตร มรสุมนี้จะนำมวลอากาศอุ่นและชื้นจากมหาสมุทรอินเดียมาสู่ประเทศไทยดังรูปที่ 2.8 ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเลและเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่น

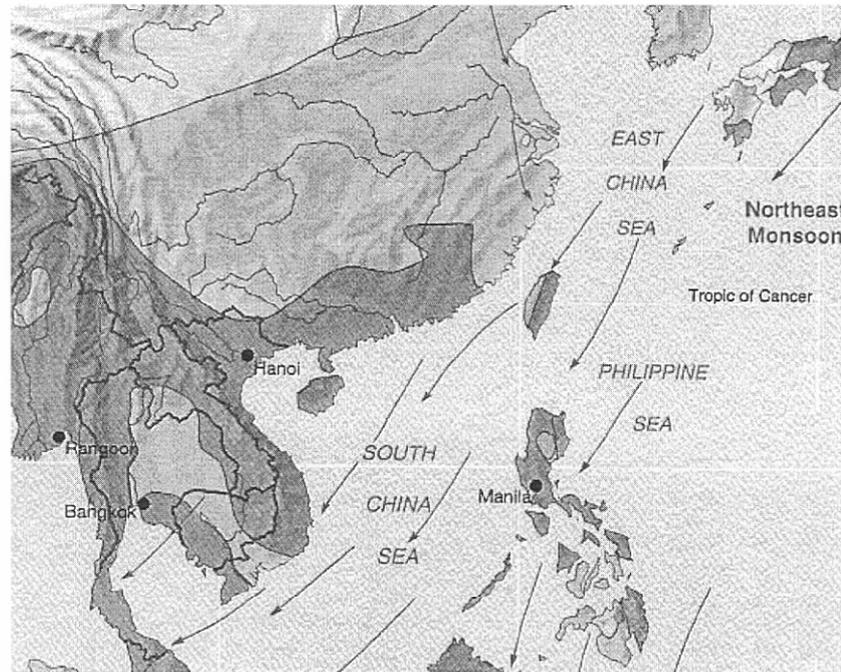
2) ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ หลังจากหมดอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้แล้ว ประมาณกลางเดือนตุลาคมจะมีมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศไทยจนถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ มรสุมนี้มีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือแถบ

ประเทศมองโกเลียและจีน ซึ่งจะพัดพาเอามวลอากาศเย็นและแห้งจากแหล่งกำเนิดเข้ามาปกคลุมประเทศไทย ดังรูปที่ 2.9 ทำให้ท้องฟ้าโปร่ง อากาศหนาวเย็นและอากาศมีลักษณะแห้ง โดยเฉพาะภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ แต่เมื่อลมนี้เคลื่อนที่ผ่านน่านน้ำอ่าวไทยและทะเลจีนใต้จะนำความชุ่มชื้นเข้าสู่ฝั่ง โดยเฉพาะภาคใต้ฝั่งตะวันออก ทำให้มีฝนตกชุกในบริเวณนี้

ในแต่ละปีการเปลี่ยนของลมมรสุมดังกล่าวจะมีช่วงระยะเวลาประมาณ 15 วัน เรียกว่าระยะเปลี่ยนฤดู โดยลมมรสุมทั้งสองนี้จะพัดปกคลุมประเทศไทยเป็นเวลานาน ทำให้อากาศโดยทั่วไปตลอดทั้งปีมีความแตกต่างกัน โดยเฉพาะเกี่ยวกับความแห้งแล้งและความชุ่มชื้นที่แตกต่างกันอย่างเห็นได้ชัด ภูมิอากาศแบบนี้เรียกว่า ภูมิอากาศเขตร้อนที่มีฤดูฝนและฤดูแล้งแตกต่างกัน (tropical wet-dry climate)



รูปที่ 2.8 ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้



รูปที่ 2.9 ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

โดยทั่วไปประเทศไทย แบ่งฤดูกาลออกเป็น 3 ฤดู ได้แก่ ฤดูร้อน ฤดูฝน และฤดูหนาว (นำพวลย์ กิจรักษ์กุล, 2549) ดังนี้

1) ฤดูร้อน เริ่มตั้งแต่กลางเดือนกุมภาพันธ์ไปจนถึงกลางเดือนพฤษภาคม ซึ่งเป็นช่วงเปลี่ยนจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เป็นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ และเป็นระยะที่ขั้วโลกเหนือหันเข้าหาดวงอาทิตย์ โดยเฉพาะเดือนเมษายนบริเวณประเทศไทยมีดวงอาทิตย์อยู่เกือบตรงศีรษะในเวลาเที่ยงวัน ทำให้ได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์เต็มที่ สภาพอากาศทั่วไปจึงร้อนอบอ้าว ในฤดูนี้แม้ว่าโดยทั่วไปจะมีอากาศร้อนและแห้งแล้ง แต่บางครั้งอาจมีมวลอากาศเย็นจากประเทศจีนแผ่ลงมาปกคลุมถึงประเทศไทยตอนบน ทำให้เกิดการปะทะกันของมวลอากาศเย็นกับมวลอากาศร้อนที่ปกคลุมอยู่เหนือประเทศไทย ซึ่งก่อให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองและลมกระโชกแรงหรืออาจมีลูกเห็บตกก่อให้เกิดความเสียหายได้ พายุฝนฟ้าคะนองที่เกิดขึ้นในฤดูนี้มักเรียกอีกอย่างหนึ่งว่าพายุฤดูร้อน

2) ฤดูฝน เริ่มตั้งแต่กลางเดือนพฤษภาคมเมื่อมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดปกคลุมประเทศไทย และร่องความกดอากาศต่ำพาดผ่านประเทศไทยทำให้มีฝนชุกทั่วไป ร่องความกดอากาศต่ำนี้ปกติจะพาดผ่านภาคใต้ในเดือนพฤษภาคมแล้วจึงเลื่อนขึ้นไปทางเหนือตามลำดับจนถึงช่วงประมาณปลายเดือนมิถุนายน จะพาดผ่านอยู่บริเวณประเทศจีนตอนใต้ ทำให้ฝนในประเทศไทยลดลงระยะหนึ่ง และเรียกว่าเป็นช่วงฝนทิ้งช่วง ซึ่งอาจนานประมาณ 1 – 2 สัปดาห์หรือบางปี

อาจเกิดขึ้นรุนแรงและมีฝนน้อยนานนับเดือน ในเดือนกรกฎาคมร่องความกดอากาศต่ำเลื่อนกลับลงมาทางใต้พาดผ่านบริเวณประเทศไทยอีกครั้ง ทำให้มีฝนชุกต่อเนื่อง จนกระทั่งมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ พัดเข้ามาปกคลุมประเทศไทยแทนลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ประมาณกลางเดือนตุลาคม ประเทศไทยตอนบนจะเริ่มมีอากาศเย็นและฝนลดลง โดยเฉพาะภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ เว้นแต่ภาคใต้ยังคงมีฝนชุกต่อไปจนถึงเดือนธันวาคมและบางครั้งมีฝนหนักถึงหนักมากจนก่อให้เกิดอุทกภัย โดยเฉพาะภาคใต้ฝั่งตะวันออกซึ่งจะมีปริมาณฝนมากกว่าภาคใต้ฝั่งตะวันตก อย่างไรก็ตามการเริ่มต้นฤดูฝนอาจจะช้าหรือเร็วกว่ากำหนดได้ประมาณ 1 – 2 สัปดาห์

3) ฤดูหนาว เริ่มตั้งแต่กลางเดือนตุลาคมถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ เมื่อลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศไทย ในช่วงกลางเดือนตุลาคม เป็นช่วงเปลี่ยนฤดูจากฤดูฝนเป็นฤดูหนาว ลักษณะอากาศจะแปรปรวน ไม่แน่นอน เริ่มมีอากาศเย็นหรืออาจยังมีฝนฟ้าคะนอง โดยเฉพาะบริเวณภาคกลางตอนล่างและภาคตะวันออกเฉียงใต้ซึ่งจะหมดฝน และเริ่มมีอากาศเย็นช้ากว่าภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ

2.4 ประเภทของฝนที่ตกในประเทศไทย

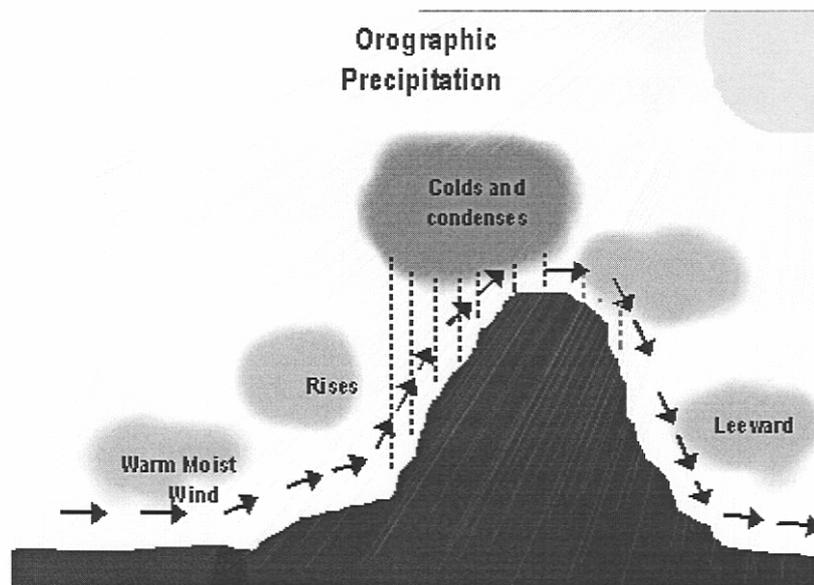
ฝนที่ตกในประเทศไทยมีหลายประเภทด้วยกัน ซึ่งจะมีส่วนทำให้ภูมิภาคต่าง ๆ ได้รับความชุ่มชื้นแตกต่างกัน โดยฝนที่ตกในประเทศไทยมีดังนี้ (น้ำพวัลย์ กิจรักษ์กุล, 2549)

2.4.1 ฝนปะทะภูเขา หรือฝนภูเขา (orographic rain or relief rain) เกิดจากมวลอากาศที่พัดจากบริเวณพื้นน้ำที่มีความชุ่มชื้นเข้าสู่แผ่นดิน และเมื่อมวลอากาศนี้เคลื่อนที่มาปะทะแนวภูเขา มวลอากาศนั้นจะลอยตัวสูงขึ้นตามลาดเขา ปริมาตรของมวลอากาศจะขยายออก อุณหภูมิของมวลอากาศจะลดลงตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น เรียกอัตราการลดของอุณหภูมิของมวลอากาศนี้ว่า อัตราการลดอุณหภูมิแบบอะเดียเบติกแห้ง (dry adiabatic rate) โดยอุณหภูมิลดลง 1°C ต่อ 100 เมตร จนกระทั่งไอน้ำในอากาศเกิดการกลั่นตัวเป็นเมฆและเป็นฝนตกลงมาบริเวณทางด้านหน้าภูเขา ซึ่งเรียกว่า ด้านรับลม (windward side) เมื่อมวลอากาศที่กลั่นตัวเป็นฝนตกแล้ว แต่ยังมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศโดยรอบ มวลอากาศนี้ก็จะลอยตัวขึ้นในระดับความสูงต่อไปอีก ซึ่งในลำดับต่อไปอุณหภูมิของมวลอากาศจะเกิดการลดลงแบบอะเดียบาติกเปียก (wet adiabatic rate) โดยอุณหภูมิลดลง 0.6°C ต่อ 100 เมตร และเมื่อมวลอากาศนี้ลอยตัวขึ้นไปแล้วผ่านบริเวณยอดภูเขาก็มวลอากาศที่ไหลลงตามลาดเขาบริเวณด้านหลังภูเขา ซึ่งเรียกว่า ด้านอับลม (leeward side) มวลอากาศที่ไหลลงจากที่สูงนี้ อุณหภูมิของมวลอากาศจะเพิ่มขึ้นในอัตราของอะเดียบาติกแห้ง โดยอุณหภูมิเพิ่มขึ้น

1°C ต่อ 100 เมตร มวลอากาศที่ไหลลงมานี้จะเป็นมวลอากาศร้อนและแห้งแล้ง ทำให้ภูมิภาคอากาศบริเวณด้านหลังภูเขาเป็นเขตเงาฝน (rain shadow) ดังรูปที่ 2.10

ฝนปะทะภูเขาจะมีปริมาณมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับองค์ประกอบหลายประการคือ

- ความสูงของภูเขา มวลอากาศที่พัดมาปะทะภูเขาสูงๆ จะทำให้ไอน้ำในมวลอากาศมีโอกาสกลั่นตัวเป็นเมฆและฝนได้มาก
- ทิศทางของลมที่พัดมาปะทะภูเขา ถ้ามวลอากาศพัดผ่านบริเวณทะเลหรือมหาสมุทรในเขตร้อนระยะทางไกล สามารถพัดเอาไอน้ำมาได้มาก เมื่อมาปะทะภูเขาโอกาสที่ไอน้ำจะกลั่นตัวเป็นเมฆและฝนก็มีมากขึ้นด้วย
- ความแรงหรือความเร็วลม ถ้าลมที่พัดมาด้วยความเร็ว สามารถพัดพาเอาความชื้นขึ้นไปเบื้องบนได้มาก โอกาสที่ความชื้นจะกลั่นตัวเป็นฝนก็มีมากขึ้น

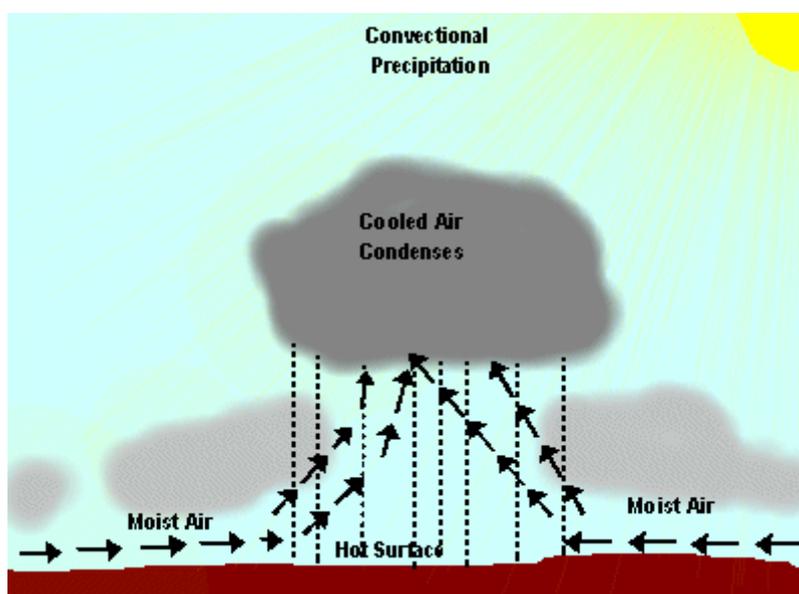


รูปที่ 2.10 ฝนปะทะภูเขา

สำหรับประเทศไทย บริเวณที่มีปริมาณน้ำฝนสูง คือบริเวณชายฝั่งทะเลที่อยู่ด้านหน้าภูเขา ได้แก่ บริเวณตะวันตกของภาคใต้ที่อยู่ด้านหน้าของแนวเทือกเขาภูเก็ต ซึ่งตั้งรับลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ส่วนอีกบริเวณคือ ชายฝั่งภาคตะวันออกที่อยู่ด้านหน้าของเทือกเขาจันทบุรีและเทือกเขาบรรทัด ซึ่งตั้งรับลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ที่พัดมาจากอ่าวไทย ทำให้ปริมาณน้ำฝนในจังหวัดจันทบุรีและตราดมีปริมาณน้ำฝนมาก

ในทางกลับกันบริเวณที่มีปริมาณน้ำฝนน้อยและเป็นเขตแห้งแล้งของประเทศ คือ บริเวณที่ราบภาคกลางและบางส่วนของภาคตะวันตก ซึ่งอยู่ด้านหลังของเทือกเขาตะนาวศรี เป็น เขตอัลมหรือเขตเงาฝนของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ส่วนอีกบริเวณหนึ่งคือบริเวณภาค ตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง ซึ่งอยู่ด้านอัลมของเทือกเขาฉกพญาเย็นและเทือกเขาชันกำแพงที่ กั้นลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

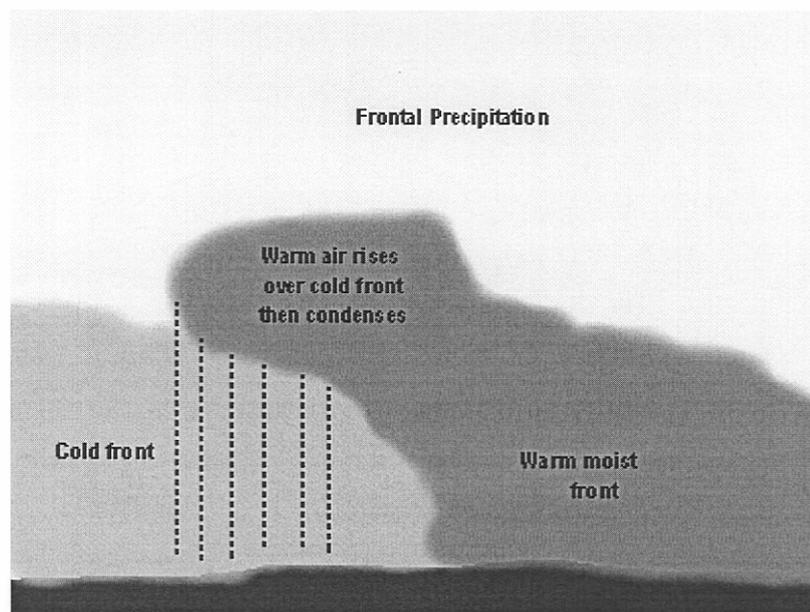
2.4.2 ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน (convective rain) คือฝนที่เกิดจากกลุ่มอากาศ ร้อนซึ่งมีความชุ่มชื้นและเบากว่าอากาศโดยรอบลอยตัวสูงขึ้น ปริมาณของมวลอากาศจะขยายตัวทำ ให้อุณหภูมิของมวลอากาศลดลง อัตราการลดลงของอุณหภูมิดังกล่าวนี้เรียกว่า อัตราการลด อุณหภูมิของมวลอากาศแบบอะเดียบาติกแห้ง โดยอุณหภูมิลดลง 1°C ต่อ 100 เมตร อุณหภูมิของ มวลอากาศจะลดลงจนถึงจุดที่ไอน้ำในมวลอากาศมีอุณหภูมิเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง กระทั่ง มวลอากาศดังกล่าวเกิดการกลั่นตัวเป็นเมฆและฝน ดังรูปที่ 2.11 ฝนที่เกิดลักษณะนี้จะเป็นฝนที่ตก ในบริเวณแคบๆ ปกคลุมพื้นที่ไม่กว้างมาก และฝนตกในช่วงเวลาสั้น ๆ ฝนอาจตกหนักและหยุดตก เร็ว อาจมีพายุฝนฟ้าคะนอง และลูกเห็บตก ในกรณีที่มีความรุนแรงมาก เรียกว่าพายุฤดูร้อน



รูปที่ 2.11 ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน

2.4.3 ฝนแนวปะทะ (frontal rain) เป็นฝนที่เกิดจากแนวปะทะอากาศทำให้ลมฟ้า อากาศเปลี่ยนแปลง เพราะเมื่อแนวปะทะอากาศเคลื่อนที่ผ่านบริเวณใด ทำให้อากาศบริเวณนั้นเกิด ความแปรปรวน โดยในขณะที่มวลอากาศร้อนและมวลอากาศเย็นเคลื่อนที่มาปะทะกันนั้น มวล

อากาศเย็นซึ่งมีความหนาแน่นและมีน้ำหนักมากกว่าจะดันมวลอากาศร้อนให้ลอยสู่เบื้องบน และเมื่อมวลอากาศร้อนลอยตัวขึ้น ปริมาตรของมวลอากาศนั้นจะขยายตัวออกส่งผลให้อุณหภูมิของมวลอากาศลดลงแบบอะเดียบาติกแบบแห้ง ในขณะเดียวกันอุณหภูมิของจุดน้ำค้างของมวลอากาศบริเวณที่สูงก็จะลดลง เมื่ออุณหภูมิของมวลอากาศลดลงเท่ากับอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง ไอน้ำในอากาศจะเกิดการควบแน่นและกลั่นตัวเป็นเมฆและเป็นฝน ลักษณะฝนที่ตกจะตกอย่างสม่ำเสมอหรือบางครั้งอาจมีการก่อตัวของกระแสอากาศในทางตั้งจะเกิดเป็นเมฆก้อน ลักษณะฝนที่ตกจะตกหนักและมีพายุฟ้าคะนอง



รูปที่ 2.12 ฝนแนวปะทะ

2.4.4 ฝนพายุหมุน (cyclonic rain) เกิดจากการยกตัวของมวลอากาศที่เคลื่อนตัวเข้าหากันสู่ห่อความกดอากาศต่ำ ทำให้เกิดเป็นฝน และเป็นฝนที่ตกหนักเป็นบริเวณกว้างซึ่งอาจตกติดต่อกันเป็นระยะเวลา 2-3 วัน ตามเส้นทางที่พายุเคลื่อนผ่านเข้าสู่ประเทศไทย มีแหล่งกำเนิดจากบริเวณทะเลจีนใต้ และมหาสมุทรแปซิฟิกตอนบน โดยพัดเข้าสู่ฝั่งทางภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และปะทะกับแนวภูเขาในประเทศเวียดนาม ลาว ก่อนที่จะเข้าสู่ประเทศไทย ดังนั้นความรุนแรงของพายุจึงเป็นเพียงแค่พายุดีเปรสชันที่นำฝนมาตกเป็นบริเวณกว้างในประเทศไทย พายุดีเปรสชันนี้จึงเป็นสาเหตุหนึ่งที่ทำให้เกิดน้ำท่วม ช่วงเวลาที่มีพายุดีเปรสชันเคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยประมาณเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันออกจะได้รับอิทธิพลจากพายุดีเปรสชันประมาณเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม

2.5 การวัดปริมาณน้ำฝน

ปริมาณน้ำฝนเป็นตัวแปรสำคัญต่องานด้านอุตุนิยมวิทยาและด้านเกษตรกรรมของประเทศ โดยทั่วไปการวัดปริมาณน้ำฝนจะกระทำโดยการบันทึกในรูปความสูงของจำนวนฝนที่ตกลงมาจากท้องฟ้าโดยการใช้ภาชนะโลหะซึ่งส่วนมากเป็นรูปทรงกระบอก มีเส้นผ่านศูนย์กลางของปากกระบอกเป็นขนาดจำกัด เช่น ปากกระบอกมีเส้นผ่านศูนย์กลาง 8 นิ้ว หรือประมาณ 20 เซนติเมตร ฝนจะตกผ่านปากกระบอกลงไปตามท่อกรวยสู่ภาชนะรองรับน้ำฝนไว้เมื่อเราต้องการทราบปริมาณน้ำฝน เราก็ใช้ไม้บรรทัดหยั่งความลึกของฝนหรืออาจใช้แก้วตวงที่มีมาตราส่วนแบ่งไว้สำหรับอ่านปริมาณน้ำฝน เป็นนิ้วหรือเป็นมิลลิเมตร สำหรับประเทศไทยวันใดที่มีฝนตก ณ แห่งใด หมายความว่าปริมาณฝนตก ณ ที่นั้นอย่างน้อย 0.1 มิลลิเมตร ขึ้นไป เพราะฉะนั้นในเดือนที่มีฝนตกโดยมีจำนวนวันเท่ากันก็ไม่จำเป็นจะต้องมีปริมาณน้ำฝนเท่ากัน และ เมื่อทราบความสูงของน้ำฝน ณ ที่ใดแล้ว ก็อาจจะประมาณจำนวนลูกบาศก์เมตรของน้ำฝนได้ถ้าทราบเนื้อที่ของบริเวณที่มีฝนตก ในการรายงานปริมาณน้ำฝนนั้น จะรายงานว่าฝนตกเล็กน้อย ฝนตกปานกลาง ฝนตกหนัก หรือฝนตกหนักมาก แต่การที่จะตั้งเกณฑ์สากลที่เรียกว่าฝนตกเล็กน้อย หรือตกปานกลางเป็นจำนวนเท่าใดหรือกี่มิลลิเมตรนั้น ไม่อาจจะกระทำได้เพราะเหตุว่าสภาพของฝนที่เกิดขึ้นแต่ละประเทศนั้นมีปริมาณไม่เหมือนกัน ดังนั้นการให้ความหมายของปริมาณฝนที่ตกในประเทศแถบโซนร้อนในย่านมรสุมแบ่งเป็นเกณฑ์ (กิริติ ลีวัจนกุล, 2549) ดังตารางที่ 2.1

ตารางที่ 2.1 การแบ่งปริมาณฝนที่ตกในแถบโซนร้อนย่านมรสุม

คำอธิบาย	ความหมาย
ฝนวัดจำนวนไม่ได้	ฝนตกมีปริมาณน้อยกว่า 0.1 มิลลิเมตร
ฝนเล็กน้อย	ฝนตก 0.1 มิลลิเมตร ขึ้นไป แต่ไม่เกิน 10 มิลลิเมตร
ฝนปานกลาง	ฝนตกปริมาณ 10.1 มิลลิเมตร ถึง 35.0 มิลลิเมตร
ฝนตกหนัก	ฝนตกปริมาณ 35.1 มิลลิเมตร ถึง 90 มิลลิเมตร
ฝนตกหนักมาก	ฝนตกตั้งแต่ 90.1 มิลลิเมตรขึ้นไป

ในการวัดปริมาณฝน โดยปกติจะตั้งเครื่องวัดปริมาณฝนไว้ในพื้นที่โล่ง บนระนาบในแนวระดับที่มั่นคงและไม่มีสิ่งรบกวนโดยรอบ เมื่อเวลาผ่านไปครบ 24 ชั่วโมง ก็จะนำน้ำฝนที่รองรับได้เทใส่กระบอกตวงมาตรฐาน แล้ววางกระบอกตวงในที่รองรับเพื่อให้กระบอกตวงตั้งอยู่ในแนวตั้ง จากนั้นจะทำการอ่านระดับน้ำฝน โดยสังเกตที่ตัวเลขขีดสเกลข้างกระบอกตวงในหน่วยมิลลิเมตร ซึ่งค่าที่ได้จะมีหน่วยเป็นมิลลิเมตรต่อวัน

การวัดน้ำฝนเป็นการวัดความแรงหรือความหนาแน่นของฝนมีหน่วยวัดเป็นมิลลิเมตรต่อช่วงเวลา เช่น ชั่วโมง วัน วิธีการตรวจวัดน้ำฝน แบ่งออกได้เป็น 3 ลักษณะใหญ่ๆ คือ การตรวจวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน การตรวจวัดน้ำฝนด้วยเรดาร์ (radar) และการตรวจวัดน้ำฝนด้วยดาวเทียม อุดุณิยมหาวิทยาลัย โดยมีรายละเอียดดังนี้

2.5.1 การตรวจวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน

เป็นการตรวจวัดด้วยเครื่องวัดน้ำฝนที่ติดตั้งอยู่บนพื้นโลก และวัดความแรงหรือความหนาแน่นจากปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมายังพื้นดินโดยตรง สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ประเภท คือ

1) เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดาหรือแบบไม่บันทึก (non-recording rain gauge) เรียกอีกอย่างว่า แบบแก้วตวง เป็นเครื่องมือวัดน้ำฝนที่ไม่สามารถบันทึกปริมาณน้ำฝนได้ตลอดเวลา แต่จะวัดปริมาณน้ำฝนรวมในการอ่านแต่ละครั้งเท่านั้น ตัวเครื่องทำด้วยโลหะไม่เป็นสนิม มีลักษณะเป็นรูปทรงกระบอก อ่านค่าโดยการตวงวัดน้ำฝนลงในหลอดแก้วตวง เครื่องวัดน้ำฝนดังกล่าววัดได้เฉพาะปริมาณน้ำฝนทั้งหมด การติดตั้งต้องติดตั้งอยู่ในพื้นที่โล่งแจ้งและติดตั้งให้อยู่ในแนวราบ



รูปที่ 2.13 เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา

2) เครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติหรือแบบบันทึกค่าได้ (recording rain gauge) เป็นเครื่องมือวัดน้ำฝนที่สามารถบันทึกปริมาณของน้ำฝนและความยาวนานของช่วงเวลารอคอยของฝน (duration) ได้ มีอยู่ด้วยกันหลายแบบ แต่ที่นิยมใช้มีอยู่ 3 ชนิดดังนี้

ก. แบบถังกระดก (tipping bucket gauge)

นิยมใช้กันมากในประเทศสหรัฐอเมริกา หลักการของเครื่องวัดน้ำฝนแบบถังกระดกคือ จะปล่อยให้ น้ำฝนที่ตกลงมาผ่านที่รับน้ำฝน (receiver) แล้วไหลลงผ่านกรวย (funnel) ลงสู่ถ้วยกระดกที่มี 2 ข้าง ซึ่งเมื่อน้ำฝนไหลลงถ้วยกระดกข้างหนึ่งจนเต็มก็จะตวงน้ำฝนได้ประมาณ 0.1 นิ้ว หรือ 0.25 มิลลิเมตร ในขณะที่จะทำให้เกิดสภาพไม่สมดุลเป็นผลให้ถ้วยกระดกข้างนี้เทน้ำลงสู่กระบอกตวง ขณะเดียวกันถ้วยกระดกอีกข้างก็จะขึ้นมารับน้ำฝนแทนเป็นเช่นนี้เรื่อยไป ซึ่งการที่ถ้วยเกิดการกระดกแต่ละครั้งนี้ ฟันเฟืองจะส่งผ่านระบบกลไกไปที่ปลายปากกาบันทึกข้อมูลลงกระดาษกราฟที่พันอยู่รอบทรงกระบอกที่หมุนตามเข็มนาฬิกา (รูปที่ 2.14)



รูปที่ 2.14 เครื่องวัดน้ำฝนแบบถังกระดก (tipping bucket gauge)

ข. แบบทุ่นลอย (float gauge)

นิยมใช้กันในประเทศอังกฤษ มีลักษณะเป็นรูปทรงกระบอกความสูงประมาณ 1.20 เมตร มีหลอดแก้วคานหรือท่อไซฟอน (siphon) โดยคูดน้ำให้ไหลออกจากถังลอยเมื่อฝนตกลงมาจนเต็มถึง จะทำให้อากาศดันน้ำออกมาทางท่อด้านล่าง และเมื่อน้ำไหลลงออกจากถังลอยหมด อากาศก็จะไหลเข้ามาแทนที่ทำให้การเกิดไซฟอนหยุดลง (รูปที่ 2.15)



รูปที่ 2.15 เครื่องวัดน้ำฝนแบบทุ่นลอย (float gauge)

ค. แบบชั่งน้ำหนัก (weighing gauge)

หลักการของเครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนักนี้จะอาศัยถังรองรับน้ำฝนที่ตกลงมา ก็จะสะสมปริมาณน้ำฝนเรื่อย ๆ ทำให้น้ำหนักเพิ่มขึ้น ก็จะกดจานตราซึ่งที่เชื่อมโยงกับระบบกลไกของสปริง ซึ่งต่อกับเครื่องบันทึกข้อมูลปริมาณน้ำฝน โดยที่ปลายปากกาจะบันทึกผลลงกระดาษกราฟที่พันอยู่รอบทรงกระบอก (drum) ที่หมุนด้วยนาฬิกา ดังนั้นก็จะได้ปริมาณน้ำฝนสะสมที่เวลาต่าง ๆ เครื่องวัดน้ำฝนแบบนี้จะต้องตรวจสอบปริมาณน้ำในถังเสมอเพื่อเทออก เมื่อมีน้ำจวนจะเต็มเพราะไม่มีระบบระบายน้ำฝนออกจากถัง เครื่องวัดน้ำฝนนี้สามารถวัดปริมาณน้ำฝนติดต่อกันเป็นเวลา 6 , 12 , 24 ชั่วโมง หรือเป็นสัปดาห์



รูปที่ 2.16 เครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก (weighing gauge)

2.5.2 การตรวจวัดน้ำฝนด้วยเรดาร์ (radar)

RADAR เป็นคำย่อมาจาก “RADIO DETECTION AND RANGING” หมายถึง “การตรวจระยะไกลด้วยคลื่นวิทยุ” ซึ่งมีหลักการทำงานของเรดาร์คือ เรดาร์บนภาคพื้นดินจะส่งคลื่นในรูปของแม่เหล็กไฟฟ้า (a pulse of electromagnetic energy) จากจานสายอากาศ (antenna) เป็นจังหวะช่วงสั้นๆ ในลักษณะของลำคลื่นมุมแคบไปกระทบสิ่งกีดขวางต่างๆ เช่น กลุ่มเมฆ กลุ่มฝน ต้นไม้ และภูเขา เป็นต้น ทำให้เกิดการสะท้อนกลับ (reflection) ในรูปของพลังงานสะท้อนกลับมายังจานสายอากาศซึ่งจะปรากฏบนจอเรดาร์ (radarscope) เป็นสัญญาณสะท้อน (echo) หรือ ความเข้มสะท้อน (echo intensity) ตามขนาดของกำลังสะท้อนกลับที่ตรวจวัดได้ ซึ่งสภาพการสะท้อนกลับนี้จะขึ้นอยู่กับการกระจายของกลุ่มเมฆ กลุ่มพายุฝน ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ และสถานะแวดล้อมของลม โดยการวัดเวลาที่สะท้อนกลับมานี้ทำให้สามารถพยากรณ์เมฆและน้ำฟ้าได้ ซึ่งผลการตรวจของเรดาร์ตรวจอากาศนี้มีประโยชน์ต่อการพยากรณ์การก่อตัวของสภาพกลุ่มเมฆ ตลอดจนทิศทางการเคลื่อนตัวตามเวลาต่างๆ ที่ตรวจวัด ทำให้สามารถเตือนภัยธรรมชาติทางอากาศต่างๆ ได้ทันเหตุการณ์ เรดาร์ตรวจอากาศแบ่งออกเป็น 3 ชนิด (อุตุนิยมหาวิทยาลัยขอนแก่น, 2551) คือ

1) เรดาร์ตรวจอากาศ X-band เป็นเรดาร์ขนาดเล็ก เหมาะสำหรับใช้ตรวจวัดฝนกำลังอ่อนถึงกำลังปานกลาง รัศมีทำการ 100 กิโลเมตร และรัศมีหวังผล 60 กิโลเมตร เนื่องจากเป็นเรดาร์ขนาดเล็ก มีความยาวคลื่นสั้น เมื่อกระทบเป้าจะมีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากเป้ามักทำให้เป้าของฝนที่ตรวจได้จากจอเรดาร์มีขนาดและรูปร่างผิดจากความเป็นจริงไปมาก

2) เรดาร์ตรวจอากาศ C-band เป็นเรดาร์ขนาดปานกลาง เหมาะสำหรับใช้ตรวจวัดฝนกำลังปานกลางถึงกำลังแรง รัศมีทำการ 450 กิโลเมตร และรัศมีหวังผล 230 กิโลเมตร เนื่องจากเป็นเรดาร์ขนาดปานกลางเมื่อกระทบเป้าจะมีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากเป้าบ้างพอสมควร ทำให้เป้าของฝนที่ตรวจได้จากจอเรดาร์มีขนาดและรูปร่างผิดจากความเป็นจริงไปบ้าง มีราคาแพงกว่าและค่าบำรุงรักษามากกว่าเรดาร์ X-band

3) เรดาร์ตรวจอากาศ S-band เป็นเรดาร์ขนาดใหญ่ เหมาะสำหรับใช้ตรวจวัดฝนกำลังแรงถึงกำลังแรงมาก รัศมีทำการ 550 กิโลเมตร และรัศมีหวังผล 230 กิโลเมตร เนื่องจากเป็นเรดาร์ขนาดใหญ่เมื่อกระทบเป้าจะไม่มีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากเป้าเลย ทำให้เป้าของฝนที่ตรวจได้จากจอเรดาร์มีขนาดและรูปร่างผิดจากความเป็นจริงน้อยมากหรือไม่ผิดเลย เป็นเรดาร์ที่มีประสิทธิภาพมากที่สุด มีราคาแพงกว่าและค่าบำรุงรักษามากกว่าเรดาร์ C-band และ X-band

ความแตกต่างของเรดาร์ทั้ง 3 ชนิดสามารถแสดงได้ดังตารางที่ 2.2

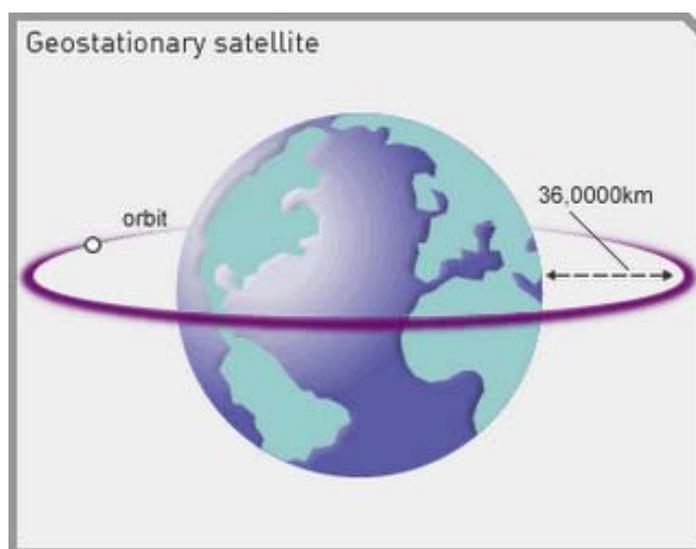
ตารางที่ 2.2 ความแตกต่างของเรดาร์ชนิดต่าง ๆ

ชนิดของเรดาร์	ความยาวคลื่น (ซ.ม)	ความถี่ (เมกกะเฮิรซ์)
X-band	3	10,000
C-band	5	6,000
S-band	10	3,000

2.5.3 การตรวจวัดน้ำฝนด้วยดาวเทียม

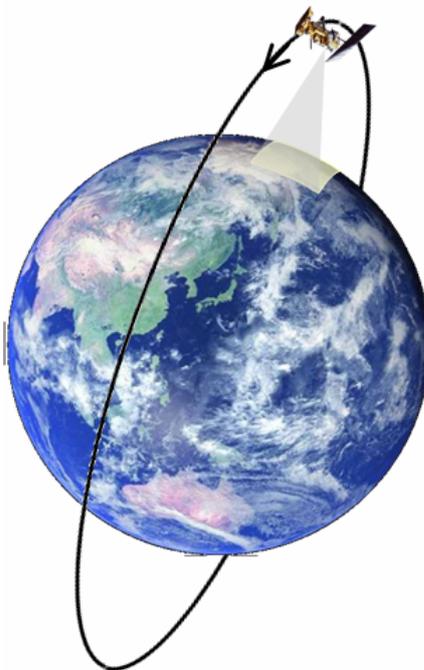
โดยปกติ ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยานำมาใช้ประโยชน์ในการตรวจความแปรปรวนของลมฟ้าอากาศเพื่อการพยากรณ์อากาศ มิได้นำมาใช้ในการหาปริมาณฝนโดยตรง แต่ปัจจุบันมีนักวิจัยประยุกต์ใช้ข้อมูลดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาในการหาปริมาณฝนได้ ทั้งนี้เพราะดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาสามารถให้ข้อมูลเมฆ ทิศทางการเคลื่อนที่ของเมฆ อุณหภูมิความสว่าง อุณหภูมิผิวพื้นโลก อุณหภูมิผิวน้ำทะเล หิมะ น้ำแข็งที่ปกคลุมโลก และความชื้นของบรรยากาศโลกตาม

1) ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบอยู่กับที่ (Geostationary Meteorological Satellite) ดาวเทียมชนิดนี้เป็นดาวเทียมที่โคจรสูงจากพื้นโลกประมาณ 36,000 กิโลเมตร โดยโคจรรอบโลกใช้เวลา 24 ชั่วโมง เท่ากับเวลาที่โลกหมุนรอบตัวเอง วงโคจรของดาวเทียมชนิดนี้จะอยู่ในตำแหน่งเส้นศูนย์สูตรของโลก และจะโคจรไปในทางเดียวกับการโคจรรอบตัวเองของโลกด้วยความเร็วที่เท่ากัน ดังนั้นตำแหน่งของดาวเทียมจะสัมพันธ์กับตำแหน่งบนพื้นโลกในบริเวณเดิมเสมอ ครอบคลุมพื้นที่จากใกล้ขั้วโลกเหนือจรดใกล้ขั้วโลกใต้ ปัจจุบันดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาประเภทนี้ได้แก่ ดาวเทียม METEOSAT ดาวเทียม GOES ดาวเทียม GMS-6 ดาวเทียม MTSAT-1R ดาวเทียม INSAT และดาวเทียม FY 2 เส้นทางการเคลื่อนที่ของดาวเทียมชนิดนี้เป็นดังรูปที่ 2.17



รูปที่ 2.17 วงโคจรของดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบอยู่กับที่

2) ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบโคจรผ่านใกล้ขั้วโลก (Near Polar Orbiting Satellite) ดาวเทียมชนิดนี้จะโคจรผ่านใกล้ขั้วโลกเหนือและขั้วโลกใต้ มีความสูงจากพื้นโลกประมาณ 850 กิโลเมตร โดยจะโคจรรอบโลกประมาณ 102 นาที ต่อ 1 รอบ ในหนึ่งวันจะหมุนรอบโลกประมาณ 14 รอบ และจะเคลื่อนที่ผ่านเส้นศูนย์สูตรในเวลาเดิม (ตามเวลาที่ท้องถิ่น) ผ่านแนวเดิม 2 ครั้ง โดยจะโคจรเคลื่อนที่จากขั้วโลกเหนือไปยังขั้วโลกใต้ 1 ครั้ง และโคจรเคลื่อนที่จากขั้วโลกใต้ไปยังขั้วโลกเหนืออีก 1 ครั้ง การถ่ายภาพของดาวเทียมชนิดนี้จะถ่ายภาพและส่งสัญญาณข้อมูลสู่ภาคพื้นดินในเวลาจริง (real time) ในขณะที่ดาวเทียมโคจรผ่านพื้นที่นั้นๆ โดยมี Track ความกว้าง 2,700



รูปที่ 2.18 วงโคจรของดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบโคจรผ่านใกล้ขั้วโลก

ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาจะมีอุปกรณ์รับสัญญาณภาพดาวเทียม ซึ่งเป็น sensor ที่ติดตั้งบนดาวเทียมอุตุนิยมวิทยามีชื่อทั่วไปเรียกว่า radiometer โดยอุปกรณ์ดังกล่าวจะทำการตรวจวัดคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ได้แก่ การสะท้อน (reflection) การแผ่รังสี (emission) และการดูดกลืน (absorption) ของบรรยากาศ เมฆและผิวโลก ซึ่งมีผลมาจากรังสีดวงอาทิตย์ ครอบคลุมตั้งแต่ช่วงคลื่นที่ตามองเห็นได้ (visible) ไปจนถึงช่วงคลื่นไมโครเวฟ (microwave) โดยทั่วไปมีการแบ่งช่วงคลื่นที่พิจารณาออกเป็น 4 ช่วงใหญ่ ๆ ดังนี้ (ณรงค์, 2533)

1) ภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง (Visible)

ภาพถ่ายดาวเทียมช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง (เรียกย่อๆ ว่า VIS) เป็นภาพถ่ายแสดงปริมาณการสะท้อนของรังสีดวงอาทิตย์กลับสู่บรรยากาศของเมฆหรือพื้นผิวโลก บริเวณพื้นโลกที่ไม่มีเมฆและบนพื้นน้ำสีในภาพถ่ายเป็นสีดำ สำหรับบริเวณที่เมฆและหิมะปกคลุมสีในภาพจะเป็นสีขาว เมฆที่มีความหนาจะสะท้อนแสงได้ดีกว่าและจะปรากฏในภาพเป็นสีที่สว่างกว่าบริเวณที่เป็นเมฆชั้นบางๆ กล้องของดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาจะวัดค่าการสะท้อนแสงของวัตถุในช่วงคลื่น VIS ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า โดยจะได้ข้อมูลการสะท้อนแสงของบรรยากาศแล้วแสดงในรูปของความสว่าง (brightness) ซึ่งความสว่างของภาพถ่ายจะแสดงถึงความสัมพันธ์กับค่า albedo

แต่มีข้อจำกัดจะใช้ภาพ VIS ได้เฉพาะขณะที่มีแสงอาทิตย์เท่านั้นหรือจะสามารถใช้ประโยชน์ได้เฉพาะในช่วงกลางวัน เนื่องจากในช่วงกลางคืนภาพที่บันทึกได้จะปรากฏเห็นโลกเป็นสีดำ ความแตกต่างของค่า gray scale ในภาพ VIS แสดงให้เห็นความสามารถในการสะท้อนแสง (reflectivity) บริเวณที่เป็นสีขาวที่สุดในภาพ VIS หมายถึงมีค่าการสะท้อนสูง สำหรับบริเวณที่เป็นสีดำ หมายถึงมีค่าการสะท้อนต่ำ โดยปกติในภาพ VIS จะสามารถเห็นเมฆเป็นสีขาวบนพื้นหลังที่เป็นสีดำของพื้นโลก

2) ภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด (infrared)

ภาพถ่ายดาวเทียมช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด (เรียกย่อๆ ว่า IR) มีความยาวช่วงคลื่นระหว่าง 10-12 μm ซึ่งเป็นภาพถ่ายที่ได้จากข้อมูลการส่งออก (emitted) คลื่นความร้อนของพื้นผิวโลกและชั้นบรรยากาศจะให้ข้อมูลเกี่ยวกับอุณหภูมิยอดเมฆหรืออุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก โดยวัตถุที่อุณหภูมิสูงกว่าจะให้สีของภาพถ่ายที่ต่ำกว่าวัตถุที่อุณหภูมิต่ำกว่า ภาพถ่าย IR เป็นข้อมูลที่สามารถใช้ประโยชน์ได้ตลอด 24 ชั่วโมง เนื่องจากเป็นการวัดอุณหภูมิในแต่ละเวลา ซึ่งสามารถวัดได้ทั้งกลางวันและกลางคืน ภาพถ่าย IR ที่เป็นสีดำ จะแสดงว่าไม่มีเมฆและภาพที่ขาวมากกว่าจะหมายถึงเมฆอุณหภูมิต่ำและอยู่ระดับสูงกว่า

3) ภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาช่วงความยาวคลื่นไมโครเวฟ (Microwave)

ภาพถ่ายดาวเทียมช่วงความยาวคลื่นไมโครเวฟ (เรียกย่อๆ ว่า MW) ที่ความถี่ 3-300 GHz หรือความยาวคลื่น 10-0.1 เซนติเมตร ซึ่งหยดน้ำและผลึกน้ำแข็งสามารถดูดซับสะท้อน หรือกระจายรังสีออกไปได้ ความเข้มของปฏิกิริยาตอบสนองจากหยดน้ำและผลึกน้ำแข็งต่อคลื่นไมโครเวฟเป็นหลักการทางกายภาพโดยตรงที่สามารถประมาณปริมาณฝนได้ดีกว่าใช้ภาพ VIS และ IR โดยเฉพาะในบริเวณที่เป็นทะเลหรือมหาสมุทร เนื่องจากคลื่นไมโครเวฟที่มีความถี่น้อยกว่า 30 GHz จะถูกดูดซับได้โดยเมฆฝน ในขณะที่คลื่นไมโครเวฟที่มีความถี่มากกว่าจะถูกกระจายออกไป (Spencer et al., 1997) การกระจายของคลื่นไมโครเวฟจากพื้นดินจะขึ้นอยู่กับมุมของระนาบที่พิจารณาหาสมุทรหรือบริเวณที่เป็นน้ำจะมีคุณสมบัติในการสะท้อนคลื่นไมโครเวฟได้มากกว่าและมีความสามารถในการแผ่รังสีได้น้อยกว่าบนดินดิน โดยที่ความสามารถในการแผ่รังสีคลื่นไมโครเวฟของพื้นน้ำจะคงที่ ในขณะที่มีการเปลี่ยนแปลงสำหรับบนพื้นดิน และความชื้นในดินจะทำให้มีการเปลี่ยนแปลงความสามารถในการแผ่รังสีคลื่นไมโครเวฟที่แตกต่างกันได้มาก ภาพจากช่วงคลื่นไมโครเวฟจึงใช้ได้กับพื้นที่บริเวณทะเลหรือมหาสมุทรได้โดยมีปัญหาคความผิดพลาดน้อยมาก แต่จะมีผลกระทบต่อความถูกต้องของการประมาณปริมาณฝนบนพื้นดิน (Morland et al., 1997)

4) ภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด (Water vapour images)

ภาพถ่ายช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด (เรียกย่อๆว่า WV) เป็นภาพถ่ายแสดงปริมาณอินฟราเรดในบรรยากาศชั้นกลางและชั้นบน ซึ่งมีประโยชน์ในการพิจารณาว่าพื้นที่บริเวณใดมีความชุ่มชื้นหรือแห้งแล้ง โดยบริเวณที่ภาพถ่ายมีสีขาวกว่าจะแสดงว่ามีความชุ่มชื้นกว่าบริเวณที่ภาพถ่ายมีสีดำกว่า

เนื่องจากภาพถ่ายดาวเทียมสามารถนำมาแปลงค่า gray level ให้เป็นค่าความสว่างหรืออุณหภูมิของเมฆ ดังนั้นจึงมีการนำข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมมาประยุกต์ใช้ในการคำนวณปริมาณฝนได้ต่อไป (Mohammedberhan, N., 1998) ซึ่งในการคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมมีข้อดีคือสามารถประมาณปริมาณฝนแต่ละช่วงเวลาตามสภาพธรรมชาติและจำแนกรูปแบบการก่อตัวของเมฆฝนได้ นอกจากนี้ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยายังให้ข้อมูลที่สามารถครอบคลุมพื้นที่และช่วงเวลาต่อเนื่อง ทำให้สามารถนำมาใช้ให้สอดคล้องกับข้อมูลสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดินเพื่องานด้านอุทกวิทยาและการพยากรณ์สภาพลมฟ้าอากาศ อีกทั้งจะได้ข้อมูลการเกิดฝนในด้านปริมาณและการกระจายเชิงพื้นที่บนพื้นผิวโลกเพื่อใช้สำหรับงานอุตุนิยมวิทยาต่างๆ ที่มีข้อจำกัดในเรื่องการกระจายของที่ตั้งสถานีวัดน้ำฝนและสถานีเรดาร์ตรวจอากาศ รวมทั้งการไม่มีข้อมูลฝนในบริเวณที่เป็นพื้นน้ำ ซึ่งจะเป็นปัญหาเช่นเดียวกับการหาข้อมูลลม ความดัน อุณหภูมิ และความชื้น ที่เกิดเนื่องจากความสลับซับซ้อนของปัจจัยที่เกี่ยวข้อง ซึ่งฝนก็เป็นข้อมูลหนึ่งที่มีการเปลี่ยนแปลงได้มากในด้านปริมาณในแต่ละตำแหน่งพิกัด (space) และเวลา ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบอยู่กับที่จะให้ภาพถ่ายแบบ VIS และ IR ที่รวดเร็วเพียงพอสำหรับการตรวจติดตามสถานะการก่อตัวและการสลายไปของเมฆฝน Sensors ในดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบโคจรผ่านใกล้ขั้วโลก เช่น The special Sensor Microwave Imager (SSM/I) series จะมีช่องว่างบนพื้นโลก (gaps) ครอบคลุมพื้นที่ผิวโลกที่ทำให้สามารถตรวจติดตามได้อย่างต่อเนื่องและมีข้อมูลที่จะสามารถนำไปประยุกต์ใช้ได้อย่างเพียงพอ

2.6 งานวิจัยเกี่ยวกับวิธีการหาปริมาณฝนจากข้อมูลดาวเทียม

เนื่องจากการหาปริมาณฝนโดยอาศัยการวัดด้วยมาตรวัดน้ำฝน (rain gauge) จะมีความละเอียดถูกต้องที่สุดเฉพาะจุดที่วัดเท่านั้น สำหรับจุดอื่นที่ได้จากการทำ interpolation มักมีความคลาดเคลื่อนมาก ดังนั้นนักวิทยาศาสตร์ในประเทศต่างๆ จึงได้พัฒนาวิธีการใช้ข้อมูลดาวเทียมหาปริมาณฝน ซึ่งสามารถสรุปได้ดังนี้

- 1) การใช้ข้อมูลดาวเทียมช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง (visible) และช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด วิธีดังกล่าวสามารถแบ่งย่อยได้ดังนี้ (Levizzani et al., 2002)

ก. Cloud indexing method

วิธีการนี้จะใช้หาความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากเรดาร์ตรวจฝนกับข้อมูล fraction ของพื้นที่ในภาพถ่ายดาวเทียมซึ่งมีอุณหภูมิต่ำกว่า 235 K วิธีดังกล่าวพัฒนาโดย Arkin (1979) โดยใช้กับข้อมูลดาวเทียม GOES ต่อมาได้มีการปรับปรุงเพื่อนำมาใช้กับข้อมูลดาวเทียม METEOSAT (Turpeinen et al., 1987) และดาวเทียม NOAA (Todd et al., 1999; Nunez et al., 1996)

ข. Bispectral method

วิธีการดังกล่าวจะใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมทั้งในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างและช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด (IR) โดยนำข้อมูลดาวเทียมในช่วงแสงสว่างมาหา brightness ของเมฆ และใช้ข้อมูลดาวเทียมในช่วงอินฟราเรดหาอุณหภูมิของเมฆ และหาเมฆที่มีความน่าจะเป็น (probability) ของเมฆที่จะเกิดฝนสูง ได้แก่ เมฆ cumulonimbus ซึ่งเป็นเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำและมี brightness สูง ส่วนเมฆที่มีความน่าจะเป็นที่จะเกิดฝนน้อย ได้แก่ เมฆที่มี brightness สูงแต่มีอุณหภูมิต่ำด้วย เช่น เมฆ stratus Chen et al (1993) ได้ประยุกต์ใช้วิธีการดังกล่าวกับข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม METEOSAT และทำการเปรียบเทียบผลกับการคำนวณข้อมูลฝนจากเรดาร์ พบว่ามีความสอดคล้องกัน

ค. Life-history method

วิธี life-history จะเป็นการใช้ภาพถ่ายดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างและรังสีอินฟราเรด เพื่อสังเกตและติดตามการเปลี่ยนแปลงของเมฆจนกระทั่งกลายเป็นฝน (Griffith et al., 1978; Levizzani et al., 2001)

ง. Cloud model-based method

วิธีการนี้จะใช้กระบวนการทางฟิสิกส์และสถิติช่วยในการคำนวณอัตราการตกของฝน (rain rate) โดยใช้ข้อมูลดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรดหาอุณหภูมิของเมฆ ตัวอย่างเช่น งานของ Adler and Mack (1984) ที่ใช้แบบจำลองของเมฆหาความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการตกของฝนกับอุณหภูมิของเมฆได้ดังสมการ

$$R_{\text{mean}} = 74.89 - 0.266T_c \quad (2.1)$$

เมื่อ R_{mean} = อัตราการตกของฝนเฉลี่ย
 T_c = อุณหภูมิของเมฆ

จากนั้น ได้ทำการคำนวณพื้นที่การตกของฝน โดยใช้สมการ

$$A_r = \exp(15.27 - 0.0465T_c) \quad (2.2)$$

เมื่อ A_r = พื้นที่การตกของฝน

2) การใช้ดาวเทียมรับสัญญาณในช่วงความยาวคลื่นไมโครเวฟ

เนื่องจากการใช้ข้อมูลดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างและอินฟราเรดจะได้ข้อมูลเฉพาะบริเวณพื้นผิวหน้าของเมฆเท่านั้น มิได้ข้อมูลภายในเมฆ ดังนั้นจึงได้มีการพัฒนาอุปกรณ์ติดตั้งบนดาวเทียมที่รับสัญญาณในช่วงความยาวคลื่นไมโครเวฟ ซึ่งทำให้รู้ข้อมูลสถานะทางฟิสิกส์ภายในเมฆได้ และนำมาใช้ตรวจวัดฝน โดยทั่วไปเครื่องรับสัญญาณไมโครเวฟดังกล่าวจะติดตั้งบนดาวเทียมแบบโคจรผ่านขั้วโลก (polar orbital satellite) โดยจะรับสัญญาณในช่วงความถี่ 19.3-85.5 GHz. (Smith et al., 1992) ความสัมพันธ์โดยตรงในหลักการทางกายภาพระหว่างการกระจายของคลื่นไมโครเวฟและฝนเป็นวิธีที่ไม่เหมาะสมจะนำมาใช้ในกรณีบนแผ่นดิน ซึ่งจะคล้ายกับวิธี VIS และ IR ที่ต้องหาความสัมพันธ์ในเชิงข้อมูลสถิติกับค่าที่ตรวจได้จริง การคำนวณหาปริมาณฝนโดยการใช้คลื่นไมโครเวฟมีความยุ่งยากในข้อจำกัดความต่อเนื่องของข้อมูล (low temporal resolution) โดยสามารถเก็บภาพได้เพียงวันละ 1-2 ภาพเท่านั้น และข้อจำกัดความสูงจากพื้นดินให้ความละเอียดของภาพเชิงพื้นที่ (spatial resolution) ได้สูงที่สุดเพียง 10 กิโลเมตร (Barret and Beaumont, 1994)

3) การใช้ดาวเทียมที่ติดตั้งอุปกรณ์เรดาร์

เทคนิคดังกล่าวจะใช้อุปกรณ์เรดาร์ที่ติดตั้งบนดาวเทียม เพื่อส่งสัญญาณไมโครเวฟผ่านบรรยากาศลงมายังพื้นผิวโลก และสะท้อนกลับไปยังดาวเทียม เมื่อวิเคราะห์สัญญาณที่สะท้อนกลับจะสามารถหาบริเวณที่มีฝนตกได้ โดยหาอัตราการตกของฝน จะหาได้จากสมการ

$$\dot{R} = AZ^b \quad (2.3)$$

เมื่อ \dot{R} = อัตราการตกของฝน

A = การดูดกลืนสัญญาณเรดาร์

Z = การสะท้อนของสัญญาณเรดาร์

a และ b เป็นค่าคงที่เอมไพริคัล ซึ่งขึ้นกับชนิดของฝน และความสูงของเส้น isotherm ที่ 0 °C (Iguchi et al., 2000) ดาวเทียมที่ติดตั้งอุปกรณ์เรดาร์ดังกล่าวได้แก่ ดาวเทียม TRMM ซึ่งเป็น

ดาวเทียมประเภทโคจรผ่านขั้วโลก ดาวเทียมนี้มีความละเอียดเชิงพื้นที่ค่อนข้างต่ำและโคจรผ่านพื้นที่ต่างๆ ของโลกวันละ 1 ครั้ง เท่านั้น นอกจากนี้ยังมีปัญหาความคลาดเคลื่อนในการคำนวณข้อมูลฝน เนื่องจากการสะท้อนของสัญญาณเรดาร์ ขึ้นกับสภาพของพื้นผิวโลก

4) การประมาณปริมาณฝนโดยวิธี CPC (CPC Rainfall Estimation Technique)

การประมาณปริมาณฝนโดยวิธี CPC เป็นวิธีใช้สำหรับการประมาณฝนที่ตกสะสม (accumulated rainfall) โดยใช้ข้อมูลของดาวเทียมเมทีโอแซท (meteosat satellite data) ร่วมกับข้อมูลเครื่องวัดน้ำฝนที่ได้รับจากระบบโทรคมนาคมทั่วโลก (Global Telecommunication System, GTS) การวิเคราะห์แบบจำลองของลม ความชื้นสัมพัทธ์ และลักษณะของภูเขา (Herman et al., 1997) วิธีนี้ได้รับการพัฒนาเพื่อจุดประสงค์ด้านการตรวจสอบสภาพความแห้ง โดยองค์การเพื่อการพัฒนาระหว่างชาติของสหรัฐอเมริกา (United States Agency for International Development, USAID) และวิธีนี้สามารถทำการประมาณฝนได้ทั้งที่เกิดจากเมฆเย็นที่เกิดจากการยกตัวของมวลอากาศร้อนขึ้นในแนวตั้ง และฝนที่เกิดจากเมฆอุ่นที่เป็นเมฆชั้น (stratified clouds) โดยนำค่าดัชนีฝน GPI (Geostationary Operational Environmental Satellite Precipitation Index = GOES Precipitation Index) มาปรับแก้ความผิดพลาดที่เกิดจากการประมาณค่าการตกของฝนให้พอดีกับค่าที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน แต่วิธี CPC ดังกล่าวยังมีความผิดพลาดในการประมาณค่าฝน ซึ่งจะเกิดขึ้น โดยเฉพาะเมื่อเหนือพื้นที่นั้นมีการเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องของเมฆเซอร์รัส (cirrus cloud) ซึ่งเป็นเมฆที่เย็นแต่ไม่หนาพอที่จะเกิดฝนตกได้ หรือในทางกลับกันจะเกิดขึ้นสำหรับกรณีเหนือพื้นที่ที่มีฝนที่เกิดเนื่องจากภูเขา (orographic precipitation) และการตกของฝนที่เกิดจากเมฆอุ่น (warm clouds) ซึ่งฝนชนิดนี้จะเกิดในบริเวณพื้นที่แถบชายฝั่งทะเลและพื้นที่ที่มีลักษณะเป็นภูเขา

5) การประมาณปริมาณฝนโดยวิธี ORSTOM (ORSTOM Rainfall Estimation Technique)

วิธี ORSTOM ซึ่งพัฒนาโดย The Lannion Centre De Meteorologie Spatiale (CMS) จะใช้อุณหภูมิพื้นผิวที่ได้จากภาพถ่ายดาวเทียมมาทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิพื้นดิน (ground surface temperature, T_s) และ Pluviometers ซึ่งใช้หลักสมมูล 2 ส่วน คือ ความสมมูลของพลังงานที่เกี่ยวข้องกับการไหลของความร้อนที่รู้สึกได้ (sensible heat, ϕ_s) ไปสู่การคายระเหย (evapotranspiration) และความสมมูลของปริมาณน้ำที่เกี่ยวข้องกับการระเหยไปเป็นฝน โดยเขียนเป็นสมการได้ (Guillot, 1995) ดังนี้

$$\phi_s = \rho C_p h(T_s - T_a) \quad (2.4)$$

เมื่อ

ρ	=	ปริมาตรของมวลอากาศ
C_p	=	ความร้อนจำเพาะของอากาศ
h	=	สัมประสิทธิ์การเปลี่ยนแปลง
T_a	=	อุณหภูมิของอากาศ

โดยพิจารณาเบื้องต้นจากฝนที่ตกจะมีผลกระทบต่ออุณหภูมิผิวดิน ซึ่งพบว่ามี ความสัมพันธ์แบบแปรผันระหว่าง T_s และปริมาณฝนรวม (total rainfall, ΣP) ของช่วงเวลา เดียวกัน แต่อย่างไรก็ตามก็ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิสภาพภูมิอากาศเฉพาะถิ่นที่แปรตาม Pluviometers จะต้องมีการตรวจสอบฝนที่เริ่มตกครั้งแรกเพื่อกำหนดเป็นค่า Local climatic factor ซึ่งจะต้องลดค่า T_s ด้วยค่า Gradient of the air, $\Delta T_a = (T_a - T_0)$ เมื่อ T_0 เป็นอุณหภูมิอากาศ ณ จุดที่อ้างอิง การ ประมาณฝนรวมจะต้องคิดจาก $\sum (T_s - \Delta T_a)$

ผลการศึกษากำหนดเป็นเทคนิคแบบผสมผสาน (combined technique) พิจารณา องค์ประกอบของอุณหภูมิกับความถี่ของเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำ โดยการพิจารณาเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า -40°C จะประมาณปริมาณฝนน้อยกว่าความจริงในบริเวณพื้นที่ชื้น และจะมากกว่าความเป็นจริงใน บริเวณพื้นที่แห้ง แต่สามารถแก้ไขได้โดยใช้อุณหภูมิของอากาศที่ผิวดินที่ได้จากเครือข่ายสถานี หรือการวิเคราะห์ภาคสนามของ The European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) โดยเขียนเป็นสมการเพื่อประมาณปริมาณฝนได้ คือ

$$P_e = aO_c + b(T_s - T_a) \quad (2.5)$$

เมื่อ

P_e	=	ปริมาณฝนที่คาดว่าจะตก
O_c	=	ความถี่ของอุณหภูมิต่ำที่ยอดเมฆ
T_s	=	อุณหภูมิที่พื้นผิวดิน
T_a	=	อุณหภูมิของอากาศ
a, b	=	ค่าคงที่

6) การประมาณปริมาณฝนโดยวิธี TAMSAT (Tropical Application of Meteorological SATellite)

ในปี 1998 กลุ่มที่ใช้ชื่อว่า TAMSAT (Tropical Application of Meteorological SATellite) ของ The University of Reading (1998) ได้พัฒนาจากวิธีการใช้ค่า GPI เพื่อประมาณฝน แต่จะไม่เหมือนกับวิธี CPC และวิธี ORSTOM โดยใช้ภาพคลื่นอินฟราเรดจากดาวเทียมทุกระยะ ชั่วโมงหรือทุกชั่วโมง ค่าของฝนภาคพื้นดินจะมีความสัมพันธ์กับค่า CCD (cold cloud duration) เป็นความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงเขียนสมการ (Mohammedberhan, N., 1998) ได้ดังนี้

$$R = a_0 + a_1 \text{CCD} \quad (2.6)$$

เมื่อ

R	=	ปริมาณฝน (Rainfall) ในหน่วยมิลลิเมตร
CCD	=	ระยะเวลาที่ยอดเมฆมีอุณหภูมิต่ำกว่าเกณฑ์อุณหภูมิ ในหน่วยชั่วโมง โดยที่ D = 0 จะได้ค่า R = 0
a_0, a_1	=	ค่าคงที่ของสมการเส้นตรงโดยการปรับเทียบค่าจากภาพ CCD กับข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน

จากการศึกษาเอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง พบว่าในด้านของแบบจำลองที่อาศัยข้อมูลวัดภาคพื้นดิน ส่วนใหญ่จะเป็นแบบจำลองเชิงสถิติที่เป็นสูตรเอมไพริคัล โดยบอกคำนวณปริมาณฝนเป็นฟังก์ชันทางเรขาคณิตตัวแปรต่าง ๆ และใช้ข้อมูลภาคพื้นดินเป็นตัวบอกสัมประสิทธิ์ของแบบจำลอง ซึ่งข้อมูลดังกล่าวไม่สามารถใช้ได้ทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งสำหรับประเทศกำลังพัฒนา เพราะขาด input data ดังนั้นแบบจำลองเหล่านี้จึงมีปัญหาในการนำมาใช้งาน สำหรับวิธีการ TAMSAT ถึงแม้ว่าจะสามารถใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมช่วยในการคำนวณ แต่ก็ยังมีปัญหาด้านความละเอียดถูกต้อง ดังนั้น ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยจึงพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝน โดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างร่วมกับช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด ทั้งนี้เพราะมีความเหมาะสมกับการใช้หาปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาว ที่มีขั้นตอนในการคำนวณไม่ซับซ้อนมาก และประยุกต์ใช้กับดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบ geostationary ซึ่งจะกล่าวถึงรายละเอียดในบทต่อไป

บทที่ 3

วิธีดำเนินการวิจัยและผล

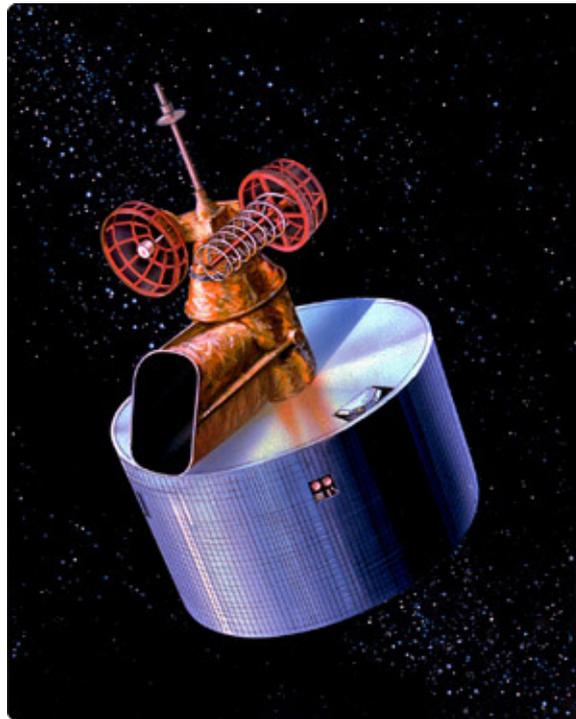
ในการหาปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลดาวเทียมในช่องสัญญาณช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง (0.5-0.90 μm) และช่องสัญญาณช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด (10.5-12.5 μm) ที่ได้จากดาวเทียม GMS 4 ซึ่งเป็นดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบ geostationary ที่บันทึกข้อมูลรายชั่วโมงของสภาวะของบรรยากาศครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทยชั่วโมงละ 1 ภาพ ครอบคลุมช่วงเวลาตั้งแต่ปี ค.ศ.1990 ถึง ค.ศ. 1994 ซึ่งมีขั้นตอนดังนี้

3.1 การเตรียมข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม

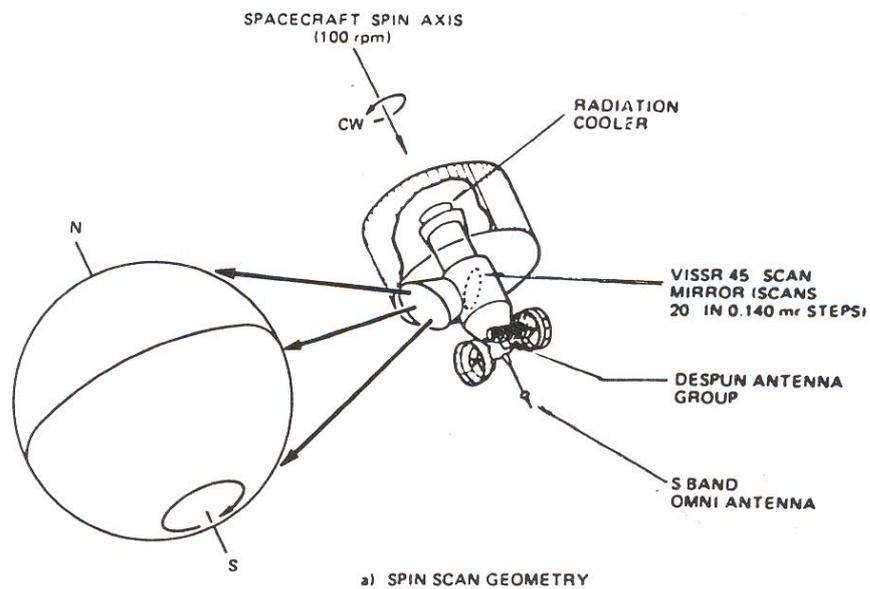
ข้อมูลดาวเทียม GMS 4 ได้มาจากองค์การอุตุนิยมวิทยาของประเทศญี่ปุ่นซึ่งเป็นเจ้าของดาวเทียมดังกล่าว โดยมีรายละเอียดดังนี้

1) ข้อมูลดาวเทียม GMS 4

ดาวเทียม GMS 4 (รูปที่ 3.1) เป็นดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบอยู่กับที่เมื่อเทียบกับพื้นโลก (geostationary satellite) ซึ่งมีระยะเวลาปฏิบัติการนับตั้งแต่เดือนมกราคม 1990 จนถึงเดือนพฤษภาคม 1995 ดาวเทียมดังกล่าวมีพิกัดอยู่ที่เส้นศูนย์สูตร ณ ตำแหน่งเส้นลองจิจูดที่ 140 °E ที่ระดับความสูงประมาณ 36,000 กิโลเมตรเหนือประเทศปาปัวนิวกินี โดยภายในดาวเทียมจะมีอุปกรณ์ที่ใช้บันทึกภาพบรรยากาศและพื้นผิวโลก เรียกว่า Visible Infrared Spin Scan Radiometer หรือ VISSR ซึ่งทำหน้าที่บันทึกภาพของโลกและเมฆที่ปกคลุมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างและช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด อุปกรณ์ดังกล่าวประกอบด้วยกล้องโทรทรรศน์และระบบบันทึกข้อมูล โดยดาวเทียมจะหมุนรอบตัวเอง 100 รอบต่อนาที และอุปกรณ์ดังกล่าวจะกวาดเก็บภาพจากขั้วเหนือไปยังขั้วใต้ของโลก โดยจะใช้เวลา 30 นาทีต่อภาพ ดังรูปที่ 3.2 จากนั้นดาวเทียมจะส่งสัญญาณภาพที่ได้ไปผ่านกระบวนการจัดการภาพที่สถานีควบคุมในประเทศญี่ปุ่นหลังจากนั้นจะส่งภาพที่ผ่านกระบวนการจัดการเรียบร้อยแล้วกลับขึ้นไปยังดาวเทียมอีกครั้ง เพื่อให้ดาวเทียมส่งสัญญาณไปยังสถานีรับในประเทศต่างๆ



รูปที่ 3.1 ลักษณะของดาวเทียม GMS 4



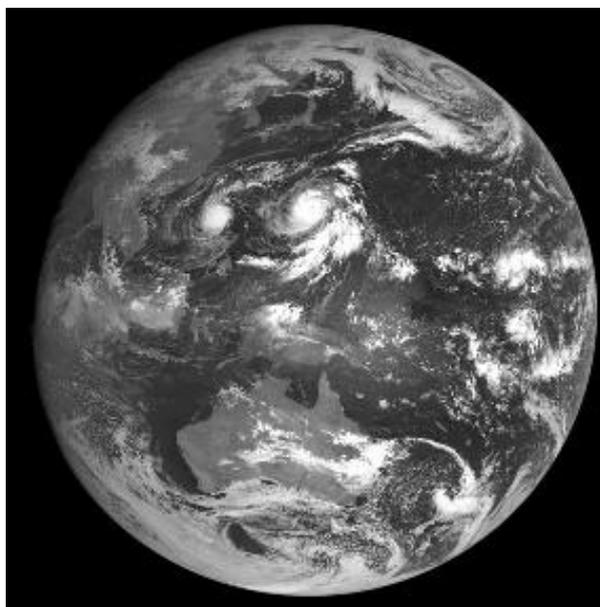
รูปที่ 3.2 การบันทึกภาพของดาวเทียม GMS 4

ดาวเทียม GMS 4 จะส่งสัญญาณภาพเป็น 2 แบบ ได้แก่ สัญญาณแบบ digital stretched VISSR หรือ S-VISSR และสัญญาณแบบ weather facsimile format หรือ WEFAX โดยสัญญาณแบบ S-VISSR ต้องใช้จานรับสัญญาณและระบบคอมพิวเตอร์ขนาดใหญ่ ข้อมูลที่ได้มีความละเอียดสูง ส่วนสัญญาณแบบ WEFAX สามารถรับสัญญาณภาพด้วยอุปกรณ์ขนาดเล็กซึ่งสามารถต่อเข้ากับระบบโทรศัพท์ทั่วไปได้ สัญญาณภาพดังกล่าวจะรับและแสดงผลได้อย่างรวดเร็ว แต่มีความละเอียดน้อย

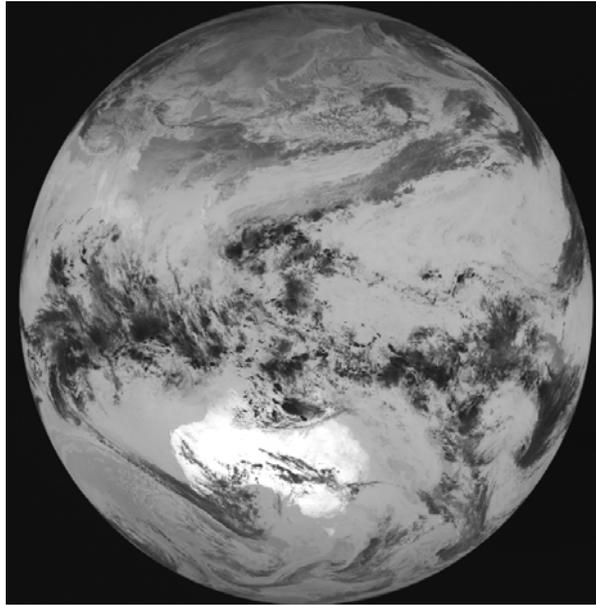
ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลดาวเทียม GMS 4 ในการหาปริมาณฝน โดยเป็นข้อมูลแบบ S-VISSR ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ.1990 ถึง ธันวาคม ค.ศ. 1994 จากช่องสัญญาณ 2 ช่อง ได้แก่

1. ข้อมูลในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง ($0.5-0.90 \mu\text{m}$) เป็นข้อมูลดิจิทัล 8 บิต ซึ่งมีความละเอียดเชิงพื้นที่ ณ ตำแหน่งประเทศไทยประมาณ 3×3 ตารางกิโลเมตรและเป็นข้อมูลรายชั่วโมงตั้งแต่วันที่ 9.30–15.30 น. รวมทั้งหมดวันละ 7 ภาพ ตัวอย่างข้อมูลแสดงดังรูปที่ 3.3

2. ข้อมูลในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด ($10.5-12.5 \mu\text{m}$) เป็นข้อมูลดิจิทัล 8 บิต ซึ่งมีความละเอียดเชิงพื้นที่ ณ ตำแหน่งประเทศไทยประมาณ 5×5 ตารางกิโลเมตร และเป็นข้อมูลรายชั่วโมง ซึ่งมีวันละ 24 ภาพ ตัวอย่างข้อมูลแสดงดังรูปที่ 3.4



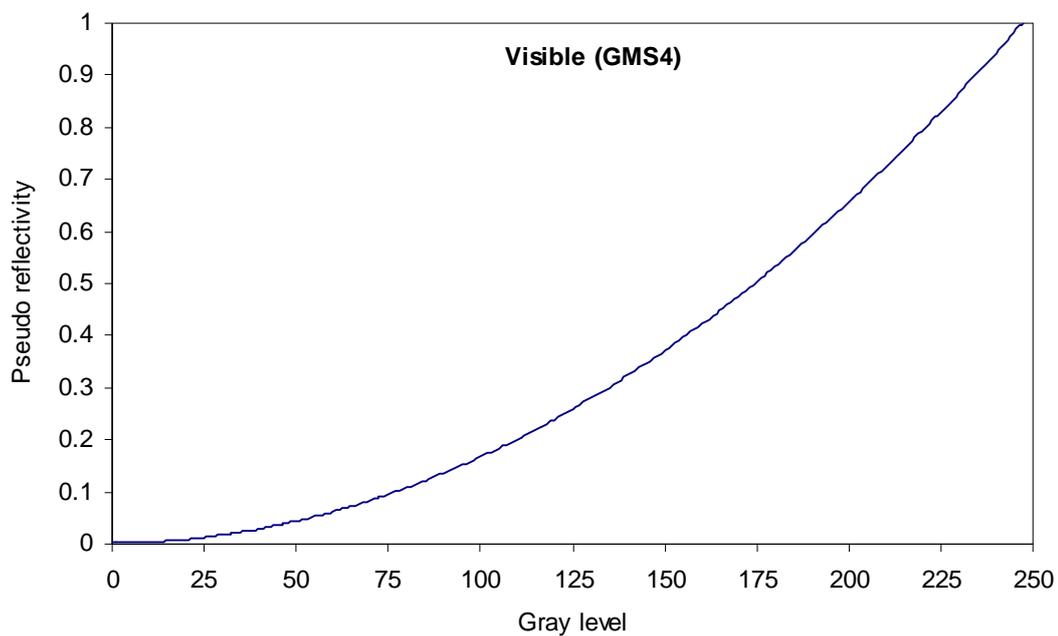
รูปที่ 3.3 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม GMS 4 ในช่องสัญญาณแสงสว่าง



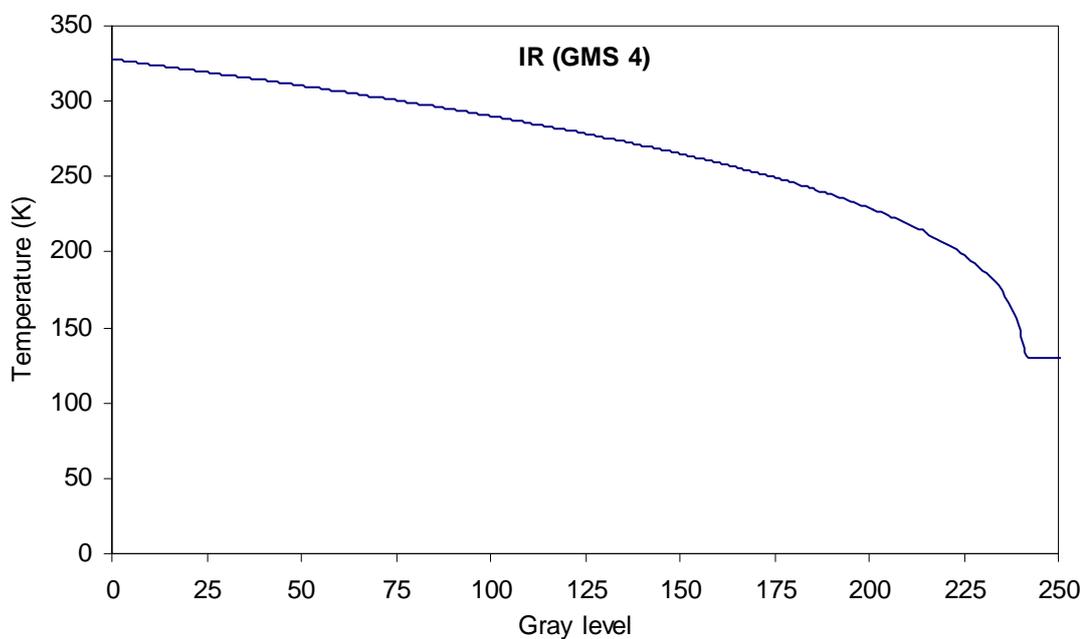
รูปที่ 3.4 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม GMS 4 ในช่วงสัญญาณอินฟราเรด

2) การจัดหาตารางสอบเทียบข้อมูลดาวเทียม

เนื่องจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมที่ใช้ในงานวิจัยนี้ เป็นปริมาณดิจิทัล 8 บิต ซึ่งจะมีค่าเป็นเลขจำนวนเต็มซึ่งแปรค่าอยู่ระหว่าง 0-255 เรียกว่า gray level โดยค่าดังกล่าวจะมีความสัมพันธ์กับค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกซึ่งมีค่าอยู่ระหว่าง 0-1 และอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ในการนำข้อมูลดาวเทียมมาใช้งานจำเป็นจะต้องแปลงค่า gray level ดังกล่าวให้เป็นค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก และอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก โดยอาศัยตารางสอบเทียบจากผู้ผลิตดาวเทียม ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้จัดหาตารางสอบเทียบสำหรับดาวเทียมในแต่ละดวง โดยตารางสอบเทียบของดาวเทียม GMS4 ในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างและช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรดได้มาจาก Japan Meteorological Agency ผู้วิจัยได้นำตารางสอบเทียบดังกล่าวมาจัดแสดงในรูปกราฟตามรูปที่ 3.5-3.6



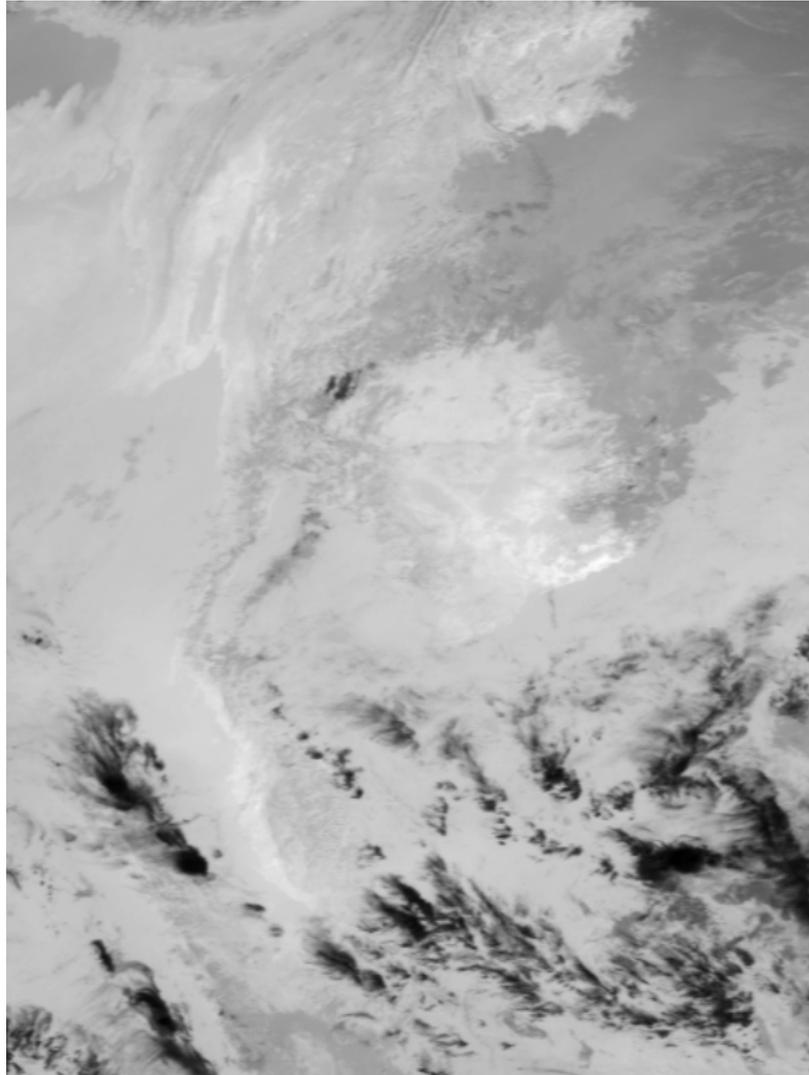
รูปที่ 3.5 ความสัมพันธ์ระหว่างสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกกับค่า gray level ในช่องสัญญาณแสงสว่างของดาวเทียม GMS 4



รูปที่ 3.6 ความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกกับค่า gray level ในช่องสัญญาณอินฟราเรดของดาวเทียม GMS 4

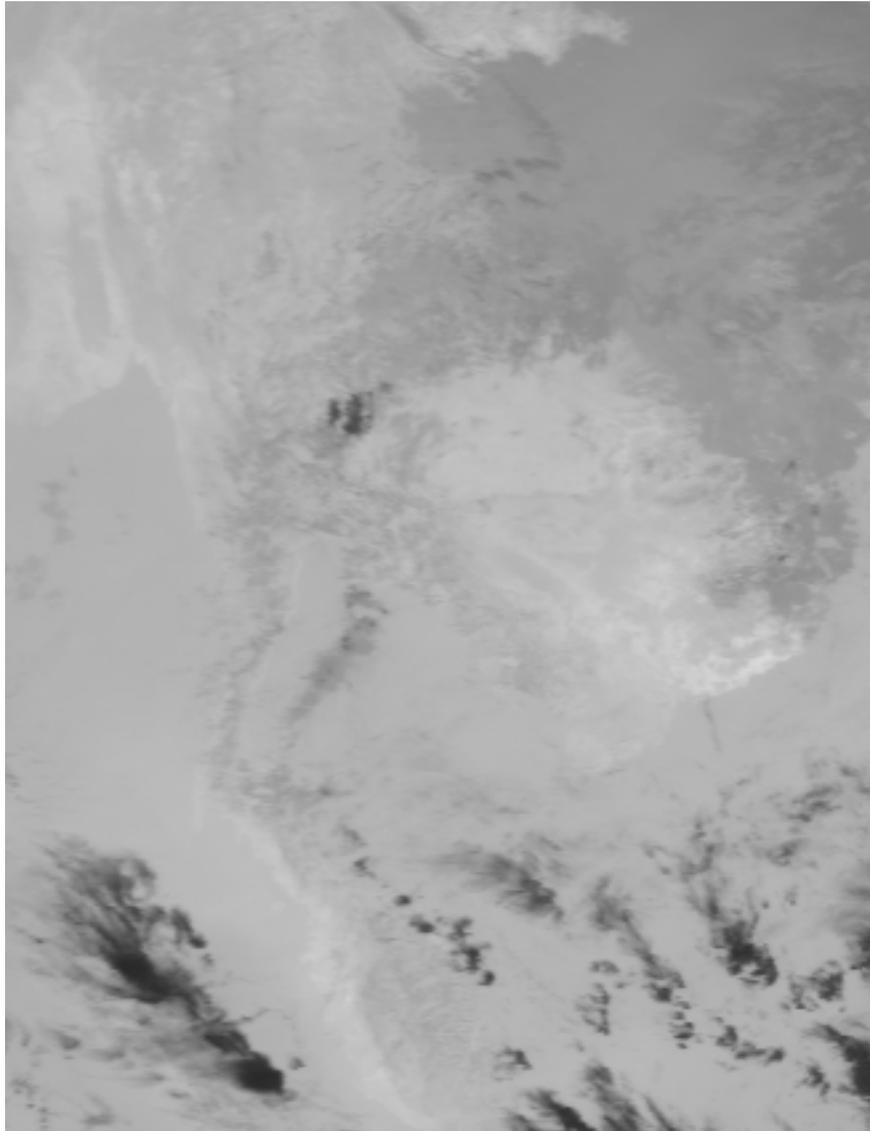
3.2 การหาพิกัดและการแปลงภาพถ่ายดาวเทียม

ข้อมูลที่สถานีรับสัญญาณรับได้จะอยู่ในรูปของ satellite projection กล่าวคือ เมื่อแสดงเป็นภาพจะเห็นเป็นส่วนโค้งของโลกดังตัวอย่างในรูปที่ 3.7



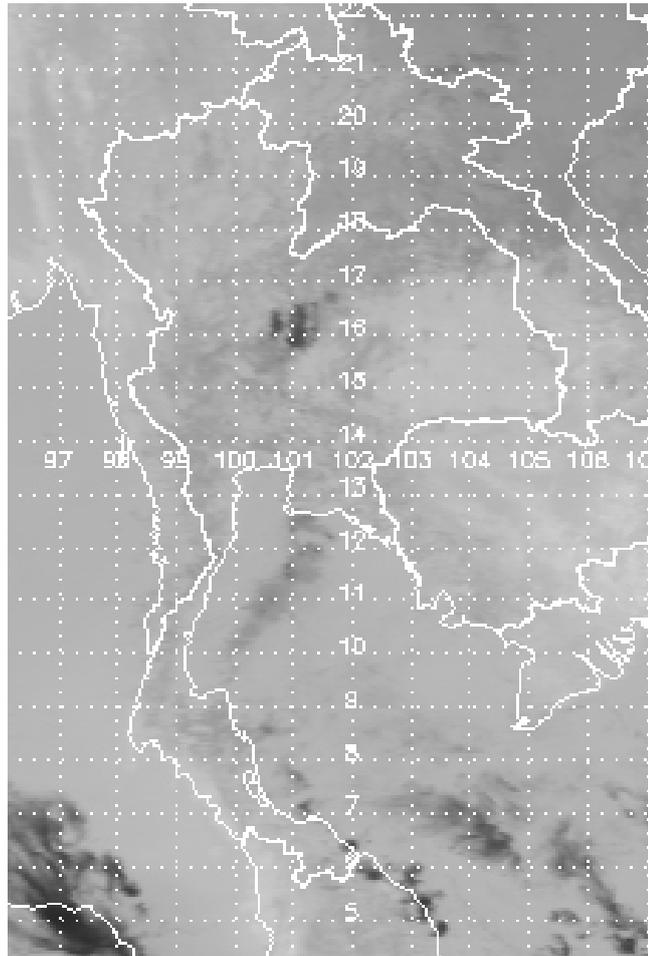
รูปที่ 3.7 ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียม GMS 4 จากช่องสัญญาณอินฟราเรดใน satellite projection

หลังจากนั้นผู้วิจัยจะทำการแปลงให้อยู่ใน cylindrical projection ซึ่งระยะบนภาพจะแปรโดยตรงกับระยะบนพื้นดิน โดยภาพที่ทำการแปลงแล้วจะมีลักษณะดังตัวอย่างในรูปที่ 3.8



รูปที่ 3.8 ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียม GMS 4 จากช่องสัญญาณอินฟราเรดใน cylindrical projection

จากนั้นจะทำการหาพิกัดของตำแหน่งบนพื้นผิวโลกที่สอดคล้องกับตำแหน่งของภาพถ่ายดาวเทียม โดยการนำแผนที่ประเทศไทยซึ่งอยู่ใน cylindrical projection ไปซ้อนทับและอาศัยเส้นชายฝั่งทะเลเป็นเส้นอ้างอิง ตัวอย่างของผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.9



รูปที่ 3.9 แสดงภาพดาวเทียมใน cylindrical projection ที่ทำการหาพิกัดแล้ว

ในการจัดเตรียมข้อมูลดาวเทียมโดยผ่านกระบวนการต่างๆ ข้างต้น ผู้วิจัยได้ทำการพัฒนาโปรแกรมคอมพิวเตอร์ภาษา IDL (Interactive Data Language) เพื่อช่วยดำเนินการดังกล่าว อย่างไรก็ตาม โปรแกรมดังกล่าวไม่สามารถทำงานโดยอัตโนมัติกับทุกๆ ภาพได้เพราะเนื่องจากภาพดาวเทียมแต่ละภาพมีเส้นแนวชายฝั่งที่ไม่ชัดเจน ดังนั้นผู้วิจัยจึงจำเป็นต้องใช้โปรแกรมทำงานร่วมกับการพิจารณาด้วยสายตา และเนื่องจากภาพที่จัดเตรียมแล้วอยู่ใน cylindrical projection ทำให้ระยะทางบนภาพแปรโดยตรงกับระยะบนพื้นผิวโลก จึงสามารถหาพิกัดของแต่ละ pixel ได้ ภาพทั้งหมดที่จัดเตรียมแล้วจะนำไปคำนวณสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (earth-atmospheric albedo) และอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (brightness temperature) เพื่อนำไปใช้ในกระบวนการคำนวณปริมาณฝน

3.3 การแปลงค่า gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมให้เป็นปริมาณทางฟิสิกส์

เนื่องจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมเป็นข้อมูลดิจิทัล 8 บิต ดังนั้นการนำข้อมูลมาใช้งานจึงจำเป็นต้องแปลงค่าดังกล่าวให้เป็นค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกและค่าอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก โดยมีรายละเอียดดังนี้

3.3.1 ข้อมูลในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง

ข้อมูลดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างที่ทำการหาพิกัดแล้วจะอยู่ในรูปพิกเซล ซึ่งมีจำนวนทั้งหมด 630×1060 พิกเซล ครอบคลุมพื้นที่ระหว่างละติจูด $4.4^\circ - 22.1^\circ$ N ลองจิจูด $96.21^\circ - 107.1^\circ$ E โดยแต่ละพิกเซลจะเป็นปริมาณดิจิทัล 8 บิต ซึ่งจะมีค่า gray level แปรค่าอยู่ระหว่าง 0-255 ค่าดังกล่าวจะมีความสัมพันธ์กับค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่มีค่าอยู่ระหว่าง 0-1 ในการนำภาพถ่ายดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างมาใช้งานจำเป็นต้องแปลงค่า gray level ดังกล่าวให้เป็นค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก โดยอาศัยตารางสอบเทียบของผู้ผลิตดาวเทียมที่จัดทำมาแล้ว

เนื่องจากค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่ได้จากตารางสอบเทียบเป็นค่าสัมประสิทธิ์ที่รังสีดวงอาทิตย์ตกกระทบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก แต่ในความเป็นจริงรังสีดวงอาทิตย์จะตกกระทบที่พิกเซลต่างๆ เป็นมุมไม่เท่ากัน และมุมดังกล่าวจะเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาที่บันทึกภาพนั้นๆ ดังนั้นจึงจำเป็นต้องทำการคำนวณแก้ไขโดยอาศัยสมการต่อไปนี้

$$\rho_{EA} = \frac{\rho_{psn}}{\cos \theta_z} \quad (3.1)$$

เมื่อ	ρ_{EA}	คือสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่แก้ไขผลจากมุมตกกระทบแล้ว
	ρ_{psn}	คือสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในกรณีที่รังสีดวงอาทิตย์ตกตั้งฉากกับพื้นที่
	θ_z	คือมุมเซนนิธของดวงอาทิตย์

ค่ามุมเซนนิธสามารถหาได้จากสมการ

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \quad (3.2)$$

เมื่อ	θ_z	คือมุมเซนนิธ (องศา)
	δ	คือมุมเดคลิเนชัน (declination) ของดวงอาทิตย์ (องศา)
	ϕ	คือละติจูด (latitude) ของสถานีวัด (องศา)
	ω	คือมุมชั่วโมง (hour angle) ของดวงอาทิตย์ (องศา) ช่วงเช้าเป็นบวก

สำหรับค่าของมุมเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์หาได้จากสมการ

$$\delta = (0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma)(180/\pi) \quad (3.3)$$

เมื่อ Γ เป็นมุมของวัน (day angle) ซึ่งหาได้จาก

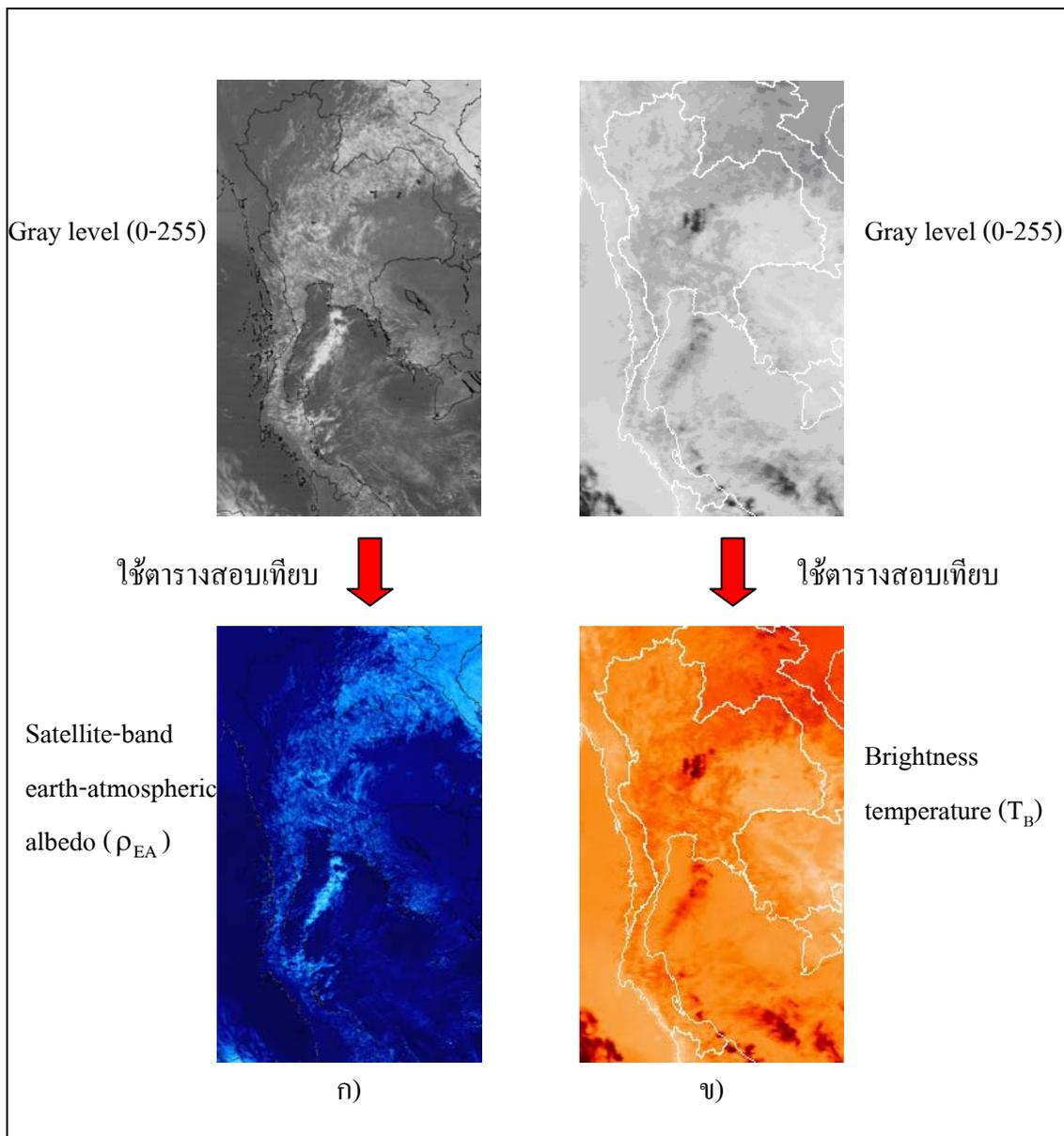
$$\Gamma = 2\pi(d_n - 1)/365 \quad (3.4)$$

เมื่อ Γ เป็นมุมของวัน (เรเดียน)

d_n คือลำดับของวัน (เริ่มต้นวันที่ 1 มกราคม ค่า $d_n = 1$)

3.3.2 ข้อมูลในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด

ข้อมูลดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรดที่ทำการหาพิกัดแล้วจะอยู่ในรูปพิกเซล ซึ่งมีจำนวนทั้งหมด 450×590 พิกเซล ครอบคลุมพื้นที่ระหว่างละติจูด $0.0^\circ - 29.8^\circ N$ ลองจิจูด $90.6^\circ - 111.5^\circ E$ โดยแต่ละพิกเซลจะเป็นปริมาณดิจิทัล 8 บิต ซึ่งจะมีค่า gray level แปรค่าอยู่ระหว่าง 0-255 ค่าดังกล่าวจะมีความสัมพันธ์กับค่าอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ในการนำภาพถ่ายดาวเทียมในช่วงอินฟราเรดมาใช้งานจำเป็นต้องแปลงค่า gray level ดังกล่าวให้เป็นค่าอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก โดยอาศัยตารางสอบเทียบของผู้ผลิตดาวเทียมที่จัดทำมาแล้ว กระบวนการดังกล่าวสามารถแสดงเป็นแผนภูมิตามรูปที่ 3.10



รูปที่ 3.10 แผนภูมิแสดงกระบวนการแปลงค่า gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่วง ก) ความยาวคลื่นแสงสว่าง ให้เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ข) ความยาวคลื่นอินฟราเรดให้เป็นค่าอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก

3.4 การจัดหาข้อมูลฝนภาคพื้นดิน

ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลฝนจากสถานีวัดฝนครอบคลุมทุกภูมิภาคของประเทศไทย รวมทั้งสิ้นจำนวน 103 สถานี ข้อมูลดังกล่าวเป็นข้อมูลรายวัน ซึ่งมีรายละเอียดดังตารางที่ 3.1

ตารางที่ 3.1 แสดงรายชื่อสถานีวัดฝนภาคพื้นดินของกรมอุตุนิยมวิทยา 103 สถานี

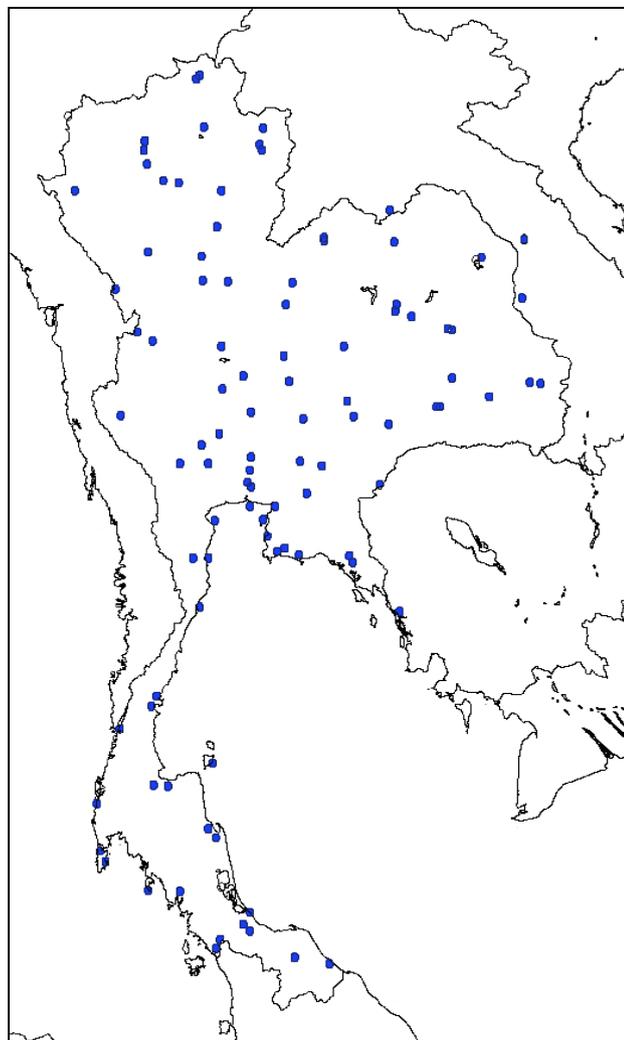
	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
1	TMD300201	แม่ฮ่องสอน (Mae Hong Son)	19.3000	97.8333
2	TMD300202	แม่สะเรียง (Mae Sariang)	18.1667	97.9333
3	TMD303201	เชียงใหม่ (Chiang Rai)	19.9167	99.8333
4	TMD310201	พะเยา (Phayao)	19.1333	99.9000
5	TMD327501	เชียงใหม่ (Chiang Mai)	18.7833	98.9833
6	TMD328201	ลำปาง (Lampang)	18.2833	99.5167
7	TMD329201	ลำพูน (Lamphun)	18.5667	99.0333
8	TMD330201	แพร่ (Phrae)	18.1667	100.1667
9	TMD331201	น่าน (Nan)	18.7833	100.7833
10	TMD331401	ท่าวังผา (Tha Wang Pha)	19.1167	100.8000
11	TMD351201	อุตรดิตถ์ (Uttaradit)	17.6167	100.1000
12	TMD376201	ตาก (Tak)	15.8833	99.1167
13	TMD376202	แม่สอด (Mae Sot)	16.6667	98.5500
14	TMD376203	เขื่อนภูมิพล (Bhumibol Dam)	17.2333	99.0500
15	TMD376401	อุ้มผาง (Umphang)	16.0167	98.8833
16	TMD378201	พิษณุโลก (Phitsanulok)	16.7833	100.2667
17	TMD379201	เพชรบูรณ์ (Phetchabun)	16.4333	101.1500
18	TMD379401	หล่มสัก (Lom Sak)	16.7667	101.2500
19	TMD379402	วิเชียรบุรี (Wichian Buri)	15.6500	101.1167
20	TMD380201	กำแพงเพชร (Kamphang Phet)	16.8000	99.8833
21	TMD352201	หนองคาย (Nong Khai)	17.8667	102.7333
22	TMD353201	เลย (Loei)	17.4500	101.7333
23	TMD354201	อุดรธานี (Udon Thani)	17.3833	102.8000
24	TMD356201	สกลนคร (Sakon Nakhon)	17.1500	104.1333
25	TMD357201	นครพนม (Nakhon Phanom)	17.4167	104.7833
26	TMD381201	ขอนแก่น (Khon Kaen)	16.4333	102.8333
27	TMD383201	มุกดาหาร (Mukdahan)	16.5333	104.7500
28	TMD387401	โกสุมพิสัย (Kosum Phisai)	16.2500	103.0667
29	TMD403201	ชัยภูมิ (Chaiyaphum)	15.8000	102.0333

	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
30	TMD405201	ร้อยเอ็ด (Roi Et)	16.0500	103.6833
31	TMD407501	อุบลราชธานี (Ubon Ratchathani)	15.2500	104.8667
32	TMD431201	นครราชสีมา (Nakhon Ratchasima)	14.9667	102.0833
33	TMD431401	โชคชัย (Chok Chai)	14.7333	102.1833
34	TMD432201	สุรินทร์ (Surin)	14.8833	103.5000
35	TMD432401	ท่าตูม (Tha Tum)	15.3167	103.6833
36	TMD436401	นางรอง (Nang Rong)	14.6167	102.7167
37	TMD400201	นครสวรรค์ (Nakhon Sawan)	15.8000	100.1667
38	TMD425201	สุพรรณบุรี (Suphan Buri)	14.4667	100.1333
39	TMD426201	ลพบุรี (Lop Buri)	14.8000	100.6167
40	TMD426401	บัวชุม (Bua Chum)	15.2667	101.2000
41	TMD429201	ไฟลอตสแตชัน (Pilot Station)	13.3667	100.6000
42	TMD450201	กาญจนบุรี (Kanchanaburi)	14.0167	99.5333
43	TMD450401	ทองผาภูมิ (Thong Pha Phum)	14.7500	98.6333
44	TMD455201	กรมอุตุนิยมวิทยากรุงเทพ (Bangkok Metropolis)	13.7333	100.5667
45	TMD455601	สนามบินดอนเมือง (Don Muang Airport)	13.9167	100.6000
46	TMD430201	ปราจีนบุรี (Prachin Buri)	14.0500	101.3667
47	TMD440201	อรัญประเทศ (Aranyaprathet)	13.7000	102.5833
48	TMD430401	กบินทร์บุรี (Kabin Buri)	13.9833	101.7000
49	TMD459201	ชลบุรี (Chon Buri)	13.3667	100.9833
50	TMD459202	เกาะสีชัง (Ko Sichang)	13.1667	100.8000
51	TMD459203	พัทยา (Pattaya)	12.9167	100.8667
52	TMD459204	สัตหีบ (Sattahip)	12.6833	101.0167
53	TMD478201	ระยอง (Rayong)	12.6333	101.3500
54	TMD480201	จันทบุรี (Chanthaburi)	12.6167	102.1167
55	TMD501201	คลองใหญ่ (Khlung Yai)	11.7667	102.8833
56	TMD465201	เพชรบุรี (Phetchaburi)	13.1500	100.0667
57	TMD500201	ประจวบคีรีขันธ์ (Prachuap Khiri Khan)	11.8333	99.8333
58	TMD500202	หัวหิน (Hua Hin)	12.5833	99.9667
59	TMD517201	ชุมพร (Chumphon)	10.4833	99.1833
60	TMD551201	สุราษฎร์ธานี (Surat Thani)	9.1167	99.3500
61	TMD551202	สนามบินสุราษฎร์ธานี (Surat Thani Airport)	9.1333	99.1333
62	TMD551203	เกาะสมุย (Ko Samui)	9.4667	100.0333

	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
63	TMD552201	นครศรีธรรมราช (Nakhon Si Thammarat)	8.4667	99.9667
64	TMD568501	ศูนย์อู่ศูนย์มหาวิทยาลัยสงขล (Songkhla)	7.2000	100.6000
65	TMD568502	สนามบินหาดใหญ่ (Hat Yai Airport)	6.9167	100.6000
66	TMD580201	สนามบินปัตตานี (Pattani Airport)	6.7833	100.1500
67	TMD583201	นราธิวาส (Narathiwat)	6.4167	101.8167
68	TMD532201	ระนอง (Ranong)	9.9833	98.6167
69	TMD561201	ตะกั่วป่า (Takua Pa)	8.8500	98.2667
70	TMD564201	ภูเก็ต (Phuket)	7.9667	98.4000
71	TMD564202	สนามบินภูเก็ต (Phuket Airport)	8.1333	98.3167
72	TMD566201	เกาะลันตา (Ko Lanta)	7.5333	99.0500
73	TMD567201	สนามบินตรัง (Trang Airport)	7.5167	99.5333
74	TMD570201	สตูล (Satun)	6.6500	100.0833
75	TMD303301	สภ.เชียงใหม่ (Chiang Rai Agromet)	19.8667	99.7833
76	TMD327301	สภ.แม่ใจ (Mae Jo Agromet)	18.9167	99.0000
77	TMD331301	สภ.น่าน (Nan Agromet)	18.8667	100.7500
78	TMD328301	สภ.ลำปาง (Lampang Agromet)	18.3167	99.2833
79	TMD357301	สภ.นครพนม (Nakhon Phanom Agromet)	17.4333	104.7833
80	TMD353301	สภ.เลย (Loei Agromet)	17.4000	101.7333
81	TMD373301	สภ.ศรีสำโรง (Si Samrong Agromet)	17.1667	99.8667
82	TMD356301	สภ.สกลนคร (Sakon Nakhon Agromet)	17.1167	104.0500
83	TMD381301	สภ.ท่าพระ (Tha Phra Agromet)	16.3333	102.8167
84	TMD405301	สภ.ร้อยเอ็ด (Roi Et Agromet)	16.0667	103.6167
85	TMD400301	สภ.ตากฟ้า (Tak Fa Agromet)	15.3500	100.5000
86	TMD407301	สภ.อุบลราชธานี (Ubon Ratchathani Agromet)	15.2333	105.0333
87	TMD402301	สภ.ชัยนาท (Chai Nat Agromet)	15.1500	100.1833
88	TMD409301	สภ.ศรีสะเกษ (Si Sa Ket Agromet)	15.0333	104.2500
89	TMD432301	สภ.สุรินทร์ (Surin Agromet)	14.8833	103.4500
90	TMD431301	สภ.ปากช่อง (Pak Chong Agromet)	14.7000	101.4167
91	TMD425301	สภ.อุ้มทอง (U Thong Agromet)	14.3000	99.8667
92	TMD455302	สภ.ปทุมธานี (Pathum Thani Agromet)	14.1167	100.6167
93	TMD451301	สภ.กำแพงแสน (Kamphaeng Saen Agromet)	14.0167	99.9667
94	TMD455301	สภ.บางนา (Bang Na Agromet)	13.6667	100.6167
95	TMD423301	สภ.ชะเชิงเทรา (Chacherngsao Agromet)	13.5667	101.4667

	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
96	TMD478301	สภย.ห้วยโป่ง (Huai Pong Agromet)	12.7333	101.1333
97	TMD500301	สภย.หนองพลับ (Nong Phlub Agromet)	12.5833	99.7333
98	TMD480301	สภย.พลิว (Phlew Agromet)	12.5167	102.1667
101	TMD560301	สภย.พัทลุง (Phatthalung Agromet)	7.5833	100.1667
102	TMD568301	สภย.คอหงส์ (Kho Hong Agromet)	7.0167	100.5000
103	TMD581301	สภย.ยะลา (Yala Agromet)	6.5167	101.2833

สถานีทั้ง 103 สถานี สามารถแสดงบนแผนที่ได้ดังรูปที่ 3.11



รูปที่ 3.11 แสดงตำแหน่งสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน

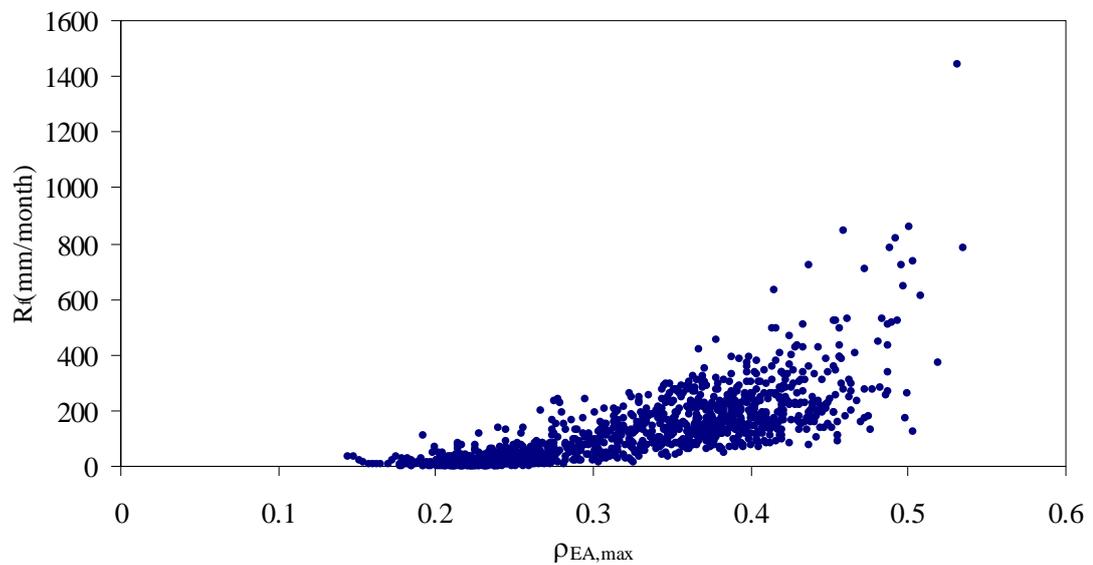
ผู้วิจัยได้นำข้อมูลฝนรายวันที่ได้มาหาข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนทั้ง 103 สถานี จำนวน 5 ปี เพื่อนำไปใช้ในการหาแบบจำลองปริมาณฝนและหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับข้อมูลดาวเทียม โดยจะคัดเลือกสถานีที่เหมาะสมในการหาแบบจำลองปริมาณฝนจำนวน 16 สถานี ซึ่งครอบคลุมสถานีที่มีฝนตกน้อย ฝนตกปานกลาง และฝนตกมาก สำหรับสถานีที่เหลืออีก 39 สถานี จะทำการแบ่งเป็น 11 บริเวณ เพื่อใช้ในการทดสอบแบบจำลอง

3.5 กระบวนการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม

อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเป็นตัวแปรสำคัญในกระบวนการควบแน่นของเมฆและมีความสำคัญต่อการบ่งชี้การเกิดฝนซึ่งเมฆที่ก่อให้เกิดฝนต้องเป็นเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำและความหนาแน่นของละอองน้ำสูง และเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำบางชนิด เช่น เมฆ cirrus ก็ไม่สามารถทำให้เกิดฝนได้เพราะเป็นเมฆที่ประกอบด้วยผลึกน้ำแข็ง สำหรับเมฆที่มีความหนาแน่นของละอองน้ำสูง แต่มีอุณหภูมิต่ำก็ไม่สามารถก่อให้เกิดฝน เมฆที่ก่อให้เกิดฝนต้องเป็นเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำและความหนาแน่นของละอองน้ำสูง ดังนั้นผู้วิจัยจะใช้ภาพถ่ายดาวเทียมในช่องแสงสว่างเพื่อตรวจสอบความหนาแน่นของละอองน้ำ และใช้ภาพถ่ายดาวเทียมในช่องอินฟราเรดตรวจสอบอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก และทำการหาความสัมพันธ์กับข้อมูลฝนภาคพื้นดิน โดยผู้วิจัยจะนำค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่ได้จากดาวเทียมมาทำการคำนวณค่าเฉลี่ยเป็นค่าเฉลี่ยรายเดือนและค่าเฉลี่ยรายเดือนระยะยาว และนำค่าอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่ได้จากดาวเทียมมาทำการคำนวณข้อมูลรายเดือนและข้อมูลรายเดือนระยะยาว ครอบคลุมข้อมูลในช่วงระยะเวลา 5 ปี โดยทำการจำแนกความสัมพันธ์ออกเป็น 5 ความสัมพันธ์ดังต่อไปนี้

1) ความสัมพันธ์ระหว่างค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($\rho_{EA,max}$) รายวันเฉลี่ยต่อเดือนและข้อมูลฝน

ผู้วิจัยได้หาค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในแต่ละวันจากภาพถ่ายดาวเทียม 7 ภาพต่อวัน เพื่อนำมาคำนวณเป็นค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือนและค่าเฉลี่ยรายเดือนระยะยาว (5 ปี) ของสถานีทั้ง 103 สถานี แล้วนำมาเขียนกราฟความสัมพันธ์กับปริมาณฝนรายเดือน ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.12

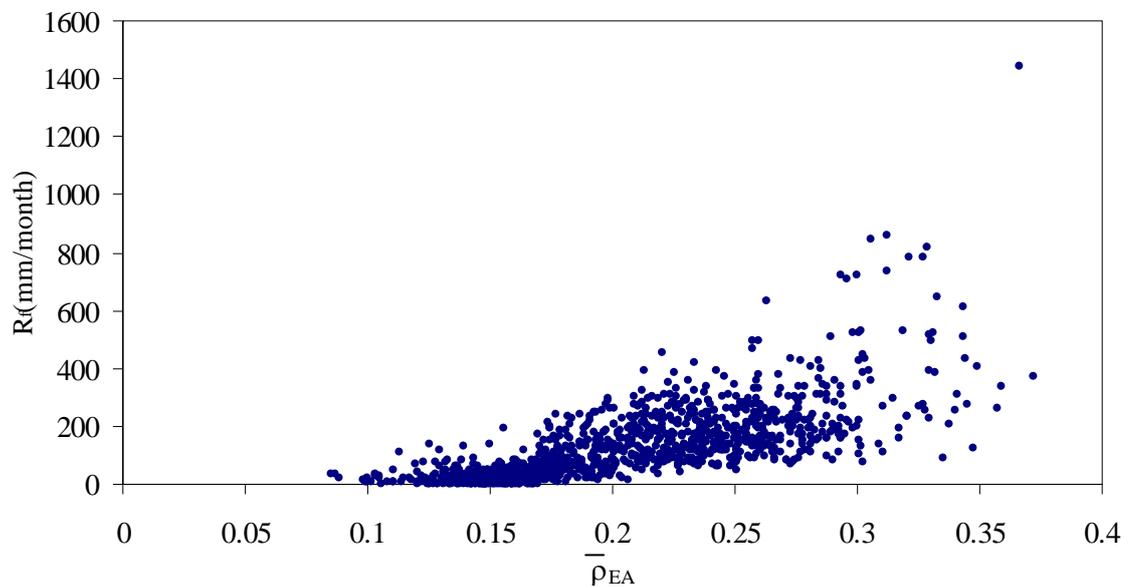


รูปที่ 3.12 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน

จะเห็นว่าปริมาณฝนรายเดือนมีความสัมพันธ์กับค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ซึ่งมีแนวโน้มเป็นแบบเอกซ์โปเนนเชียล โดยปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นตามค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่เพิ่มขึ้น

2) ความสัมพันธ์ระหว่างค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($\bar{\rho}_{EA}$) รายวันเฉลี่ยต่อเดือนและข้อมูลฝน

ผู้วิจัยได้ทำการหาค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในแต่ละวัน เพื่อนำมาคำนวณเป็นค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือนและค่าเฉลี่ยรายเดือนระยะยาว (5 ปี) ของสถานีทั้ง 103 สถานี แล้วนำมาเขียนกราฟความสัมพันธ์กับปริมาณฝนรายเดือน ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.13

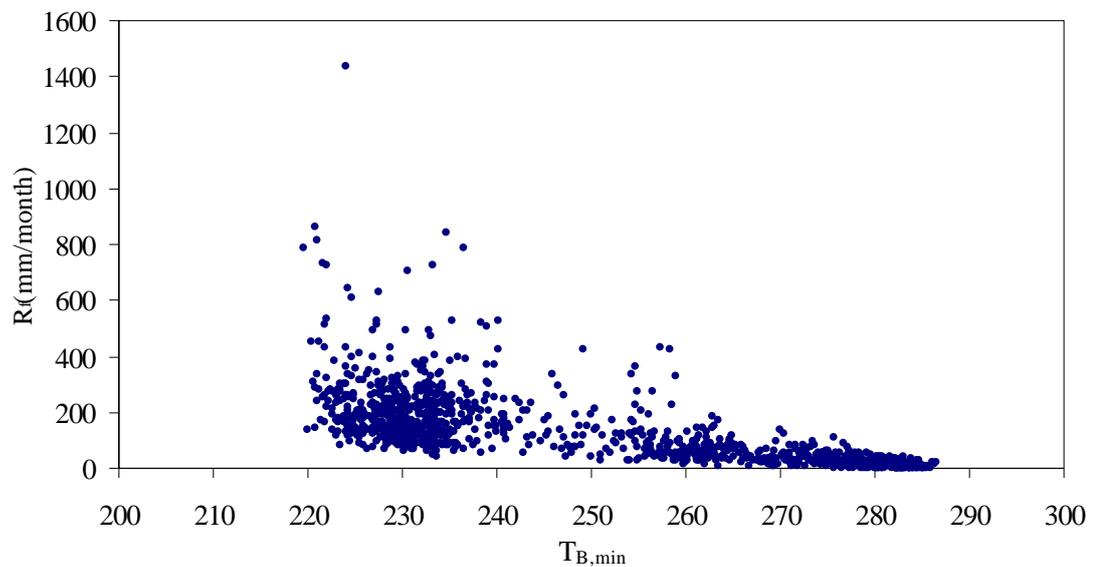


รูปที่ 3.13 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์การระเหยของบรรยากาศและพื้นผิวโลก

จะเห็นว่าปริมาณฝนรายเดือนมีความสัมพันธ์กับค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์การระเหยของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ซึ่งมีแนวโน้มเป็นแบบเอกซ์โปเนนเชียล โดยปริมาณฝนเพิ่มขึ้นตามค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์การระเหยของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่เพิ่มขึ้น

3) ความสัมพันธ์ระหว่างค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($T_{B,\min}$) รายวันเฉลี่ยต่อเดือนและข้อมูลฝน

ผู้วิจัยได้ทำการหาค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในแต่ละวันจากภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณอินฟราเรด 24 ภาพต่อวัน เพื่อนำมาคำนวณเป็นค่าต่ำสุดของสัมประสิทธิ์การระเหยของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือนและค่าเฉลี่ยรายเดือนระยะยาว ของสถานีทั้ง 103 สถานี แล้วนำมาเขียนกราฟความสัมพันธ์กับปริมาณฝนรายเดือน ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.14

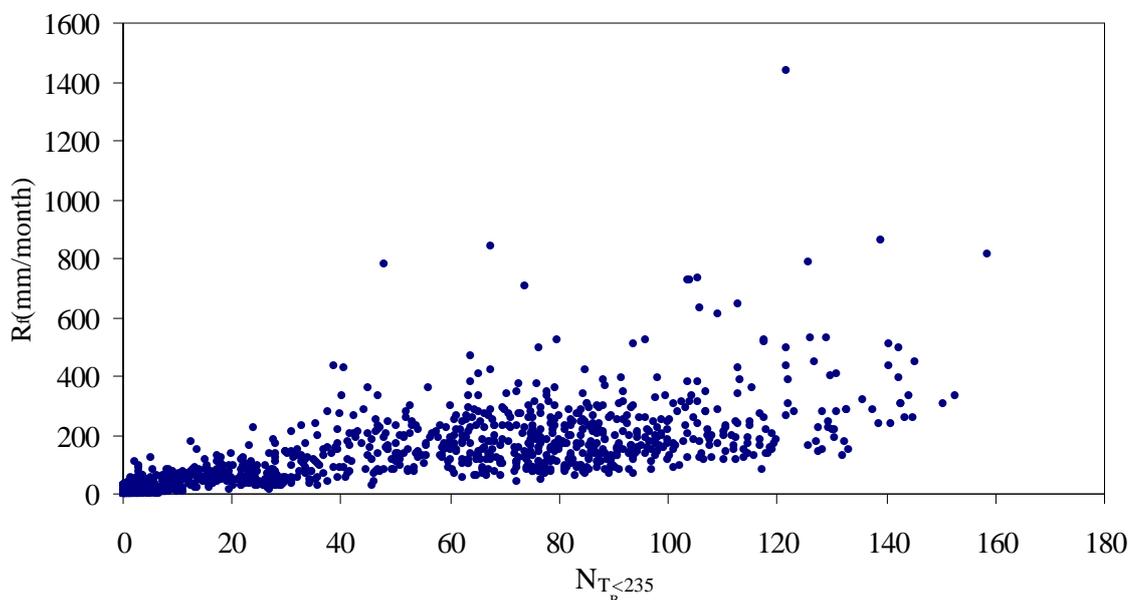


รูปที่ 3.14 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับค่าต่ำสุดของอุณหภูมิ
ความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน

จะเห็นว่าปริมาณฝนรายเดือนมีความสัมพันธ์กับค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ซึ่งมีแนวโน้มเป็นแบบเส้นตรง โดยปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นเมื่อค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกมีค่าลดลง

4) ความสัมพันธ์ระหว่างจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกน้อยกว่า 235 K ($N_{T_b < 235}$) รายเดือนและข้อมูลฝน

ผู้วิจัยได้ทำการหาจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกน้อยกว่า 235K ของแต่ละเดือนจากภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณอินฟราเรด แล้วนำมาคำนวณเป็นค่ารายเดือนเฉลี่ยระยะยาวของสถานีทั้ง 103 สถานี แล้วนำมาเขียนกราฟความสัมพันธ์กับปริมาณฝนรายเดือน ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.15

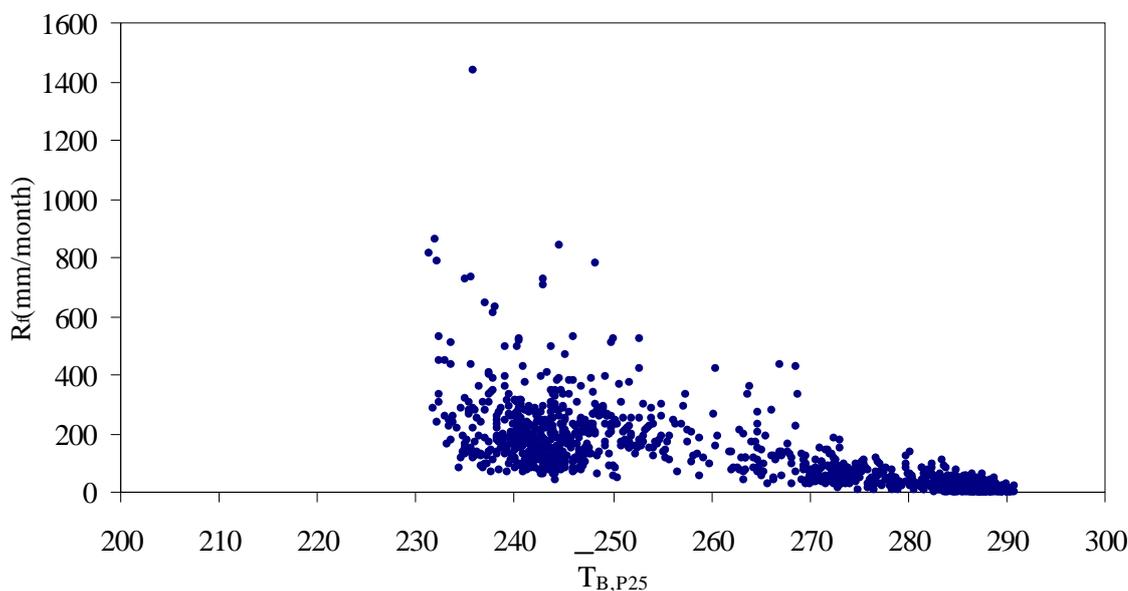


รูปที่ 3.15 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกน้อยกว่า 235 K

จะเห็นว่าปริมาณฝนรายเดือนมีความสัมพันธ์กับจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกน้อยกว่า 235 K ซึ่งมีแนวโน้มเป็นแบบเส้นตรง โดยปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นเมื่อจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกน้อยกว่า 235 K มีค่าเพิ่มขึ้น

5) ความสัมพันธ์ระหว่างค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 ($\bar{T}_{B,P25}$) รายวันเฉลี่ยต่อเดือนและข้อมูลฝน

ผู้วิจัยได้ทำการหาค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 โดยการนำข้อมูลอุณหภูมิดังกล่าวที่มีค่าน้อยกว่าอุณหภูมิที่ตำแหน่งเปอร์เซ็นต์ไทล์ 25 มาทำการเฉลี่ยเป็นข้อมูลรายเดือนและรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวของสถานีทั้ง 103 สถานี แล้วนำมาเขียนกราฟความสัมพันธ์กับปริมาณฝนรายเดือน ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.16



รูปที่ 3.16 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายเดือนกับค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25

จะเห็นว่าปริมาณฝนรายเดือนมีความสัมพันธ์กับค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 ซึ่งมีแนวโน้มเป็นแบบเส้นตรง โดยปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นเมื่อค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 มีค่าลดลง

ผู้วิจัยได้นำความสัมพันธ์ทั้ง 5 แบบดังกล่าวมาทำการหาความสัมพันธ์ในรูปแบบสมการถดถอยเชิงเส้นระหว่างปริมาณฝนกับตัวแปรแต่ละตัวแปรได้เป็นดังสมการ

$$R_i = A_0 + A_1 \text{Var}_i \quad (3.5)$$

เมื่อ R_i = ปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับตัวแปรที่ i
 Var_i = ตัวแปรที่ i

โดยค่า A_0 และ A_1 ของแต่ละตัวแปร เป็นดังตารางที่ 3.2

ตารางที่ 3.2 ค่าสัมประสิทธิ์ต่าง ๆ ในสมการความสัมพันธ์เชิงเส้นของตัวแปรแต่ละตัวแปร

ตัวแปรที่ i (Var _i)	สัมประสิทธิ์	ค่าสัมประสิทธิ์
$\rho_{EA,max}$	A_0	-202.78
	A_1	992.74
$\bar{\rho}_{EA}$	A_0	-194.21
	A_1	1494.50
$T_{B,min}$	A_0	1012.28
	A_1	-3.55
$\bar{T}_{B,P25}$	A_0	1175.04
	A_1	-4.03
$N_{T_B < 235}$	A_0	22.83
	A_1	2.00

โดยที่ค่าทางสถิติของแต่ละตัวแปรแสดงดังตารางที่ 3.3

ตารางที่ 3.3 แสดงค่าทางสถิติของตัวแปรแต่ละตัวแปร

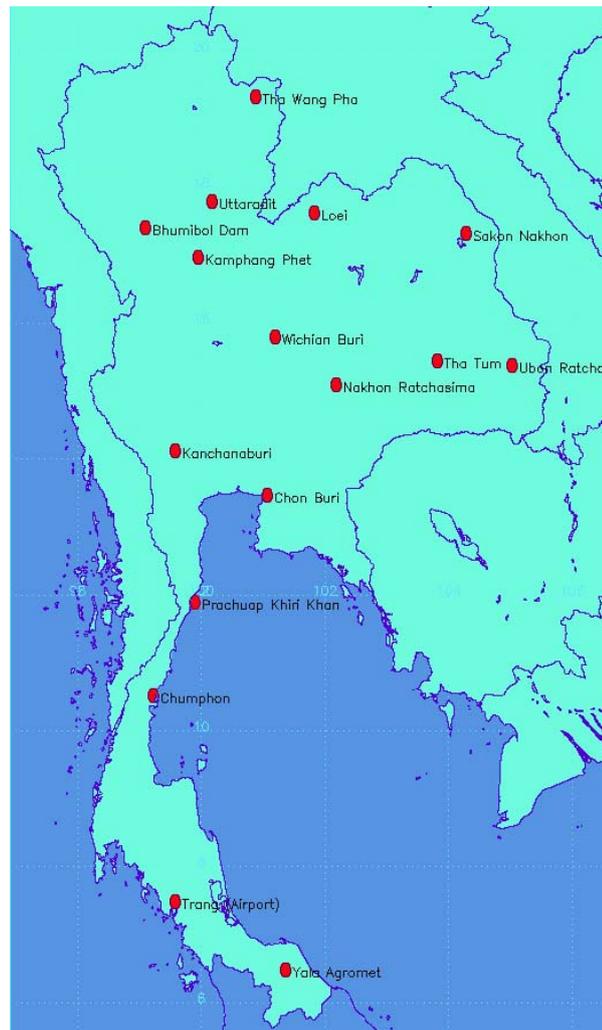
	$\rho_{EA,max}$	$\bar{\rho}_{EA}$	$T_{B,min}$	$\bar{T}_{B,P25}$	$N_{T_B < 235}$
Multiple R	0.81	0.77	0.82	0.81	0.83
R Square	0.66	0.59	0.67	0.66	0.68
Adjusted R Square	0.65	0.59	0.67	0.65	0.68
Standard Error	57.31	62.21	56.03	57.23	54.94
Observations	192	192	192	192	192

จากความสัมพันธ์ในรูปที่ 3.12-3.16 ผู้วิจัยได้ทำการใช้เทคนิค Multiple regression มาทำการหาสมการแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนรายเดือนโดยใช้ข้อมูลฝนจากสถานีวัดภาคพื้นดินจำนวน 16 สถานี (รูปที่ 3.17) ซึ่งจะแสดงในรูปฟังก์ชันของตัวแปรทั้ง 5 ตัวแปร ประกอบด้วยค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($\rho_{EA,max}$) ค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($\bar{\rho}_{EA}$) ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($T_{B,min}$) ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและ

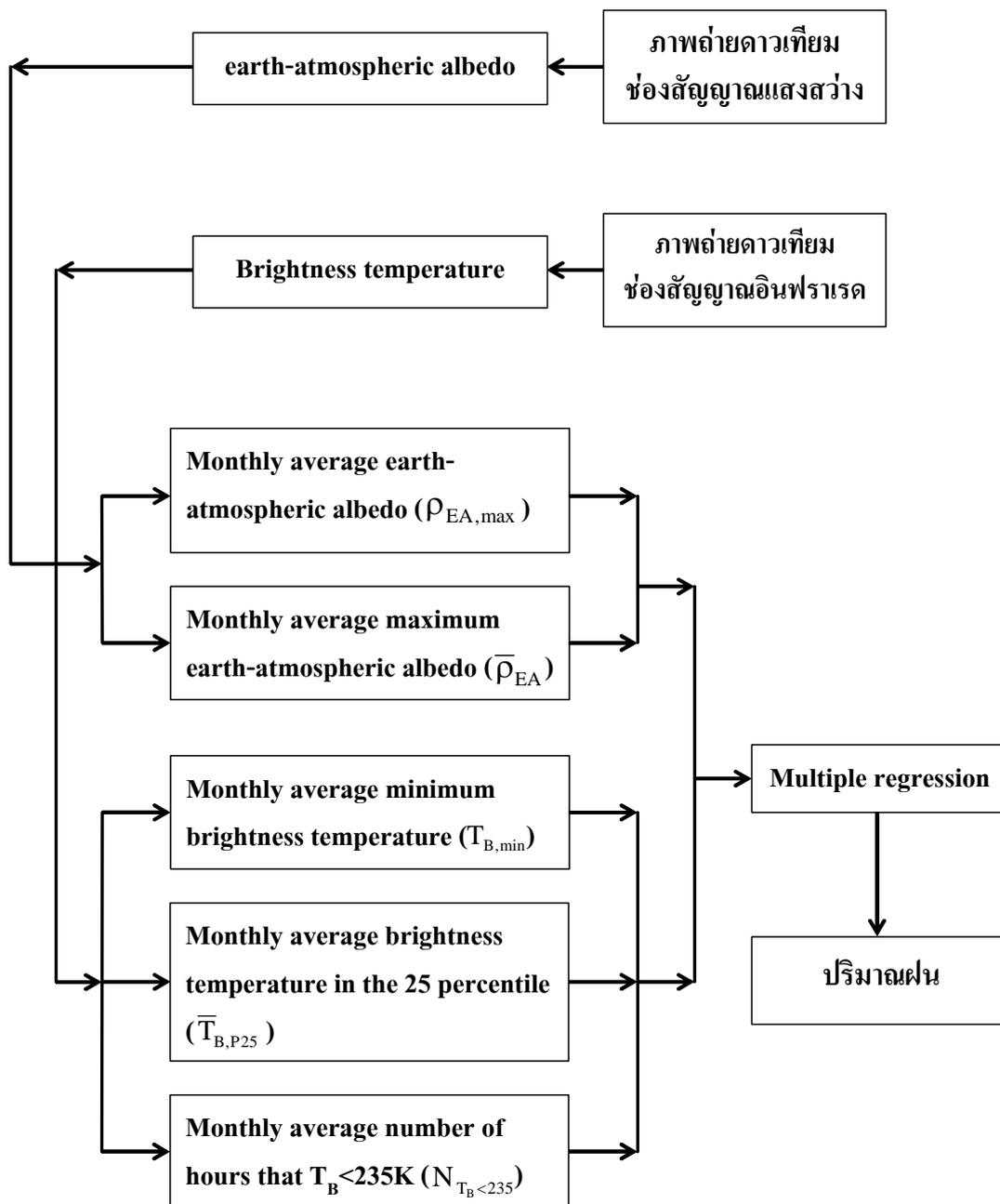
$$\bar{T}_{B,P25}$$

$$N_{T_B < 235}$$

$$R_f = C_0 + C_1 \rho_{EA,max} + C_2 \bar{\rho}_{EA} - C_3 T_{B,min} + C_4 \bar{T}_{B,P25} + C_5 N_{T_B < 235} \quad (3.6)$$



รูปที่ 3.17 ตำแหน่งสถานีวัดที่นำมาใช้สร้างแบบจำลอง



รูปที่ 3.18 แผนภาพแสดงกระบวนการหาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนรายปี

จากการใช้เทคนิค multiple regression จะได้ค่าสัมประสิทธิ์ต่างๆ ดังตารางที่ 3.4

ตารางที่ 3.4 แสดงค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ

สัมประสิทธิ์	ค่าสัมประสิทธิ์	t-Stat
C_0	-1233.44	-5.38
C_1	273.9215	1.33
C_2	658.9105	2.23
C_3	-7.46796	-4.90
C_4	11.06572	5.74
C_5	2.163932	7.96

จากตารางที่ 3.5 พบว่าค่า t-Stat ของสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ มีค่า $|t| > 2$ ซึ่งแสดงว่าตัวแปรทั้ง 5 ตัวแปรมีความสัมพันธ์เชิงเส้นกับปริมาณฝนที่ระดับนัยสำคัญ 0.05 ดังนั้นจะได้แบบจำลองดังสมการที่ 3.7

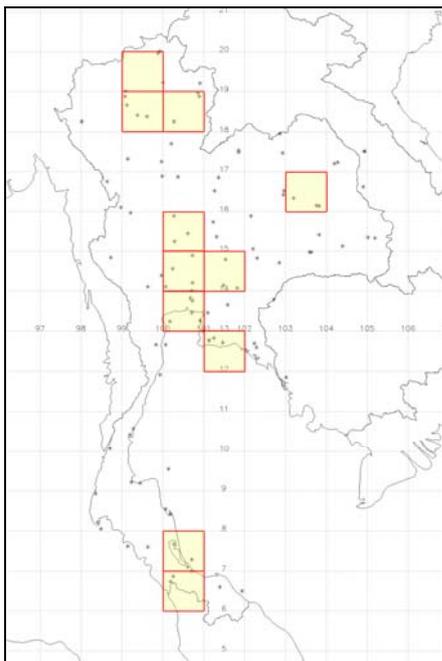
$$R_f = -1233.44 + 273.9215\rho_{EA,max} + 658.9105\bar{\rho}_{EA} - 7.46796T_{B,min} + 11.06572\bar{T}_{B,P25} + 2.163932N_{T_B < 235} \quad (3.7)$$

$$R^2 = 0.79$$

- เมื่อ
- R_f = ปริมาณฝนรายเดือนระยะยาว (mm/month)
 - $\rho_{EA,max}$ = ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก
 - $\bar{\rho}_{EA}$ = ค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก
 - $T_{B,min}$ = ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (K)
 - $\bar{T}_{B,P25}$ = ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 (K)
 - $N_{T_B < 235}$ = จำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกน้อยกว่า 235 K

3.6 การทดสอบความละเอียดถูกต้องของกระบวนการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม

ในการทดสอบความละเอียดถูกต้องของกระบวนการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม ผู้วิจัยได้ทดสอบกับข้อมูลวัดภาคพื้นดินจำนวน 39 สถานี และเพื่อให้ครอบคลุมทุกช่วงของปริมาณฝน ผู้วิจัยจะใช้ค่าเฉลี่ยจากสถานีที่อยู่ในบริเวณ 1° ละติจูด $\times 1^{\circ}$ ลองจิจูด ที่มีสถานีมากกว่า 3 สถานีขึ้นไป แบ่งได้เป็น 11 บริเวณ ซึ่งครอบคลุมสถานีวัดฝนทั้งหมด 39 สถานี ดังรูปที่ 3.19



รูปที่ 3.19 แสดงบริเวณสถานีทั้ง 11 บริเวณที่นำมาตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลอง

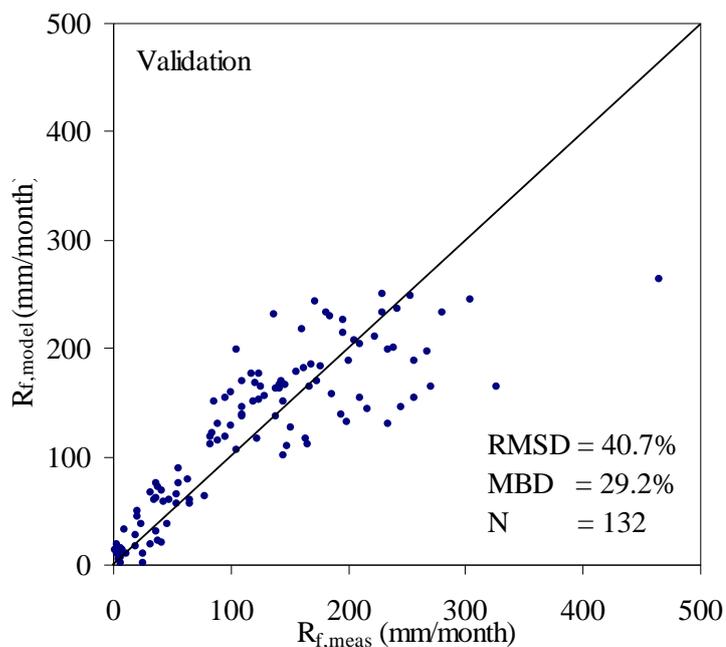
รายชื่อสถานีที่นำมาทำการตรวจสอบความถูกต้องในบริเวณต่าง ๆ ดังตารางที่ 3.5

ตารางที่ 3.5 แสดงสถานีทั้ง 11 บริเวณที่นำมาตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลอง

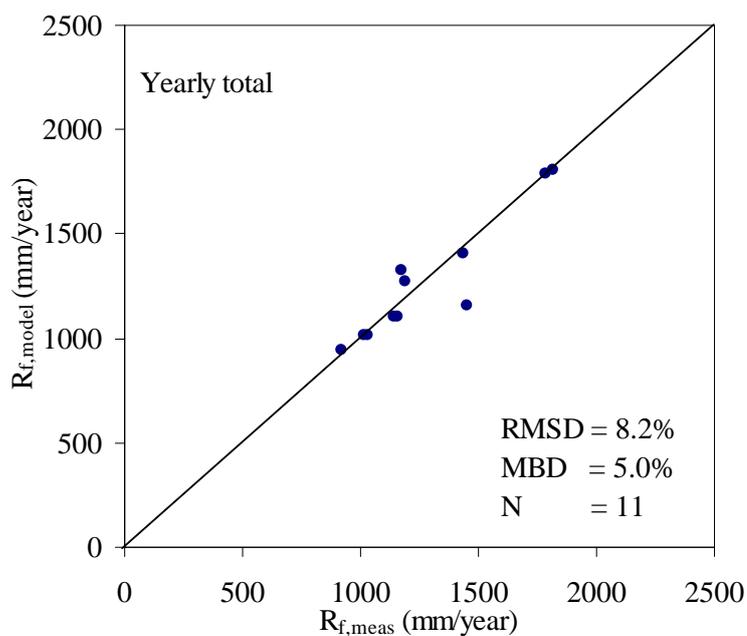
บริเวณที่	รหัสสถานี	ชื่อสถานี
1	400201	1. นครสวรรค์ (Nakhon Sawan)
	400301	2. สกย.ตากฟ้า (Tak Fa Agromet)
	402301	3. สกย.ชัยนาท (Chai Nat Agromet)
2	426201	4. ลพบุรี (Lop Buri)
	425201	5. สุพรรณบุรี (Suphan Buri)
	451301	6. สกย.กำแพงแสน (Kamphaeng Saen Agromet)
	455302	7. สกย.ปทุมธานี (Pathum Thani Agromet)

บริเวณที่	รหัสสถานี	ชื่อสถานี
3	431301	8. สกย.ปากช่อง (Pak Chong Agromet)
	430201	9. ปราจีนบุรี (Prachin Buri)
	430401	10. กบินทร์บุรี (Kabin Buri)
4	455601	11. สนามบินดอนเมือง (Don Muang Airport)
	455201	12. กรมอุตุนิยมวิทยากรุงเทพ(Bangkok Metropolis)
	455301	13. สกย.บางนา (Bang Na Agromet)
	429201	14. (Pilot Station)
	465201	15. เพชรบุรี (Phetchaburi)
	459202	16. เกาะสีชัง (Ko Sichang)
	459204	17. สัตหีบ (Sattahip)
5	478301	18. สกย.หัวไผ่ (Huai Pong Agromet)
	478201	19. ระยอง (Rayong)
	560301	20. สกย.พัทลุง (Phatthalung Agromet)
6	568501	21. ศูนย์อุตุนิยมวิทยาสงขลา (Songkhla)
	568301	22. สกย.คอหงส์ (Kho Hong Agromet)
	580201	23. สนามบินปัตตานี (Pattani Airport)
7	570201	24. สตูล (Satun)
	568502	25. สนามบินหาดใหญ่ (Hat Yai Airport)
	327301	26. สกย.แม่โจ้ (Mae Jo Agromet)
8	327501	27. เชียงใหม่ (Chiang Mai)
	329201	28. ลำพูน (Lamphun)
	328301	29. สกย.ลำปาง (Lampang Agromet)
	328201	30. ลำปาง (Lampang)
9	310201	31. พะเยา (Phayao)
	303201	32. เชียงราย (Chiang Rai)
	303301	33. สกย.เชียงราย(Chiang Rai Agromet)
10	330201	34. แพร่ (Phrae)
	331201	35. น่าน (Nan)
	331301	36. สกย.น่าน (Nan Agromet)
11	387401	37. โกสุมพิสัย (Kosum Phisai)
	405301	38. สกย.ร้อยเอ็ด (Roi Et Agromet)
	405201	39. ร้อยเอ็ด (Roi Et)

เมื่อผู้วิจัยทำการคำนวณปริมาณฝนรายเดือนและคำนวณค่าตัวแปรทั้ง 5 ตัวแปรเพื่อนำมาทดสอบความถูกต้องของแบบจำลอง โดยใช้แบบจำลองที่ได้ตามสมการที่ 3.7 ผลที่ได้เป็นดังรูปที่ 3.20 และรูปที่ 3.21



รูปที่ 3.20 การเปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลวัดภาคพื้นดิน



รูปที่ 3.21 การเปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายปีที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลวัดภาคพื้นดิน

จากกราฟรูปที่ 3.20-3.21 จะเห็นว่าปริมาณฝนที่คำนวณจากแบบจำลองโดยใช้ภาพถ่ายดาวเทียมมีค่าสอดคล้องกับค่าที่ได้จากการวัด โดยสำหรับกรณีข้อมูลฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวมีค่า RMSD และ MBD เท่ากับ 40.7% และ 29.2% ตามลำดับ และในกรณีข้อมูลฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาวมีค่า RMSD และ MBD เท่ากับ 8.2% และ 5.0% ตามลำดับ แสดงว่าแบบจำลองที่ได้สามารถคำนวณปริมาณฝนได้ ซึ่งผู้วิจัยจะนำแบบจำลองนี้ไปคำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศต่อไป

3.7 การคำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศ

3.7.1 วิธีการ

ในการจัดทำแผนที่ปริมาณฝนทั่วประเทศ ผู้วิจัยจะแบ่งพื้นที่ประเทศไทยออกเป็นตารางสี่เหลี่ยมสอดคล้องกับ pixel ของข้อมูลดาวเทียม จากนั้นจะใช้สมการแบบจำลองที่ได้จากการทำ multiple regression และใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมที่จัดเตรียมไว้ในรูปของตัวแปรต่างๆ มาคำนวณค่าปริมาณฝนในแต่ละ pixel ผลที่ได้จะเป็นปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวของทุกเดือนครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย และหลังจากนั้นจะนำปริมาณฝนรายเดือนมาคำนวณเป็นปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีระยะยาว ซึ่งแสดงการกระจายของฝนทั่วประเทศ

3.7.2 การแสดงฝนในรูปแผนที่ฝนทั่วประเทศ

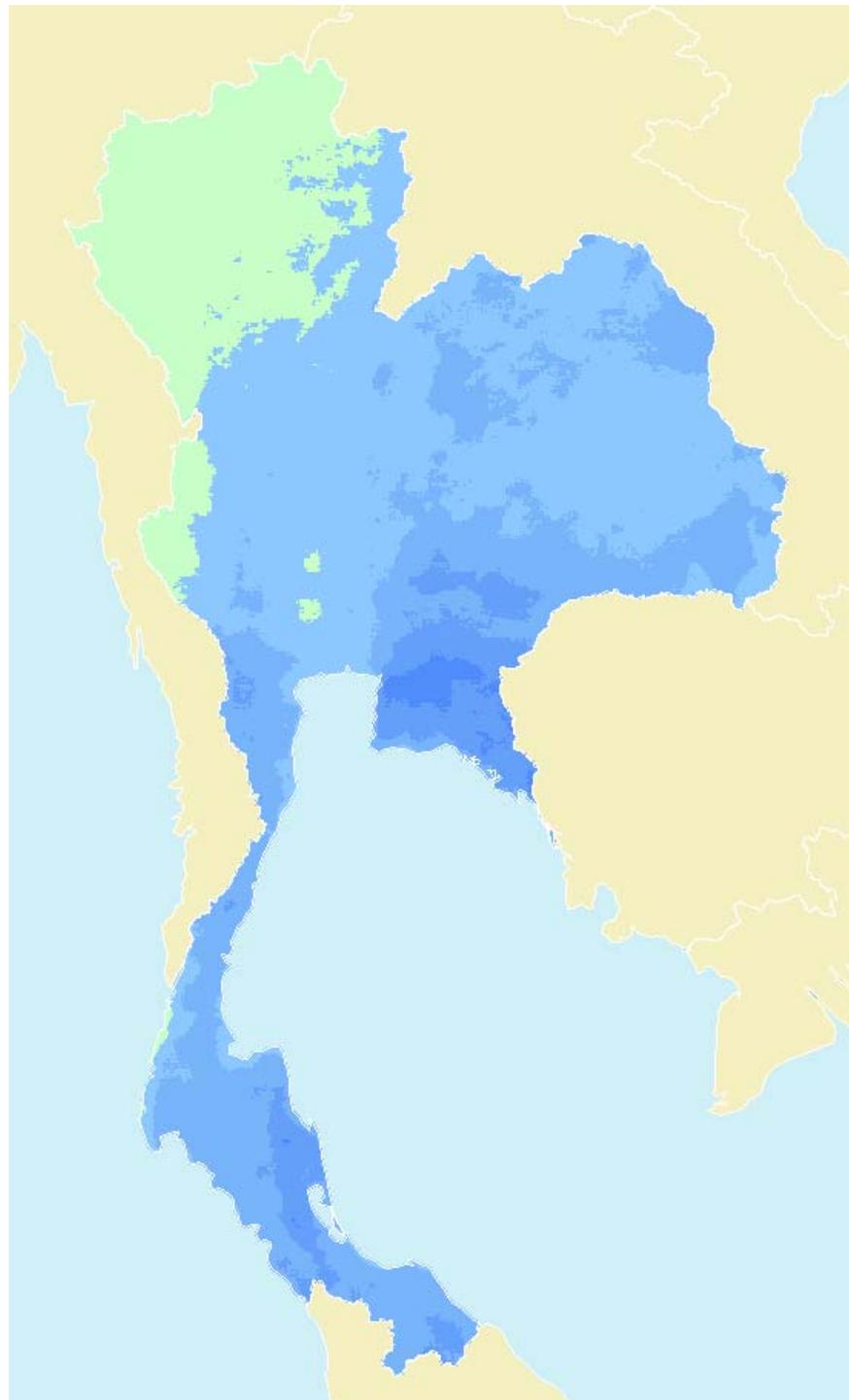
ปริมาณฝนที่คำนวณได้ของทุก pixel มีจำนวนมาก ไม่สะดวกในการแสดงในรูปของตาราง โดยทั่วไปจะใช้วิธีแสดงในรูปของแผนที่ซึ่งมีแถบสีแสดงปริมาณฝน ผลที่ได้นี้จะเรียกว่าแผนที่ปริมาณฝน ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.22-3.34



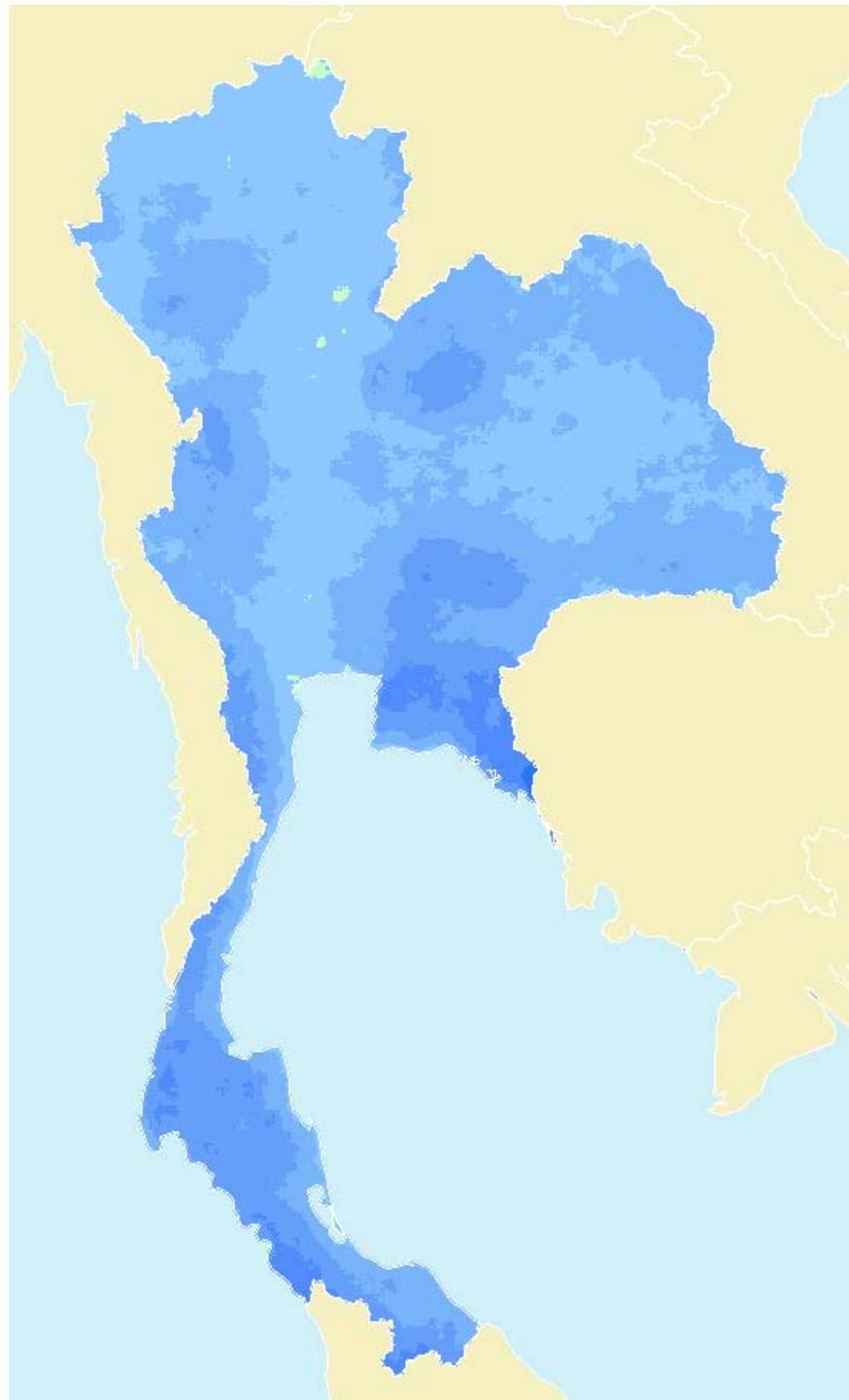
รูปที่ 3.22 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมกราคม



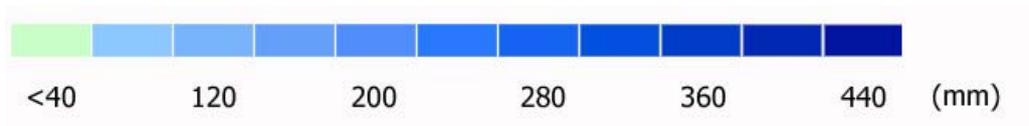
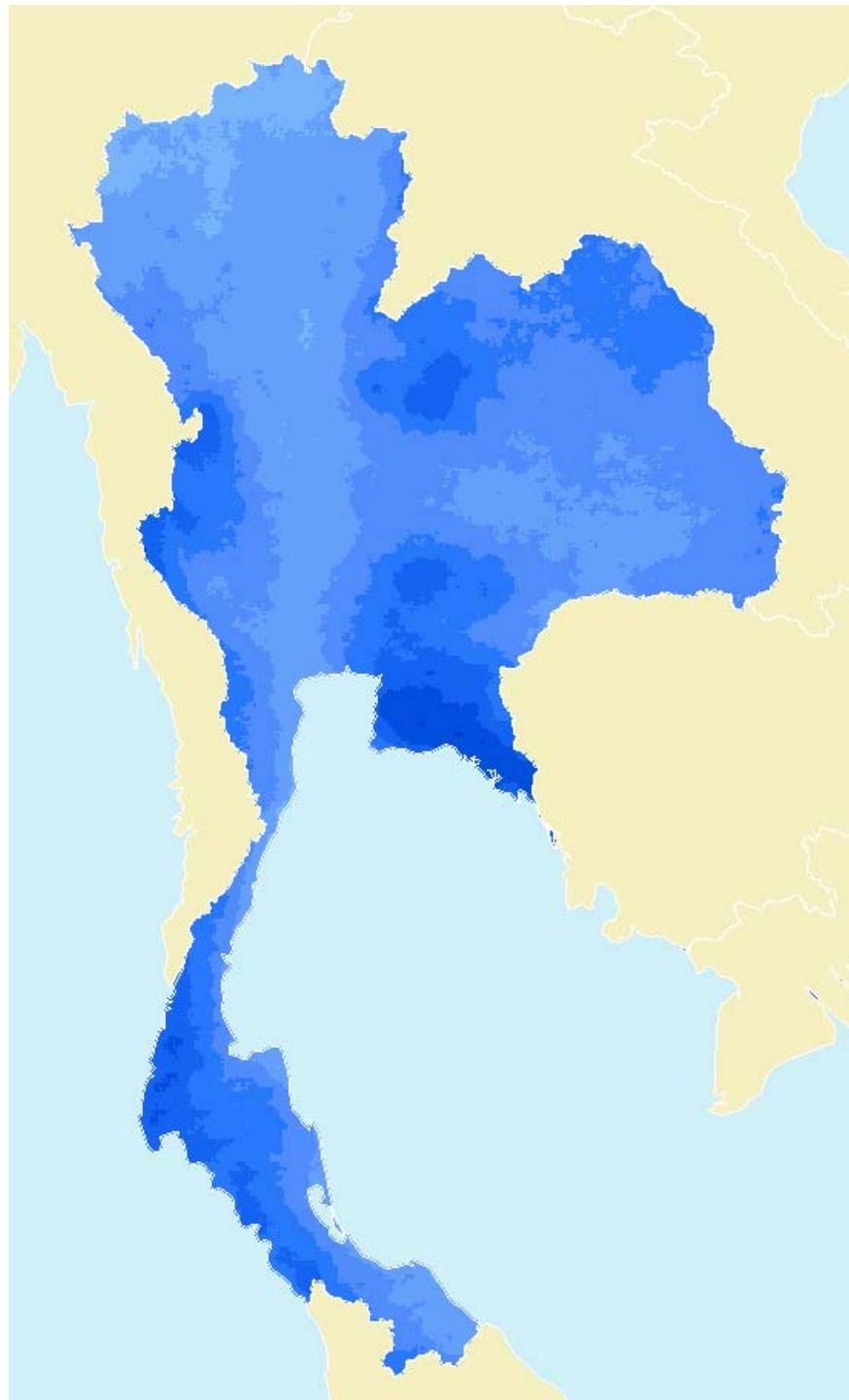
รูปที่ 3.23 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกุมภาพันธ์



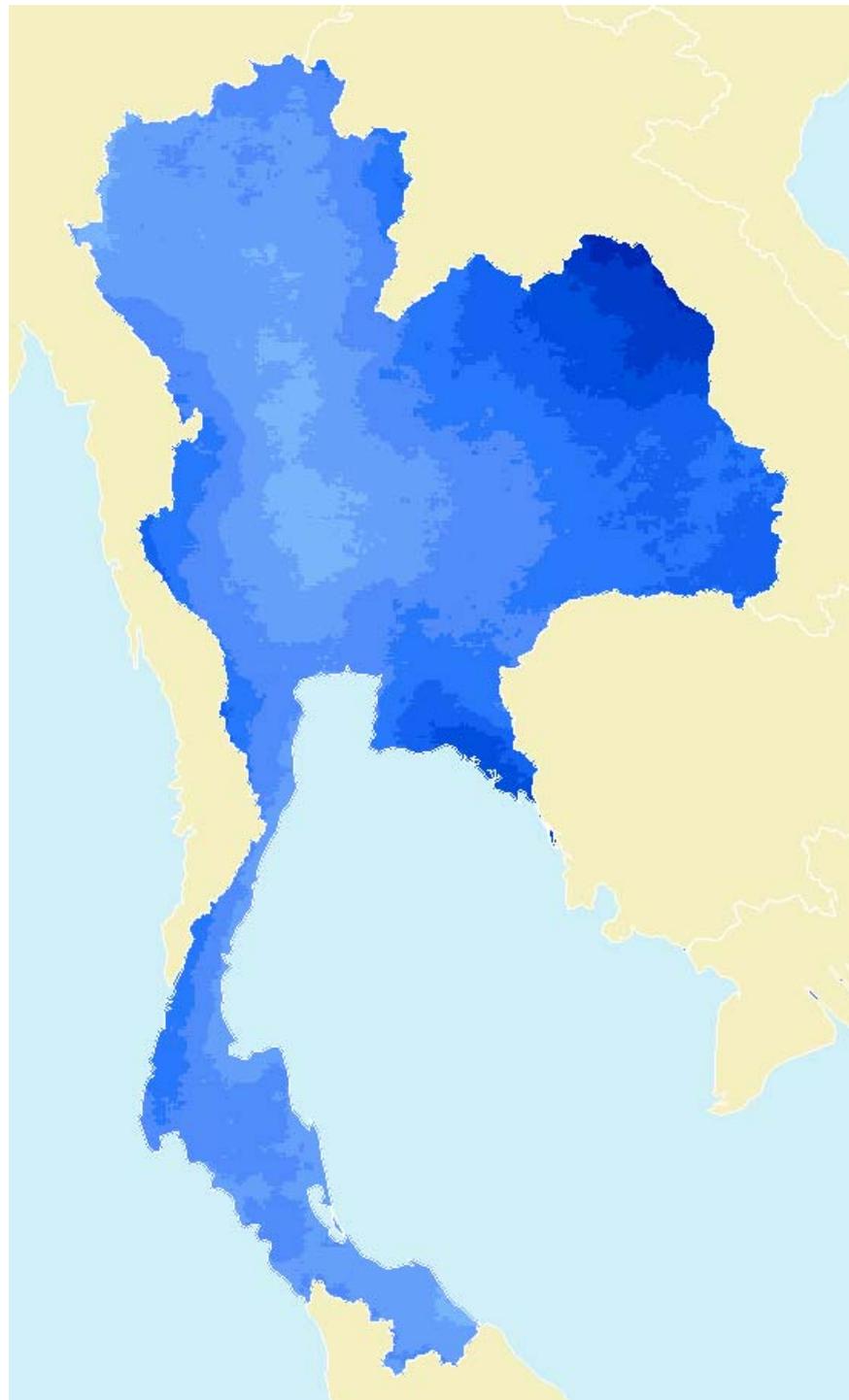
รูปที่ 3.24 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมีนาคม



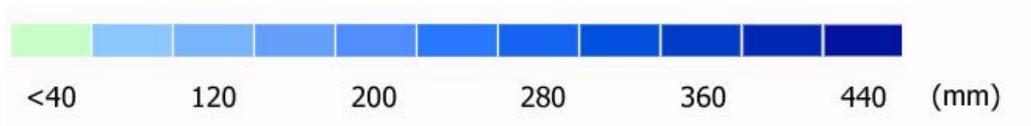
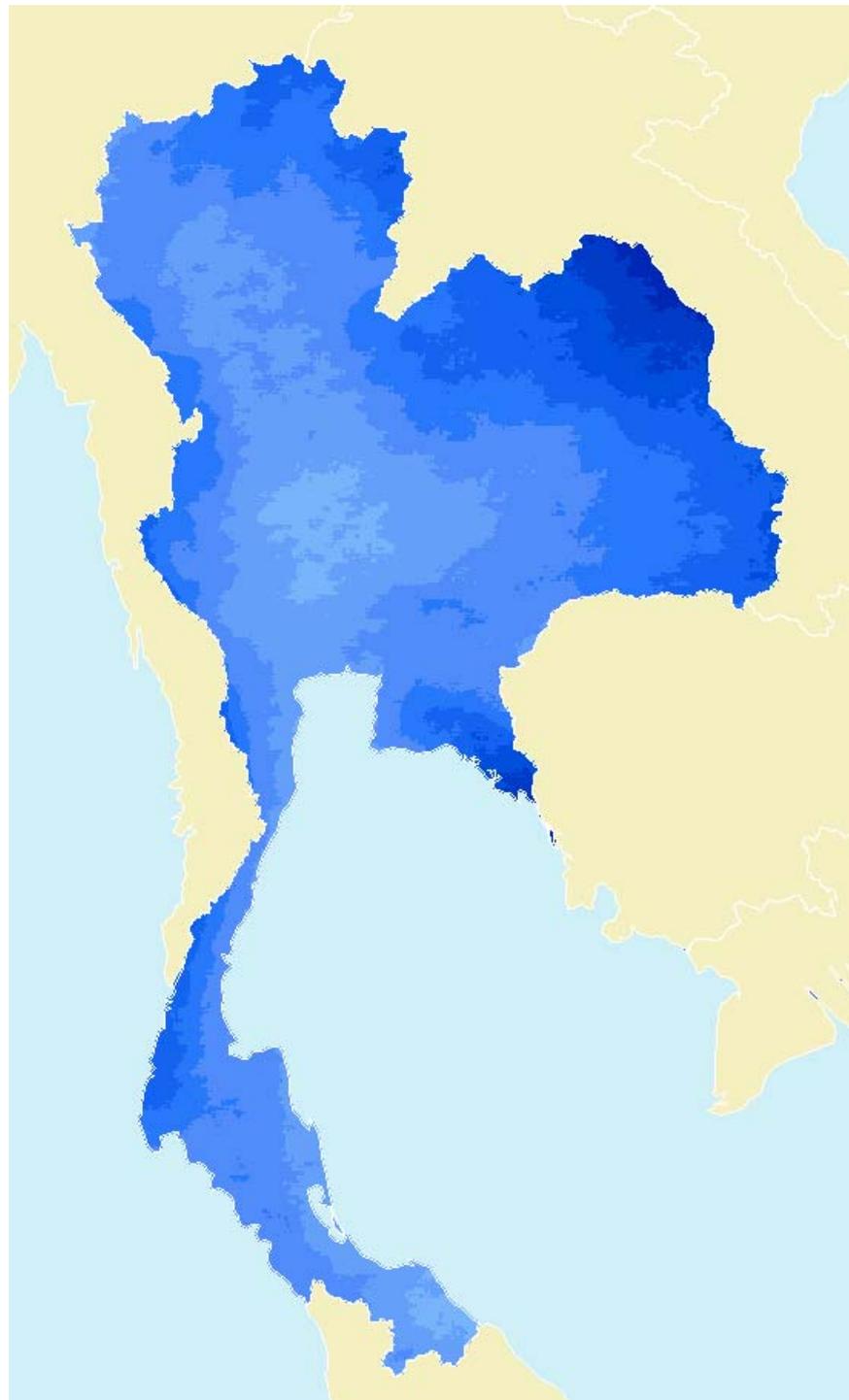
รูปที่ 3.25 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนเมษายน



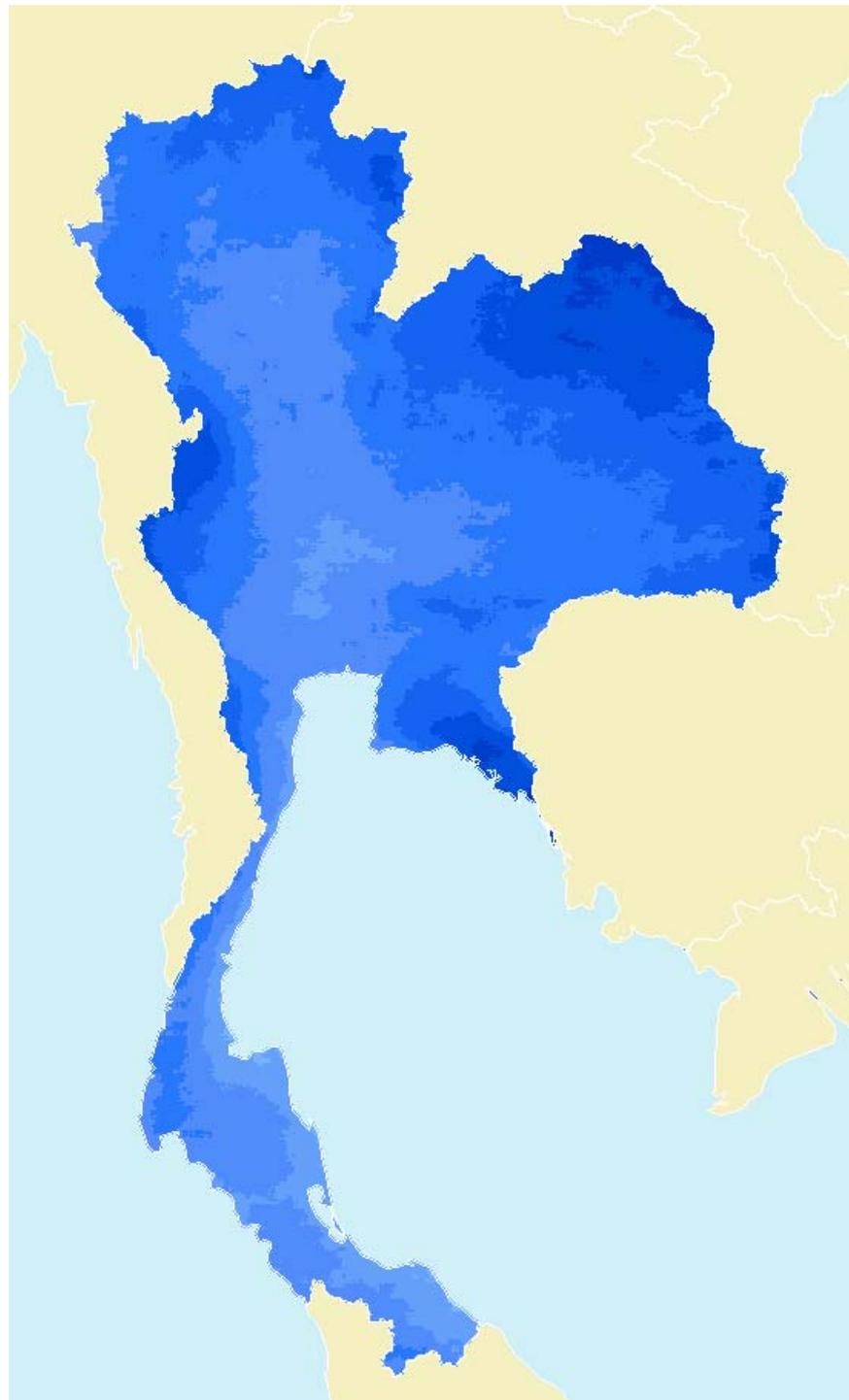
รูปที่ 3.26 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนพฤษภาคม



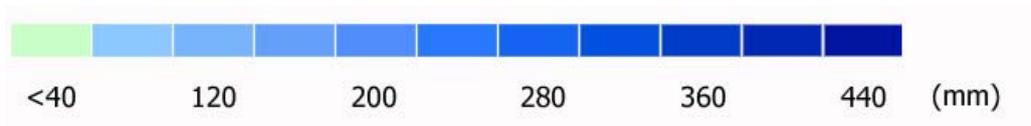
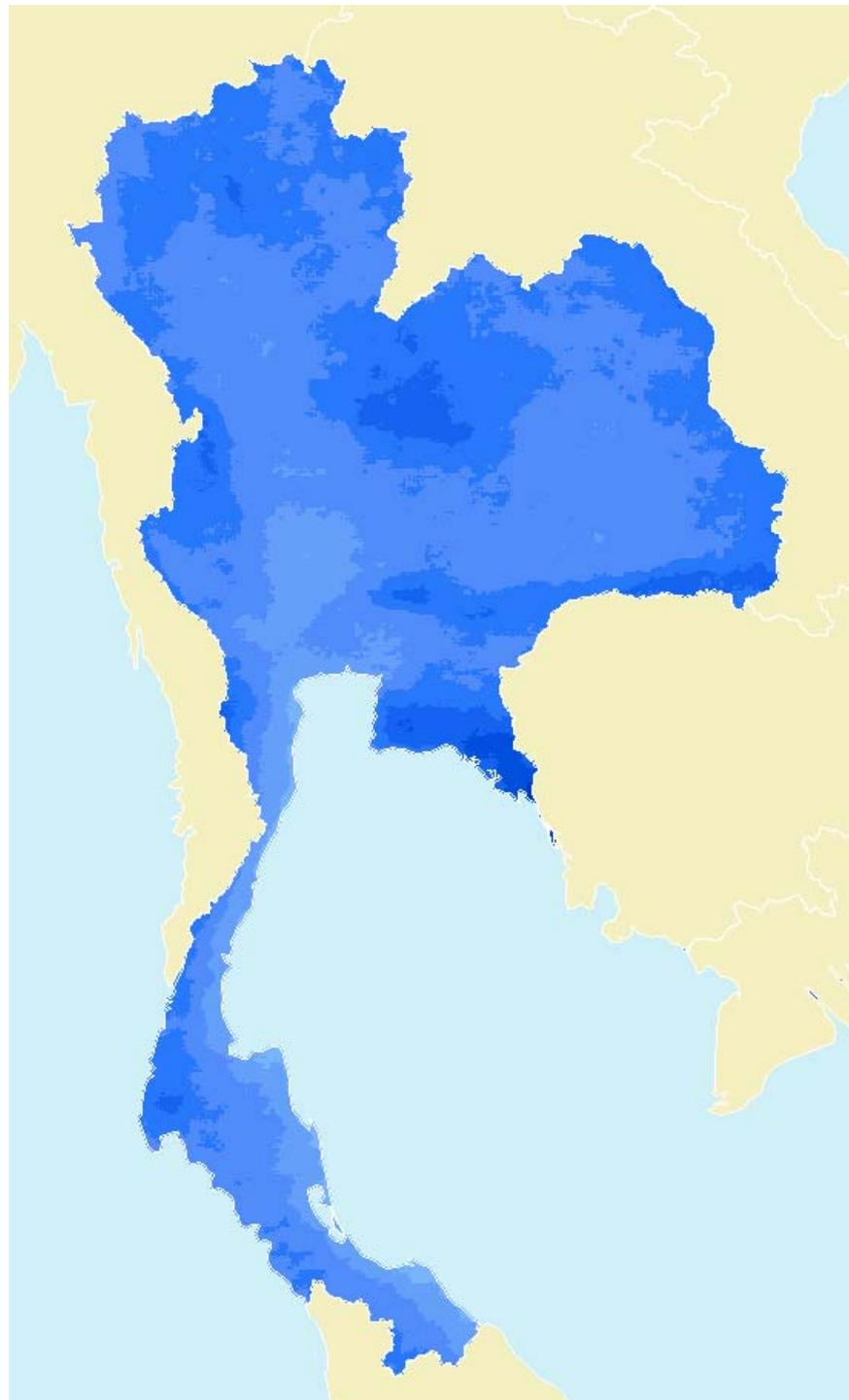
รูปที่ 3.27 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมิถุนายน



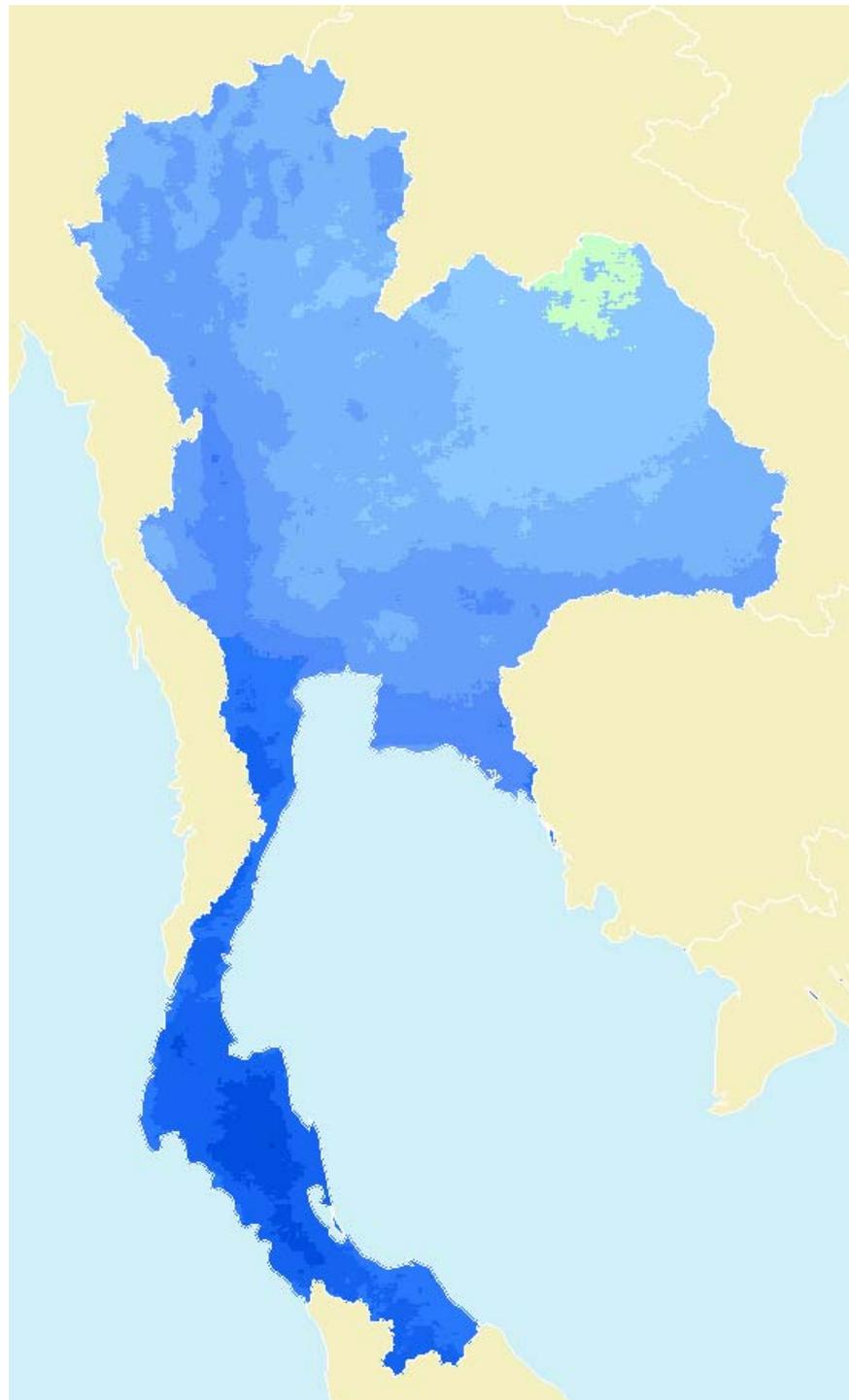
รูปที่ 3.28 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกรกฎาคม



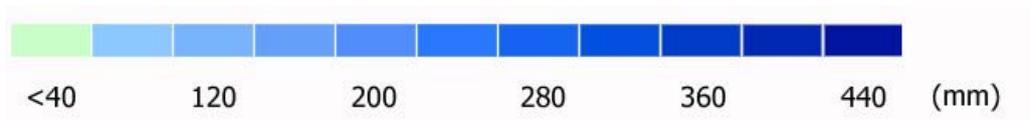
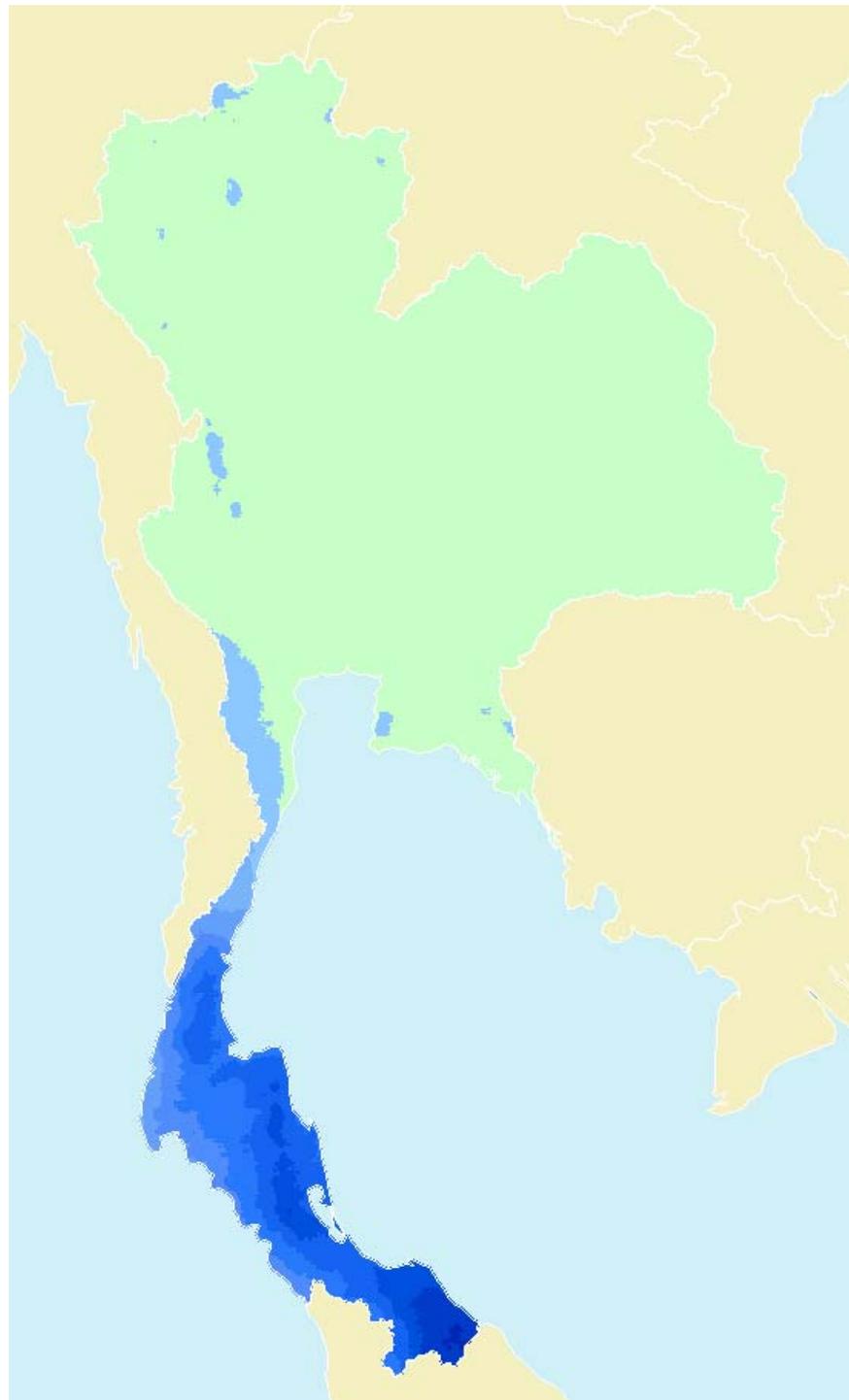
รูปที่ 3.29 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนสิงหาคม



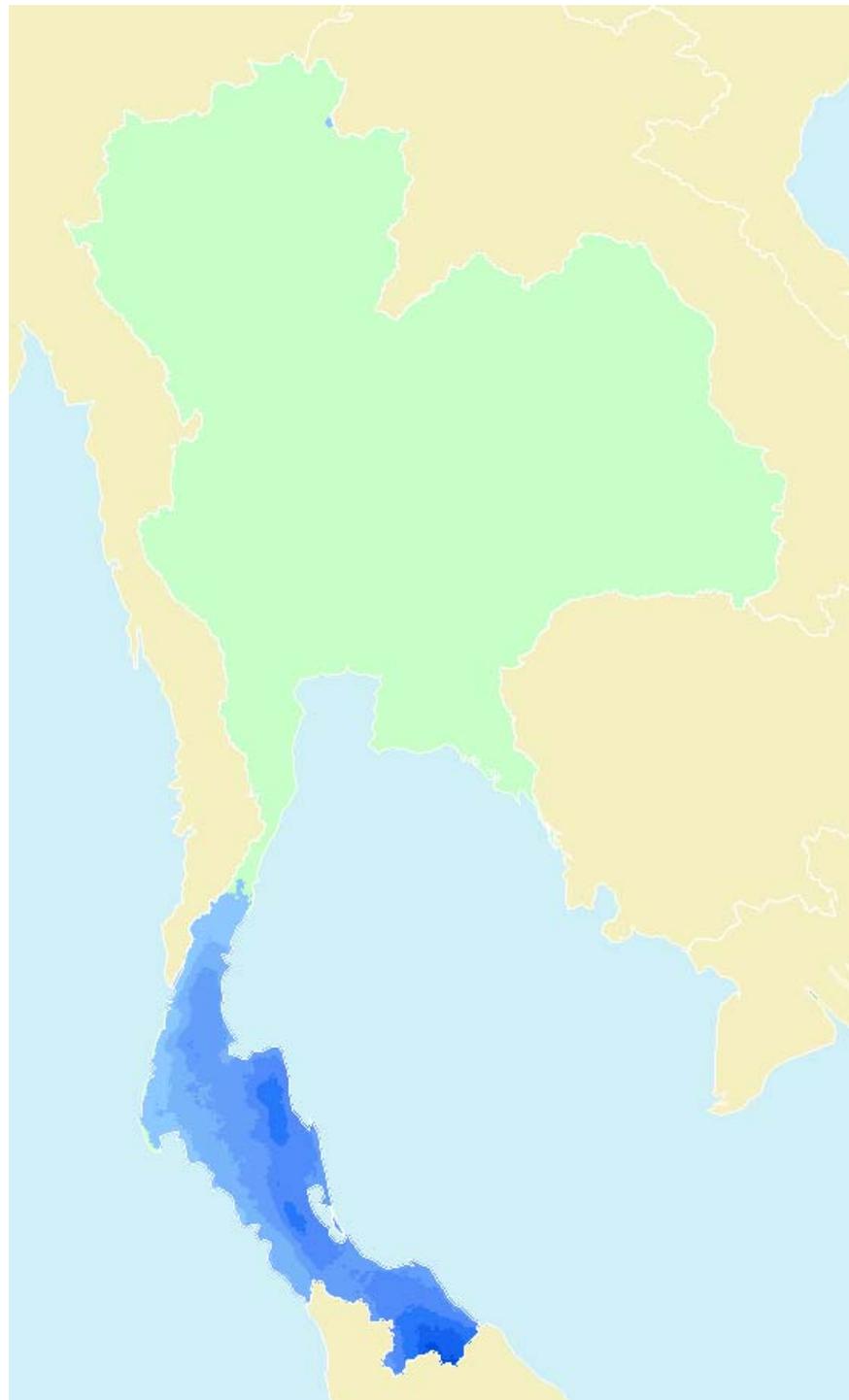
รูปที่ 3.30 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกันยายน



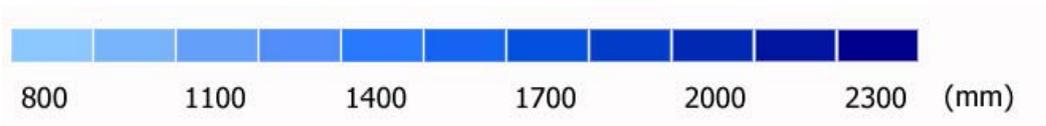
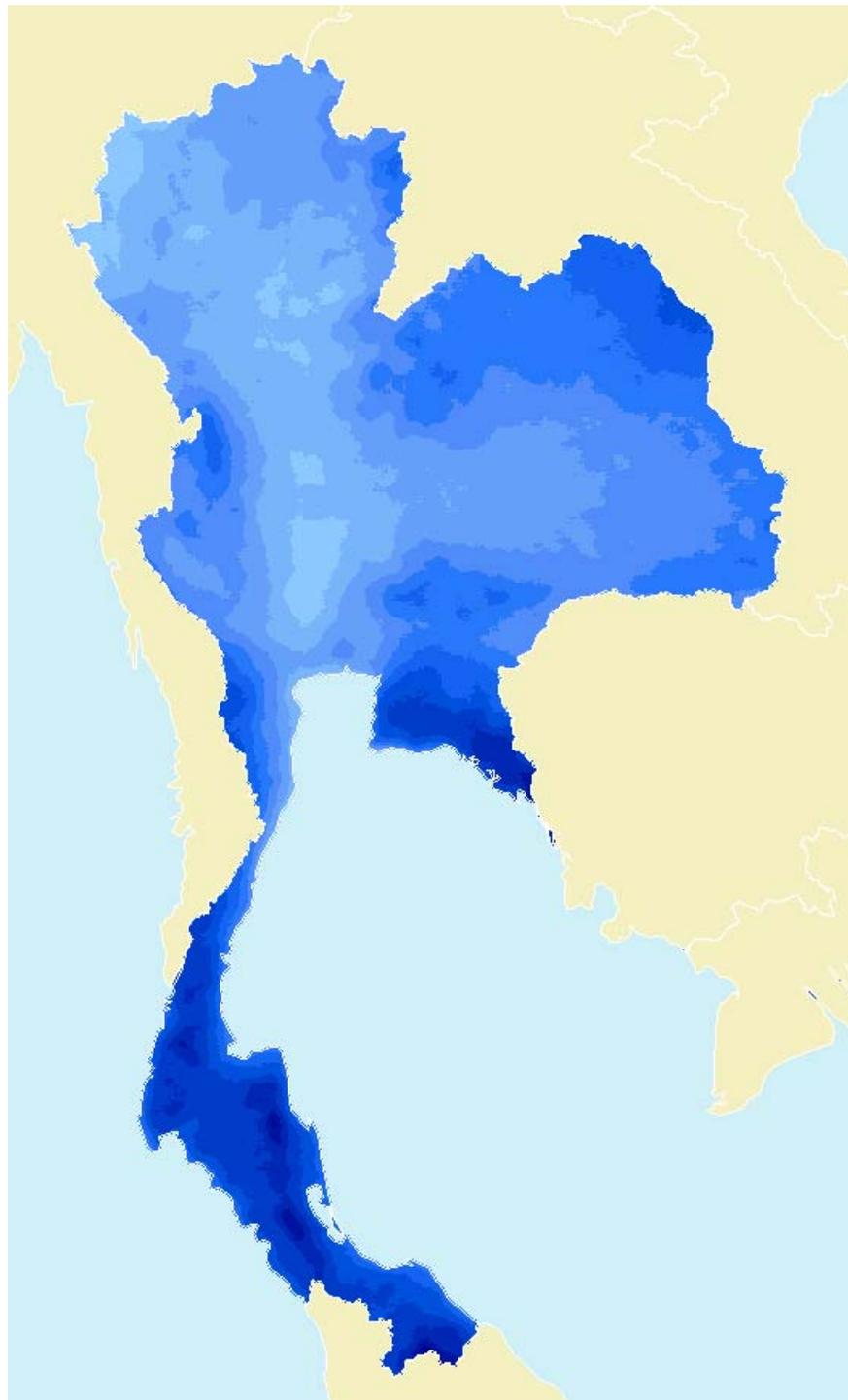
รูปที่ 3.31 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนตุลาคม



รูปที่ 3.32 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนพฤศจิกายน



รูปที่ 3.33 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวเดือนธันวาคม



รูปที่ 3.34 แผนที่ปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาว

จากรูปที่ 3.22 - 3.34 จะเห็นว่าปริมาณฝนในประเทศไทยมีการเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่และเวลาในรอบปีซึ่งสามารถสรุปได้ดังนี้

- 1) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนมกราคม (รูปที่ 3.22) ปริมาณฝนในบริเวณภาคเหนือ ภาคกลาง และภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณน้อยกว่า 40 มิลลิเมตรต่อเดือน ภาคใต้ตอนบน ตั้งแต่จังหวัดชุมพรลงไปการกระจายของปริมาณฝนอยู่ในช่วง 80-120 มิลลิเมตรต่อเดือน และในภาคใต้ตอนล่างฝั่งตะวันออกจะมีปริมาณฝนสูงกว่าภาคใต้ฝั่งตะวันตก ทั้งนี้เนื่องมาจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมและความชื้นจากอ่าวไทยเข้ามาส่งผลให้ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมมากกว่าบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตก
- 2) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนกุมภาพันธ์ (รูปที่ 3.23) ภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลางมีการกระจายของปริมาณฝนคล้ายคลึงกัน คือส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 0-40 มิลลิเมตรต่อเดือน ภาคตะวันออกเฉียงเหนือปริมาณฝนเริ่มมากขึ้นจากเดือนมกราคมเพียงเล็กน้อย โดยจะอยู่ในช่วง 80-120 มิลลิเมตรต่อเดือน ส่วนภาคใต้ตอนบนมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 40-120 มิลลิเมตรต่อเดือนและภาคใต้ตอนล่างฝั่งตะวันตกมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 0-40 มิลลิเมตรต่อเดือนกระจายเป็นบริเวณกว้าง ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันออกมีปริมาณฝนต่ำกว่ากรณีของเดือนมกราคม เนื่องจากได้รับอิทธิพลตะวันออกเฉียงเหนือลดลงแต่ยังคงมากกว่าภาคใต้ฝั่งตะวันตก
- 3) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนมีนาคม (รูปที่ 3.24) ในภาคใต้และภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนโดยเฉลี่ยสูงกว่าภาคอื่น โดยเฉพาะในภาคตะวันออกเฉียงเหนือบริเวณจังหวัดตราดและจันทบุรีมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 160-200 มิลลิเมตรต่อเดือน ในขณะที่ภาคเหนือปริมาณฝนมีค่าน้อยกว่า 40 มิลลิเมตรต่อเดือน ซึ่งส่วนใหญ่จะเป็นฝนแบบพาความร้อน เนื่องจากเป็นบริเวณที่มีป่าไม้เป็นจำนวนมาก ซึ่งมีส่วนทำให้มวลอากาศร้อนที่มีความชุ่มชื้นในบริเวณนั้นก่อตัวเป็นฝนได้สำหรับภาคกลาง ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคใต้ฝั่งตะวันตกพบว่าการกระจายของปริมาณฝนเป็นบริเวณกว้างซึ่งมีค่าอยู่ในช่วง 80-120 มิลลิเมตรต่อเดือน
- 4) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนเมษายน (รูปที่ 3.25) ในภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 40-80 มิลลิเมตรต่อเดือน ในบางพื้นที่บริเวณจังหวัดลำปาง ลำพูนมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 80-120 มิลลิเมตรต่อเดือน ทั้งนี้เนื่องจากพื้นที่ดังกล่าวมีลักษณะเป็นภูเขาสูงจึงทำให้เกิดฝนที่เกิดจากการพาความร้อน บริเวณพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคใต้มีปริมาณฝนโดยเฉลี่ยสูงกว่าภาคอื่น คืออยู่ในช่วง 160-200 มิลลิเมตรต่อเดือน

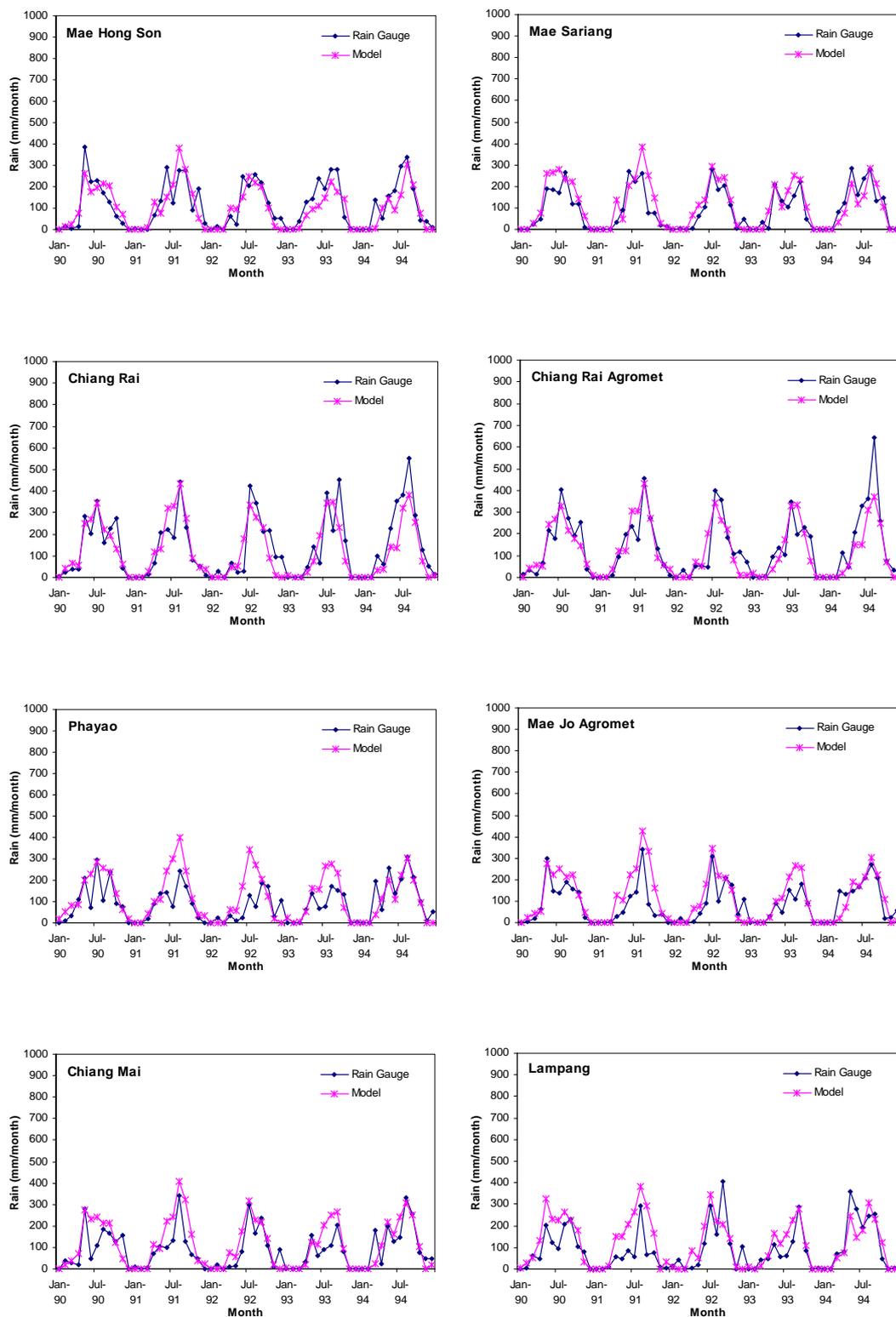
- 5) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนพฤษภาคม (รูปที่ 3.26) ภาคใต้ฝั่งตะวันตกและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของจังหวัดระยอง จันทบุรี และตาก เริ่มได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ทำให้ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมมาก ทำให้บริเวณดังกล่าวมีปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นจากเดือนเมษายน แต่อย่างไรก็ตาม ผลการคำนวณพบว่า ภาคใต้ฝั่งตะวันออกยังคงมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือน ทั้งนี้เพราะบริเวณดังกล่าวได้รับอิทธิพลลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้น้อยกว่าบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตก สำหรับภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง ซึ่งยังคงได้รับอิทธิพล จากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้น้อยทำให้อัตราปริมาณฝนยังคงต่ำ ส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือน และบริเวณตอนใต้ของภาคตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มมีปริมาณฝนมากกว่าทางตอนเหนือ โดยมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 200-240 มิลลิเมตรต่อเดือน ทั้งนี้สืบเนื่องมาจากอิทธิพลจากร่องความกดอากาศต่ำที่พาดผ่านประเทศไทยบริเวณดังกล่าวในช่วงเดือนพฤษภาคม
- 6) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนมิถุนายน (รูปที่ 3.27) อิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ต่อปริมาณฝนในบริเวณต่างๆของประเทศไทยสูงขึ้นโดยเฉพาะในภาคใต้ ภาคตะวันออก และบริเวณด้านตะวันตกของภาคกลางและภาคเหนือ ทำให้ปริมาณฝนในบริเวณดังกล่าวมีค่าเพิ่มขึ้นจากกรณีของเดือนพฤษภาคม อย่างไรก็ตามในบางบริเวณของภาคกลาง ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือซึ่งอยู่ลึกเข้าไปในแผ่นดินยังคงมีปริมาณฝนในช่วง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือน และบริเวณตอนบนของภาคตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มมีปริมาณฝนมากกว่าทางตอนใต้ โดยมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 200-240 มิลลิเมตรต่อเดือน ซึ่งได้รับอิทธิพลจากร่องความกดอากาศต่ำที่พาดผ่านประเทศไทยบริเวณดังกล่าวในช่วงเดือนมิถุนายน
- 7) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนกรกฎาคม (รูปที่ 3.28) โดยทั่วไปในเดือนนี้พื้นที่ทั่วประเทศได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ทำให้มีเมฆกระจายอยู่ทั่วประเทศซึ่งเป็นผลทำให้ปริมาณฝนมีค่าเพิ่มขึ้น โดยแปรค่าอยู่ในช่วง 200-300 มิลลิเมตรต่อเดือน แต่อย่างไรก็ตามในบริเวณบางส่วนของภาคกลางพบว่าปริมาณฝนที่น้อยกว่าโดยแปรค่าอยู่ระหว่าง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือน
- 8) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนสิงหาคม (รูปที่ 3.29) การกระจายตัวของปริมาณฝนทั่วประเทศยังคงเป็นไปตามอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ซึ่งมีลักษณะคล้ายกับเดือนกรกฎาคม โดยมีบริเวณที่มีปริมาณฝนในช่วง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือนปรากฏเป็นหย่อมขนาดเล็กในบริเวณพื้นที่ภาคกลาง

- 9) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนกันยายน (รูปที่ 3.30) พื้นที่ทั่วประเทศยังถูกปกคลุมด้วยเมฆอันเนื่องมาจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ทำให้พื้นที่ทุกภาคของประเทศไทยมีปริมาณฝนค่อนข้างสูง กล่าวคือส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 200-240 มิลลิเมตรต่อเดือน
- 10) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนตุลาคม (รูปที่ 3.31) โดยทั่วไปในช่วงปลายเดือนตุลาคมภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือจะเริ่มได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้ปริมาณฝนลดลงจากเดือนกันยายน ยกเว้นในภาคใต้ซึ่งยังมีปริมาณฝนมากกระจายทั่วไป โดยจะแปรค่าอยู่ระหว่าง 280-360 มิลลิเมตรต่อเดือน
- 11) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนพฤศจิกายน (รูปที่ 3.32) พื้นที่ทั่วประเทศได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันออก จะได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมดังกล่าวค่อนข้างมาก ส่งผลให้ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมและมีการพัดพาความชุ่มชื้นจากบริเวณอ่าวไทยมาสู่บริเวณพื้นดิน ส่งผลให้ในภาคนี้ปริมาณฝนมีค่ามากกว่าภาคใต้ฝั่งตะวันตก สำหรับในภาคเหนือจะรับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือซึ่งนำพาอากาศเย็นและแห้งจากประเทศจีนเข้ามา ทำให้ปริมาณฝนลดลงอยู่ในระดับที่น้อยกว่า 40 มิลลิเมตรต่อเดือน
- 12) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนธันวาคม (รูปที่ 3.33) แม้ในช่วงนี้แม้รังสีดวงอาทิตย์ของบริเวณภาคใต้จะลดลง แต่ภาคใต้ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือทำให้ยังคงมีฝนตกอยู่ โดยบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันออกมีปริมาณฝนมากกว่าบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตก เพราะได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือมากกว่าบริเวณอื่นๆ ส่วนภาคเหนือ ภาคกลาง และภาคตะวันออกเฉียงเหนือ มีปริมาณฝนน้อยกว่า 40 มิลลิเมตรต่อเดือน ซึ่งมีลักษณะคล้ายกับเดือนพฤศจิกายน
- 13) สำหรับการกระจายของปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาวซึ่งแสดงไว้ในรูปที่ 3.34 จะเห็นว่าการกระจายของปริมาณฝนบริเวณภาคเหนือและภาคกลางมีค่าอยู่ในช่วง 800-1,100 มิลลิเมตรต่อปี ภาคตะวันออกเฉียงเหนืออยู่ในช่วง 1,100-1,400 มิลลิเมตรต่อปี ทั้งนี้เนื่องจากบริเวณดังกล่าวได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมน้อยกว่าบริเวณที่ติดชายฝั่งทะเล ฝนที่เกิดส่วนใหญ่จึงมากเป็นฝนที่เกิดจากการพาความร้อนที่มักเกิดในช่วงฤดูร้อนและฝนปะทะภูเขา สำหรับภาคใต้และภาคตะวันออกเฉียงเหนือจะมีลักษณะการกระจายของปริมาณฝนที่คล้ายคลึงกัน กล่าวคือปริมาณฝนส่วนใหญ่มีค่ามากกว่า 1,800 มิลลิเมตรต่อปีขึ้นไป และบริเวณใกล้แนวเทือกเขาจะมีปริมาณฝนมากกว่า เนื่องจากในช่วงฤดูมรสุมจะพัดพาเอาความชุ่มชื้นจากมหาสมุทรเข้ามาปะทะแนวภูเขา ทำให้เกิดการกลั่นตัวและควบแน่นตกลงมาเป็นฝน อย่างไรก็ตามการคำนวณปริมาณฝนจากแบบจำลองที่ได้ยังให้ค่าปริมาณฝนที่ต่ำกว่าความเป็นจริงในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือและ

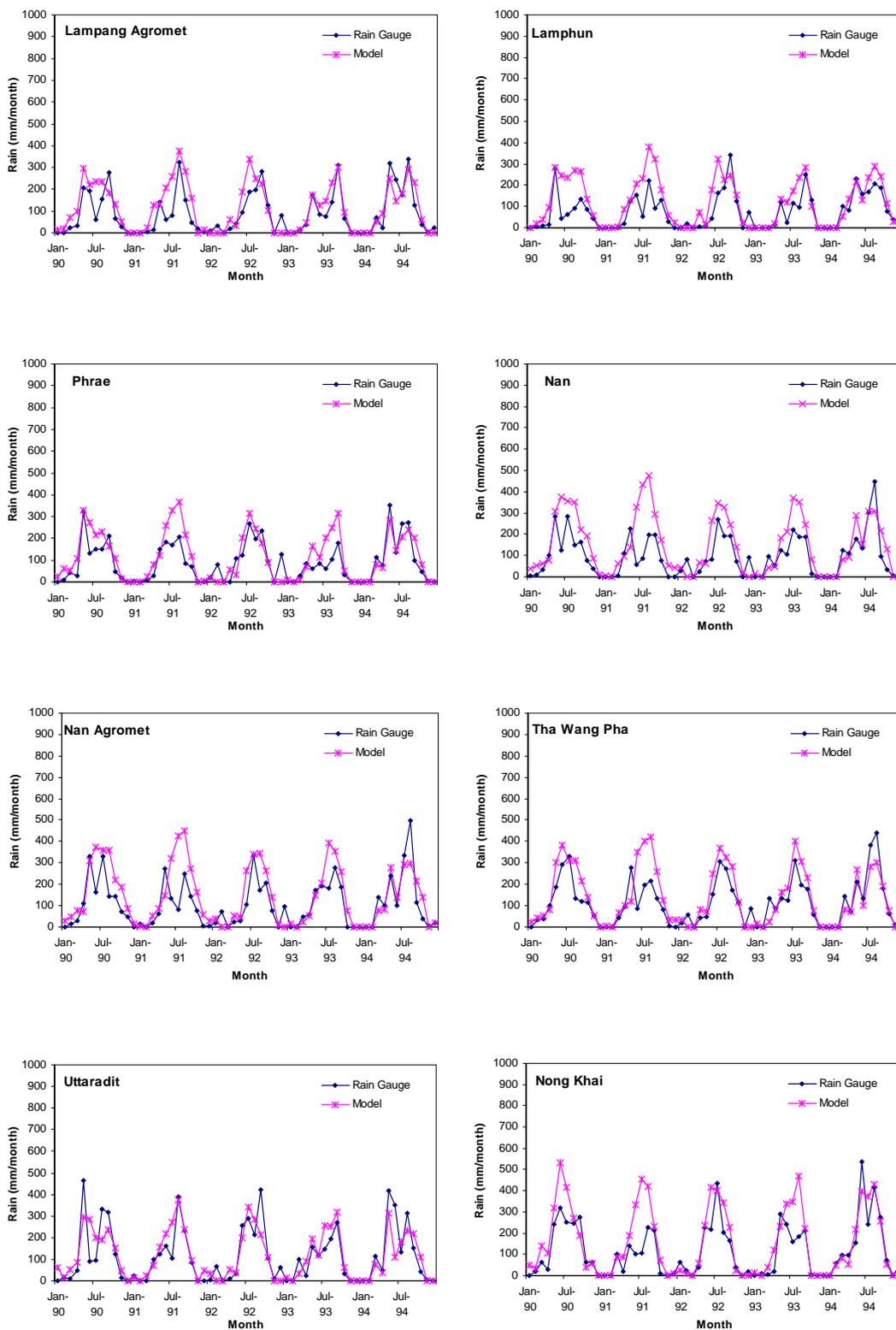
ภาคใต้ ทั้งนี้เนื่องมาจากฝนบริเวณดังกล่าวมีสาเหตุการเกิดเนื่องมาจากอิทธิพลของลมมรสุม และแนวเทือกเขา และส่งผลให้บริเวณดังกล่าวมีระยะเวลาของฤดูฝนที่ยาวนานกว่าภาคอื่น ๆ

3.8 การเปรียบเทียบลักษณะการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนในรอบปีของประเทศไทย

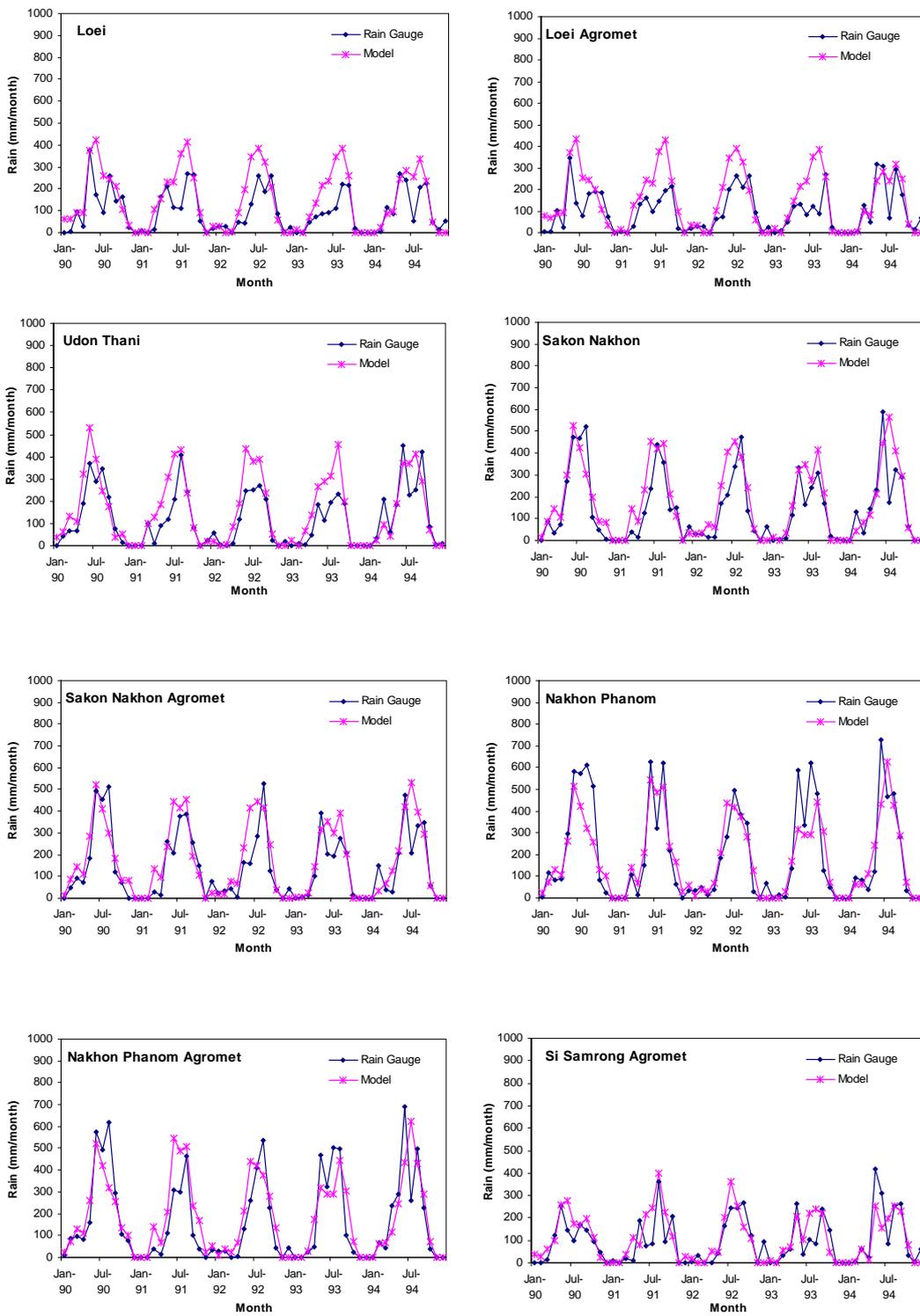
หลังจากได้แผนที่ปริมาณฝน ผู้วิจัยยังได้นำข้อมูลฝนที่วัดได้จากสถานีภาคพื้นดินจำนวน 103 สถานีมาแสดงการเปรียบเทียบกับปริมาณฝนที่คำนวณได้จากแบบจำลองที่พัฒนาขึ้น เพื่อดูความสอดคล้องของการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนในรอบปีของแต่ละสถานี ซึ่งผลที่ได้เป็นดังรูปที่ 3.35



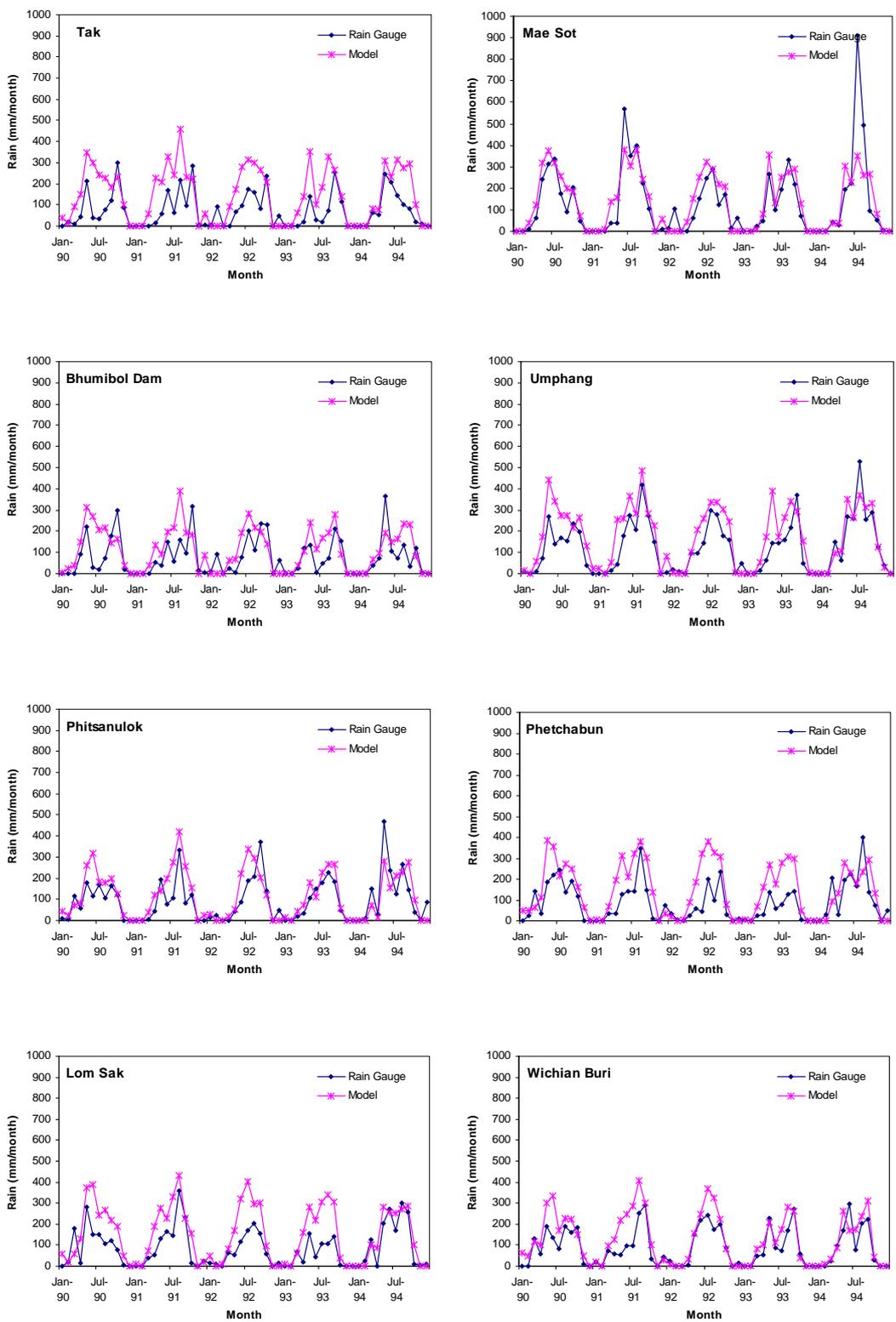
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน



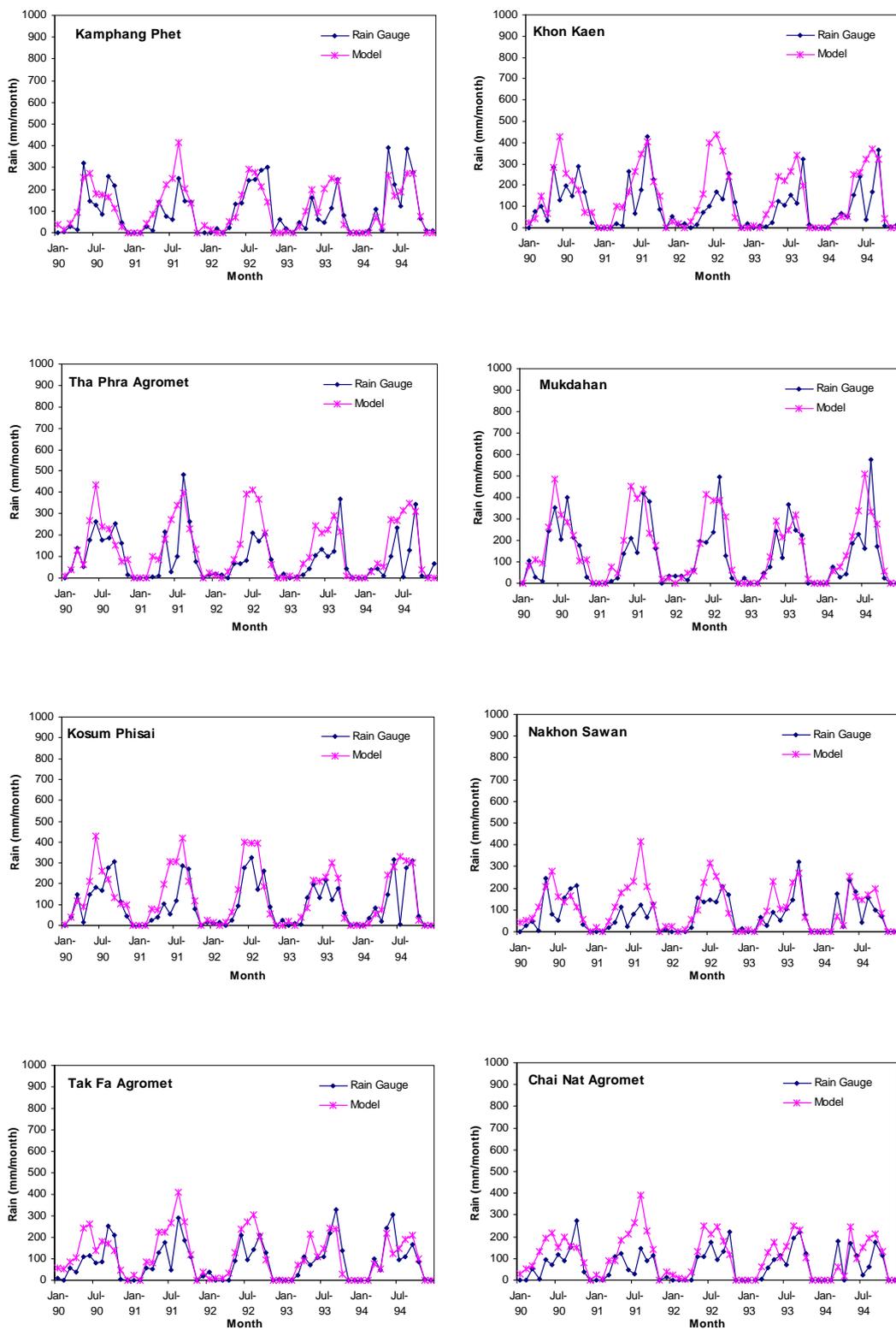
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



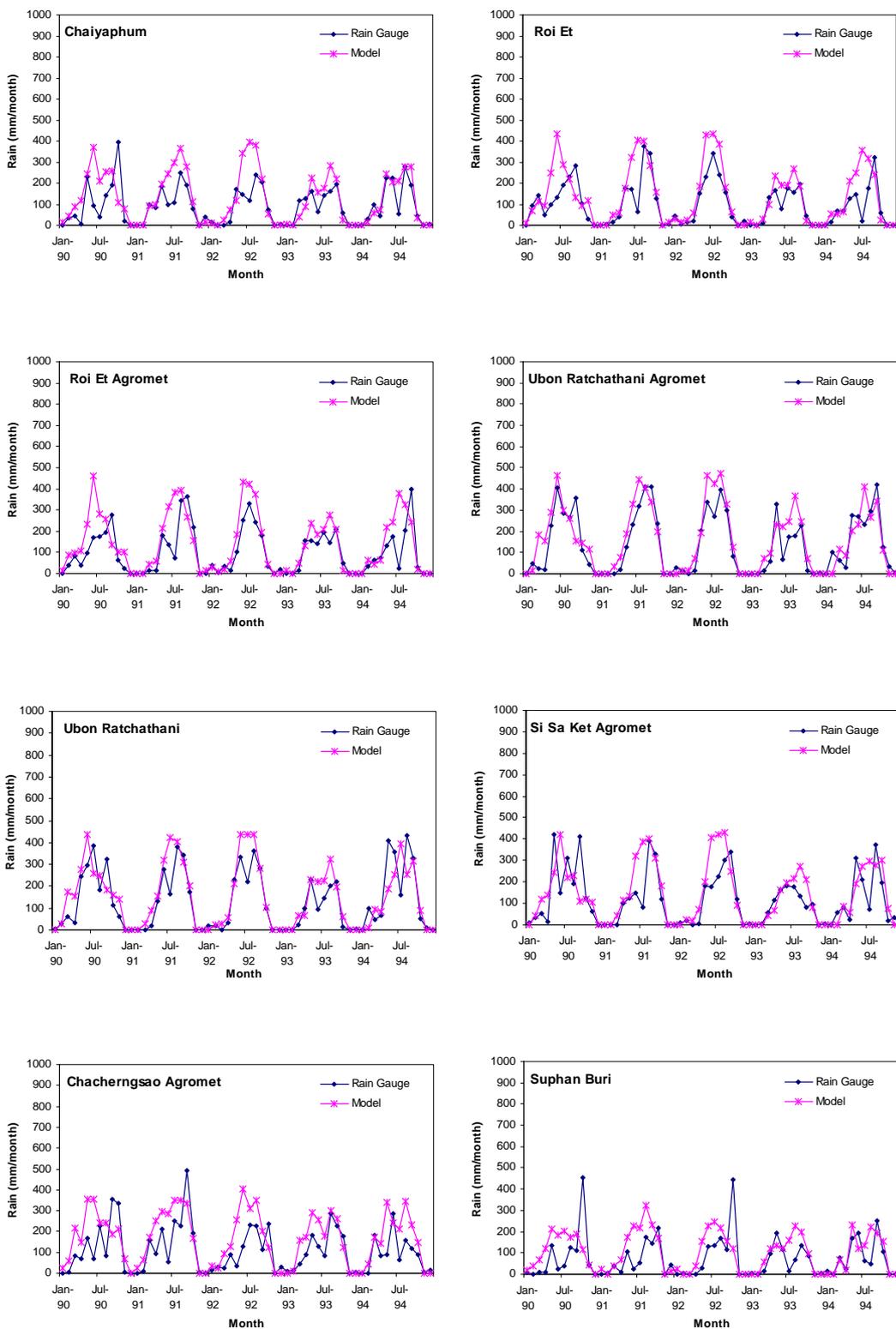
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



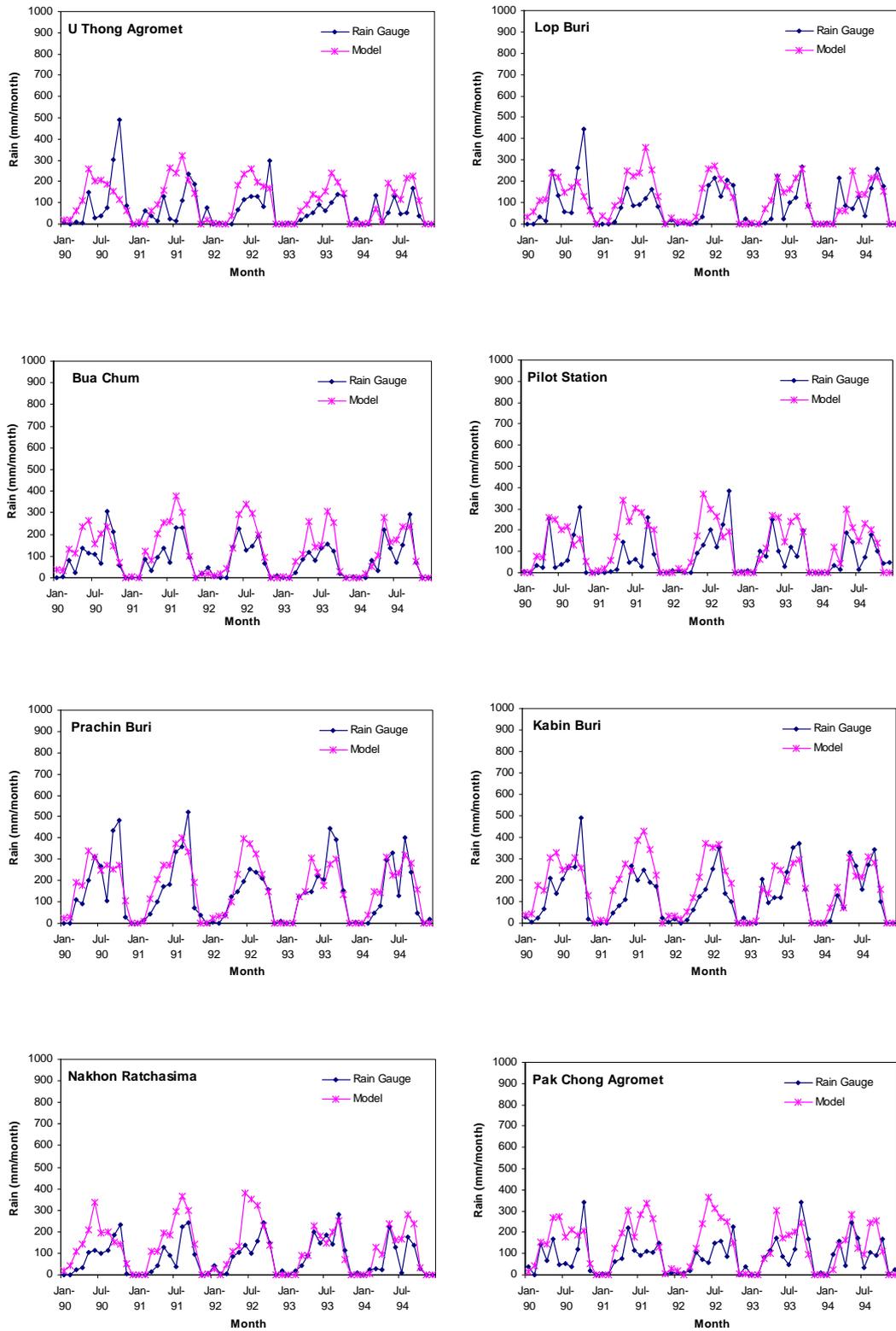
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



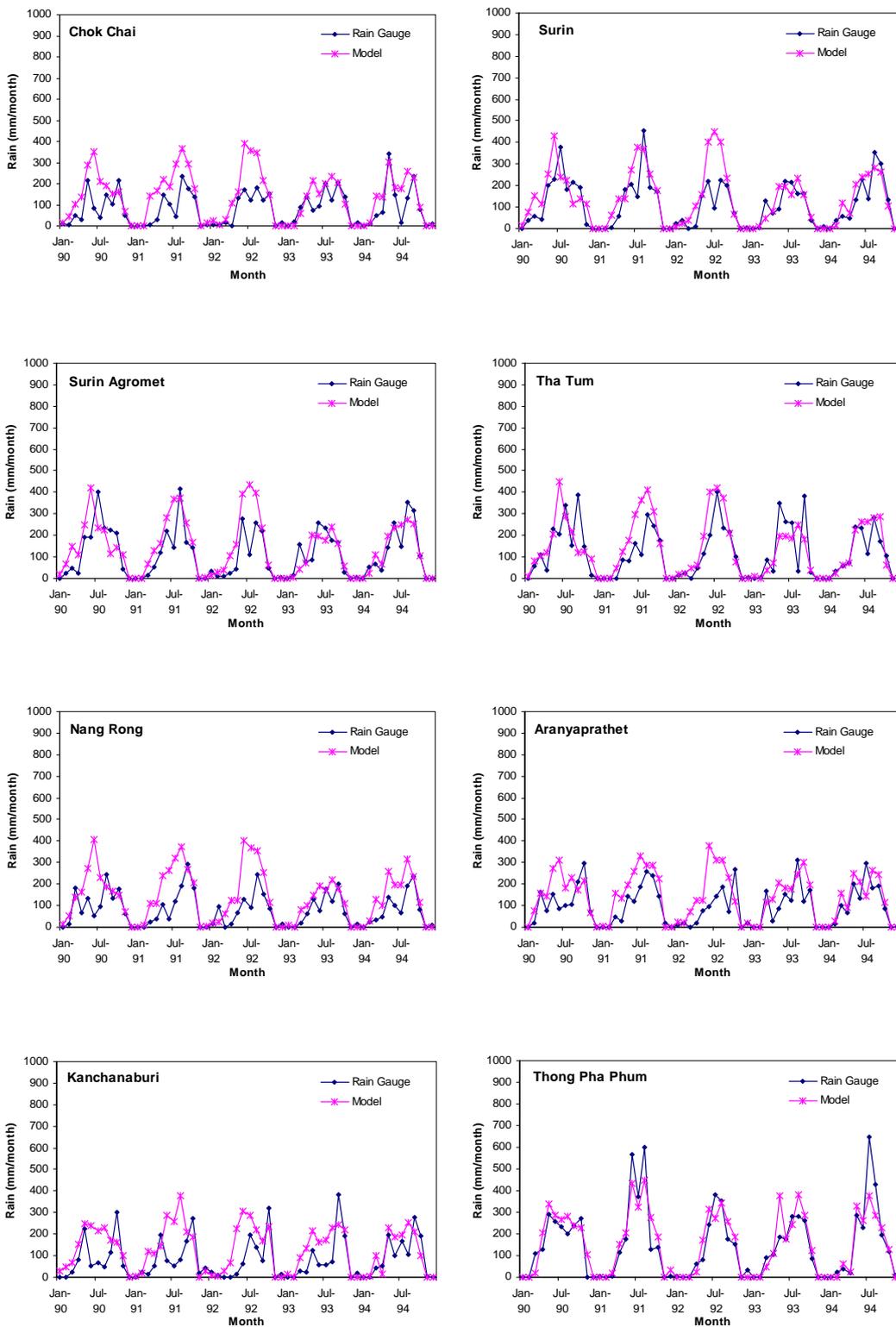
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



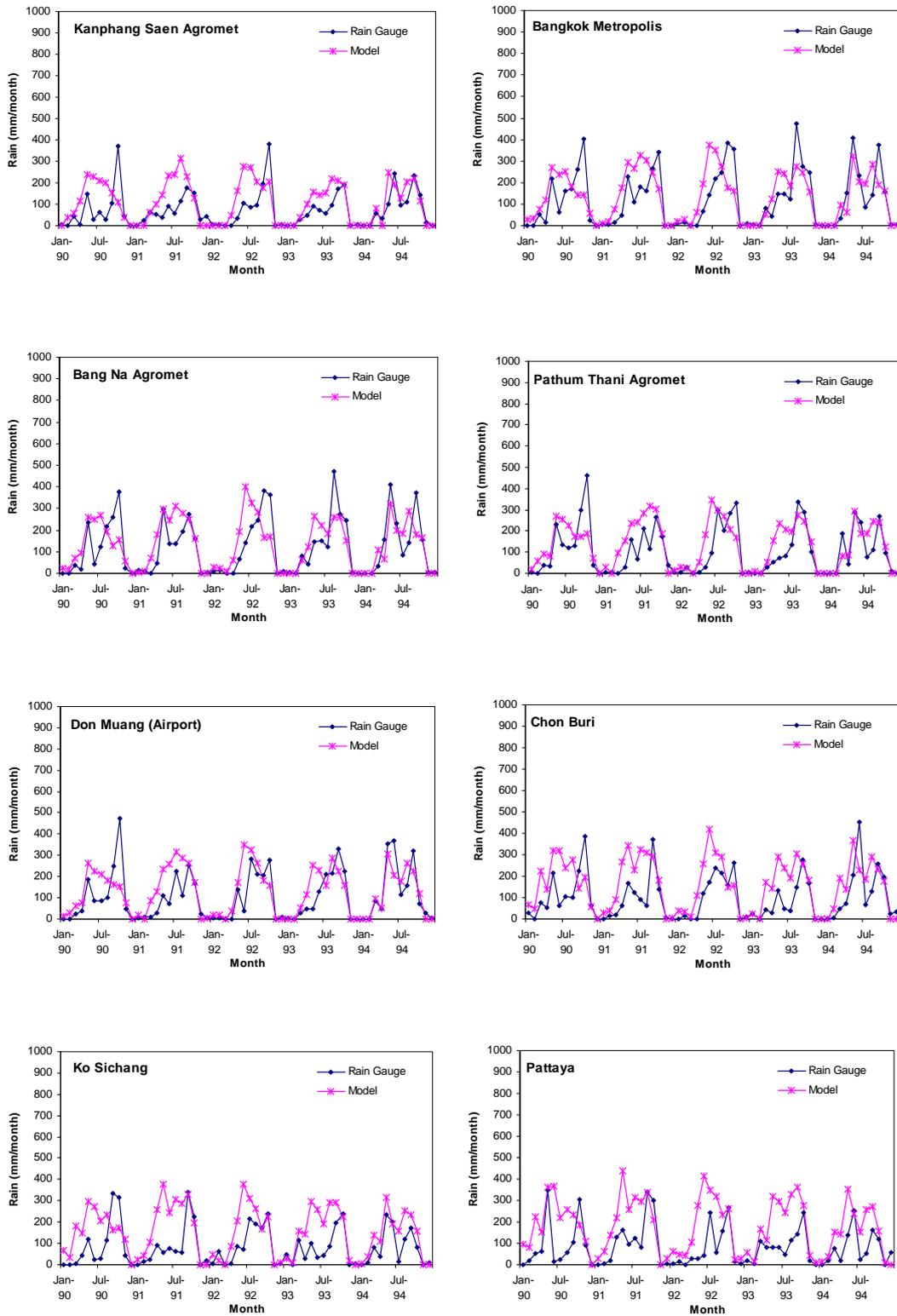
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



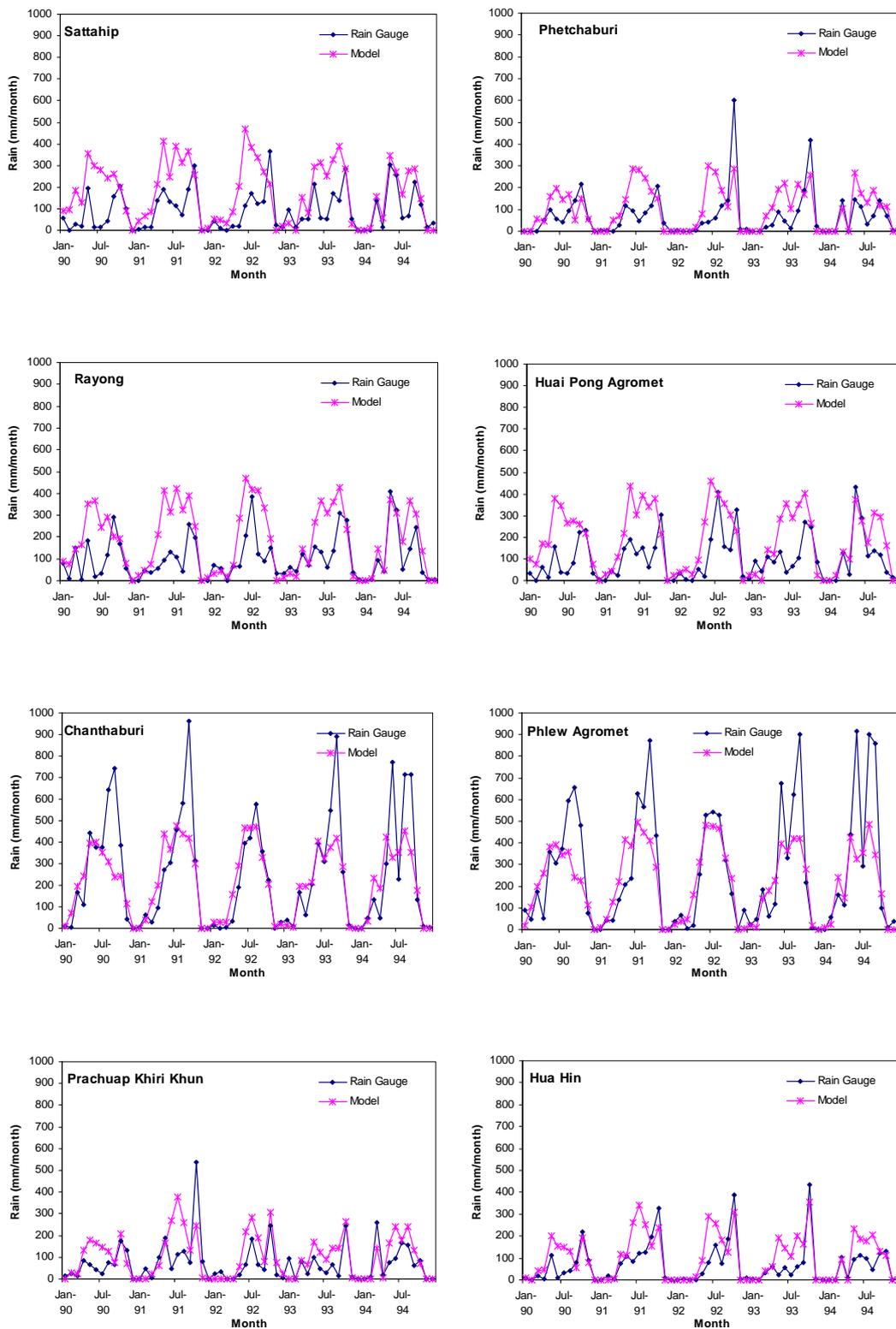
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



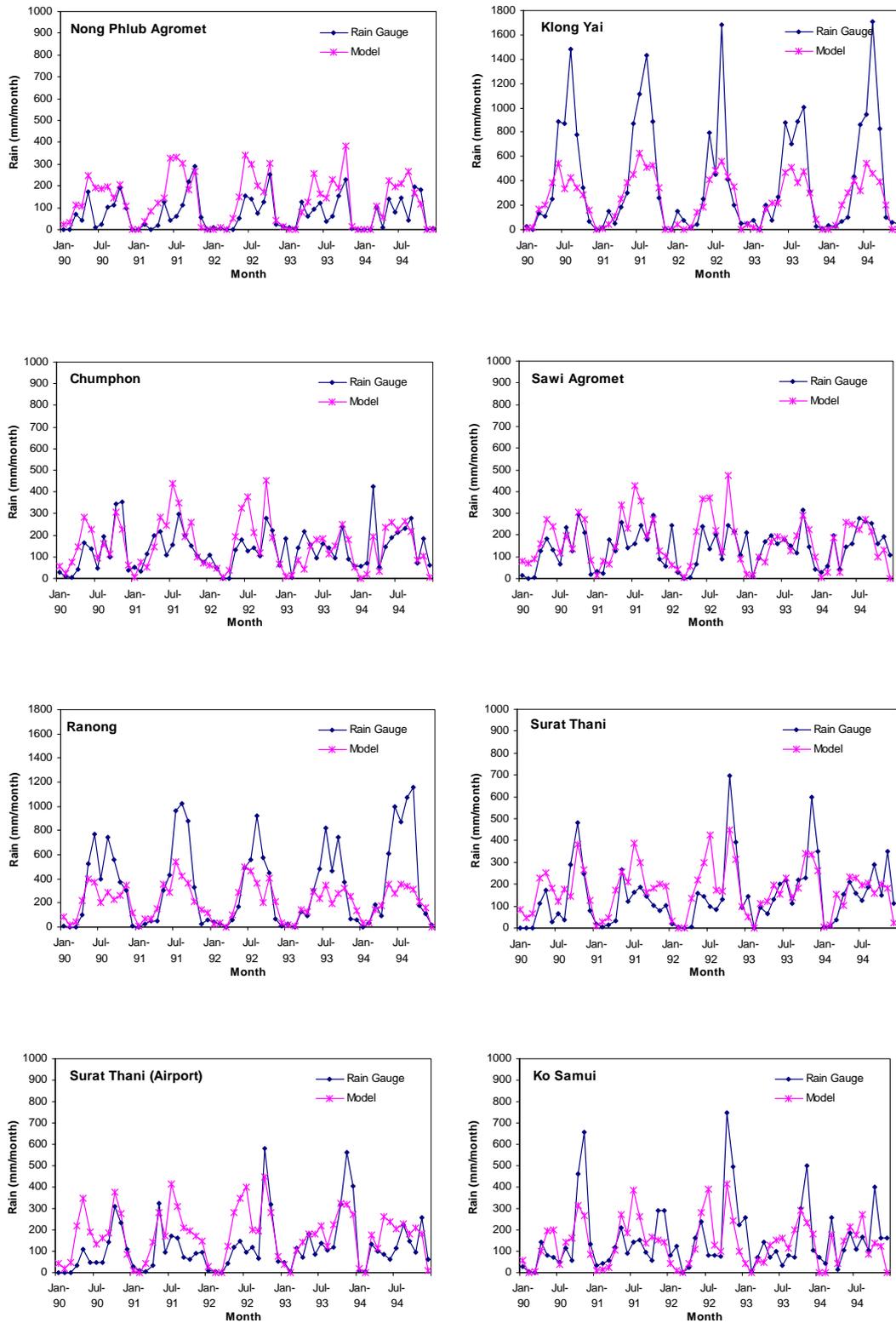
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



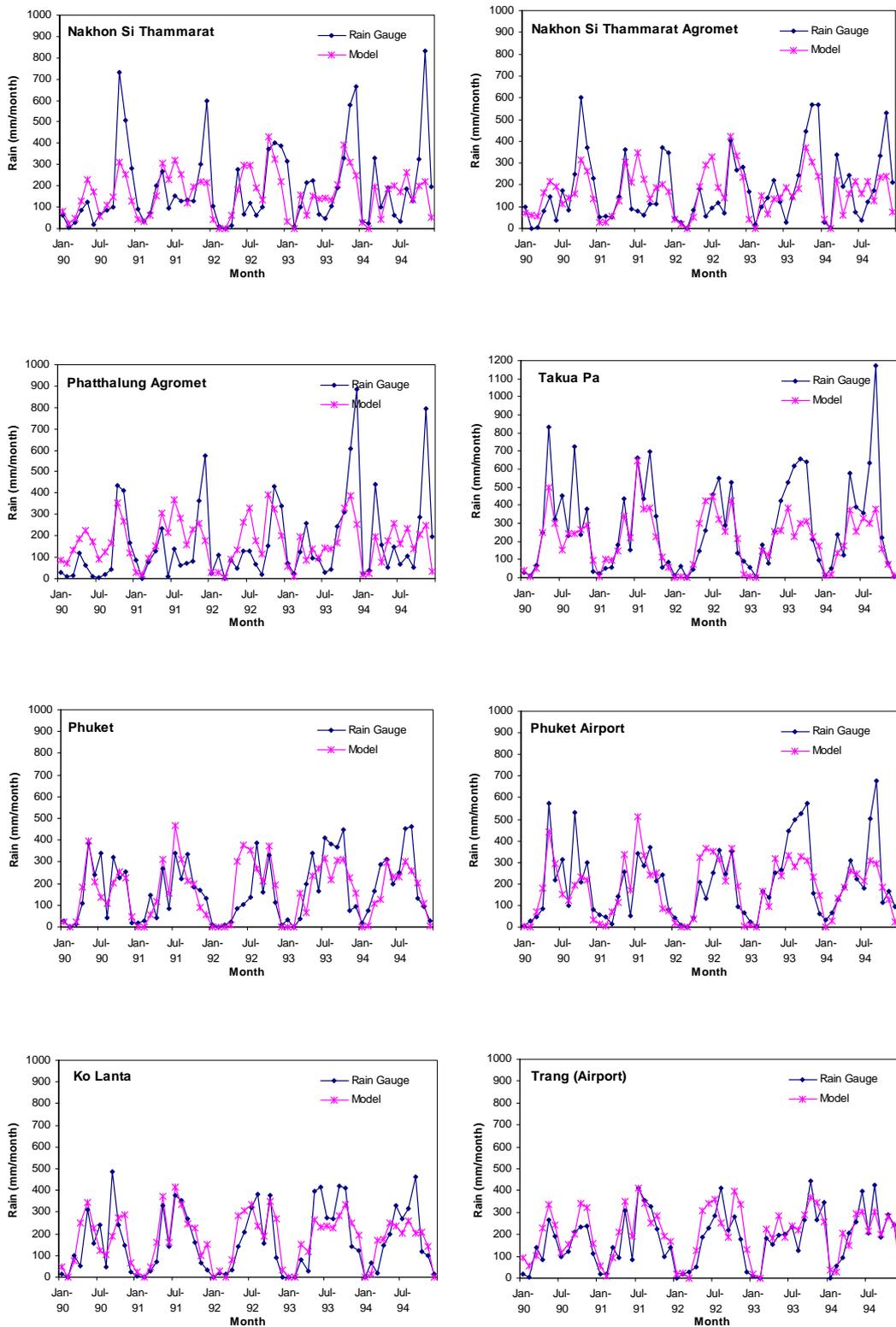
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



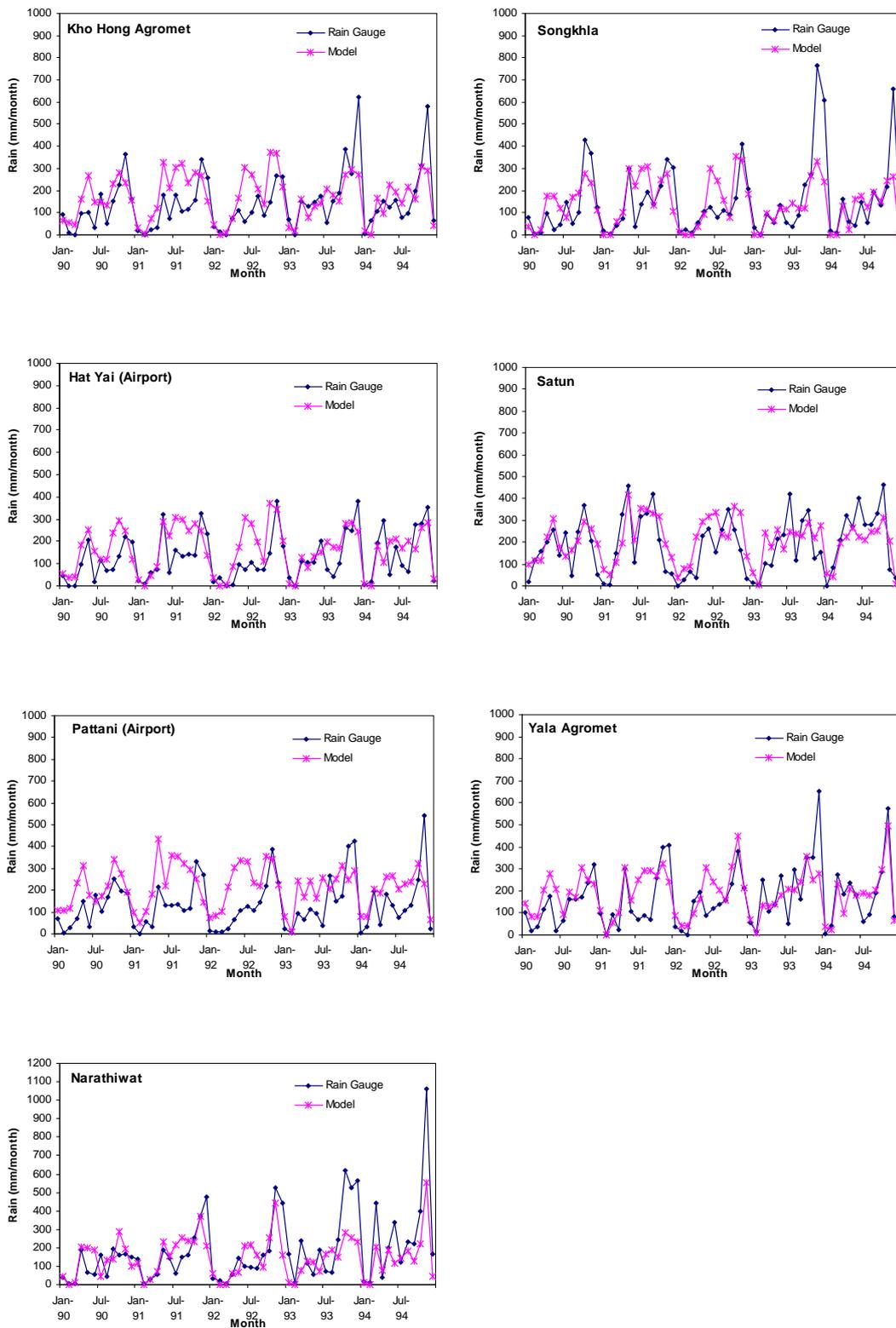
รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)



รูปที่ 3.35 เปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายเดือนจากแบบจำลองกับข้อมูลภาคพื้นดิน (ต่อ)

จากการเปรียบเทียบรูปที่ 3.35 พบว่า การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนในรอบปีของสถานีต่าง ๆ ส่วนใหญ่มีความสอดคล้องกัน คือ มีปริมาณฝนมากในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงตุลาคม และมีฝนน้อยในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน สำหรับในบริเวณภาคใต้พบว่าผลการคำนวณมีแนวโน้มที่ใกล้เคียงกันซึ่งมีฝนเกือบตลอดทั้งปี แต่ยังคงมีความผิดพลาดในการคำนวณฝนในบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตกในจังหวัดพังงา และภาคตะวันออกในจังหวัดตราด จันทบุรี ทั้งนี้เนื่องมาจากบริเวณดังกล่าวเป็นบริเวณที่มีแนวเทือกเขากั้นลมมรสุม ดังนั้นการใช้เพียงข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมอย่างเดียวไม่เพียงพอ จำเป็นต้องศึกษา ร่วมกับการใช้ข้อมูลทางภูมิประเทศของบริเวณดังกล่าวมาเป็นตัวประกอบให้เข้าใจสภาวะการเกิดฝนที่ชัดเจนมากขึ้น ทั้งนี้เนื่องจากฝนที่เกิดในบริเวณภาคใต้มักจะเป็นฝนที่เกิดจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดผ่านประเทศไทยในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมมาปะทะแนวเทือกเขาดังกล่าว ซึ่งจะนำเอามวลอากาศที่มีความชุ่มชื้นจากน่านน้ำอ่าวไทยไปสู่บริเวณทางภาคใต้ฝั่งตะวันตก และเมื่อมวลอากาศนี้เคลื่อนที่มาปะทะแนวภูเขา มวลอากาศนั้นจะลอยตัวสูงขึ้นตามลาดเขาจนมีอุณหภูมิและความสูงพอเหมาะ จึงกลั่นตัวเป็นเมฆและเป็นฝนตกลงมาบริเวณทางด้านหน้าภูเขา

บทที่ 4

สรุป

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการพัฒนาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนสำหรับประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม GSM4 ตั้งแต่เดือนมกราคม 1990 ถึงเดือนธันวาคม 1994 ครอบคลุมระยะเวลา 5 ปี ข้อมูลดังกล่าวมีความละเอียดเชิงพื้นที่ประมาณ 3×3 ตารางกิโลเมตร ในการพัฒนาแบบจำลองดังกล่าว ผู้วิจัยได้พัฒนากระบวนการ โดยเริ่มตั้งแต่การนำข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียมมาทำการแปลงค่าให้เป็นปริมาณทางฟิสิกส์เพื่อหาตัวแปรที่มีความสัมพันธ์กับปริมาณฝนและคำนวณค่าตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลอง จากนั้นผู้วิจัยได้ทำการทดสอบแบบจำลองโดยใช้ข้อมูลฝนที่วัดได้จากสถานีวัดภาคพื้นดินจำนวน 39 สถานี ซึ่งแบ่งเป็น 11 บริเวณ จากการเปรียบเทียบค่าปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวที่คำนวณได้จากแบบจำลองกับค่าที่ได้จากการวัด พบว่าปริมาณฝนที่ได้มีค่าใกล้เคียงกัน ซึ่งในกรณีของปริมาณฝนรายเดือนมีค่า RMSD และ MBD เท่ากับ 40.7% และ 29.2% ตามลำดับ และในกรณีของปริมาณฝนรวมรายปี มีค่า RMSD และ MBD เท่ากับ 8.2% และ 5.0% ตามลำดับ ผู้วิจัยได้นำแบบจำลองที่ได้ไปใช้คำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศ และนำผลที่ได้มาจัดแสดงในรูปของแผนที่ปริมาณฝนรายเดือนและแผนที่ปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาว

จากแผนที่ปริมาณฝนของแต่ละเดือนที่ได้จากแบบจำลองพบว่า การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนในประเทศไทยได้รับอิทธิพลที่สำคัญจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เมื่อพิจารณาจากแผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยทั้งปีพบว่าพื้นที่ที่มีปริมาณฝนสูงสุดอยู่ในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคใต้โดยเฉพาะในบริเวณชายฝั่ง เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมดังกล่าวมากกว่าภาคอื่นๆ โดยจะมีปริมาณฝนมากกว่า 1,800 มิลลิเมตรต่อปี ภาคเหนือและภาคกลางมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 800-1,100 มิลลิเมตรต่อปี ภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 1,100-1,400 มิลลิเมตรต่อปี

นอกจากนี้ผู้วิจัยยังได้ทำการเปรียบเทียบลักษณะการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนในรอบปีของประเทศไทยระหว่างปริมาณฝนที่คำนวณได้จากแบบจำลองที่พัฒนาขึ้นกับปริมาณฝนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินที่ตำแหน่งสถานีวัดต่าง ๆ จำนวน 103 สถานี ครอบคลุมช่วงระยะเวลา 5 ปี ซึ่งผลที่ได้พบว่าส่วนใหญ่มีความสอดคล้องกัน อย่างไรก็ตามผลการคำนวณยังคงมีความผิดพลาดสำหรับในบริเวณบางส่วนของภาคใต้ ในจังหวัดพังงาและบางส่วนของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ โดยเฉพาะที่อำเภอคลองใหญ่ จังหวัดตราด จังหวัดจันทบุรี ซึ่งผลที่ได้จากแบบจำลองจะให้ค่าปริมาณฝนต่ำกว่าข้อมูล

วัดภาคพื้นดิน ทั้งนี้อาจมีสาเหตุมาจากการเกิดของฝนในบริเวณดังกล่าวมีลักษณะเฉพาะ จาก การศึกษานี้สามารถนำผลที่ได้ไปใช้ในการวางแผนและพัฒนาการใช้ประโยชน์จากทรัพยากรน้ำ และควบคุมการเกิดอุทกภัยของประเทศไทยอย่างกว้างขวางต่อไป

บรรณานุกรม

- Adler, R.F., and Mack R.A., 1984: Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. **J. Clim. Appl. Meteorol.**, 23, 280-296.
- Arkin, P.A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulation during GATE over the B-scale array. **Mon. Wea. Rev.**, 106, 1153-1171.
- Barret, E. C. and D.W. Martin, 1981: **The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring**. Academic Press: London, 340 pp.
- Barret, E.C. and M.J. Beaumont, 1994: Satellite rainfall monitoring: an overview. **Remote Sensing Review.**, 11, 23–48.
- Cheng, M., Brown R., Collier C.G., 1993: Delineation of precipitation areas using METEOSAT infrared and visible data in the region of the United Kingdom. **J. Appl. Meteorol.**, 30, 884-898.
- Griffith, C.G., Woodley W.L., Grube P.G., Martin D.W., Stout J., Sikder D.N., 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery- visible and infrared studies. **Mon Wea. Rev.**, 106, 1153-1171.
- Guillot, B., 1995: Satellite et précipitations. Contraintes techniques et physiques, Analyse de quelques méthodes, problèmes de recherche et validation. **Veille Clim. Satel.**, 55(11), 27 - 58.
- Herman, A., V.B. Kumar, P.A. Arkin and J.V. Kousky, 1997: Objectively determined 10-day African rainfall estimates created for famine early warning systems. **Int. J. Rem. Sens.**, 18, 2147-2159.
- Iguchi T, Kozu T., Meneghini R., Awaka J., Pkamoto K., 2000: Rain-profiling algorithm for the Tramm precipitation rader. **J. Appl. Meteorol.**, 39, 2038-2052.
- Kidder, S. Q. and T. H. Vonder Haar, 1995: **Satellite Meteorology**, An Introduction, Academic Press: San Diego, 466 pp.
- Levizzani V., Amovati R., 2002: A review of satellite-based rainfall estimation methods. **Technical Report**, Institute of Atmospheric Science and Climate, Bologna; Italy.

- Levizzani V., Schmetz J., Lutz H.J., Kerkmann J., Alberoni P., Cervino M., 2001: Precipitation estimation from geostationary orbit and prospects for METEOSAT Second Generation. **Meteorol. Appl.**, 8, 5-17.
- Mohammedberhan N., 1998: Satellite based rainfall estimation over Eritrea, **M.S. thesis**, The University of Reading.
- Morland J., D. Grimes, G. Dugdale and T. Hewison, 1997: The effect of the land surface on microwave rainfall estimates. in **Proceedings of the 23rd Annual Conference and Exhibition of the Remote Sensing Society, Reading**, pp 493-498.
- Nunez M., Kirkpatrick J.B., Nilsson C., 1996: Rainfall estimation in south-west Tasmania using satellite images and photosociological calibration. **Int. J. Remote Sensing**, 17(8), 1583-1600.
- Pidwirny M., 2006: Cloud Formation Processes, **Fundamentals of Physical Geography**, 2nd Edition, Available on <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8e.html>.
- Smith E.A., Mugnai A., cooper H.J. Tripoli G.J. Xiang X., 1992: Foundations for statistical-physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements. Part 1: Brightness-temperature properties of a time-dependent cloud-radiation model. **J. Appl. Meteorol.**, 31, 506-531.
- Spencer R.W., H.M. Goodman and R.E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with SSMI: Identification and characteristics of the scattering signal, **J. Atmos. And Oceanic Tech.**, 6, 254-273.
- Todd M.C., barrett M., Beaumont M.J., Bellerby I.J., 1999: Estimation of daily rainfall over the upper Nile river basin using a continuously calibrated satellite infrared technique. **Meteorol. Appl.**, 6, 201-210.
- Turpeinen O. M., A. Abidi, and W. Belhouane, 1987: Determination of rainfall with the ESOC precipitation index. **Mon. Wea. Rev.**, 115, 2699-2706.
- กীরติ ลีวัจนกุล. 2539: **วิศวกรรมชลศาสตร์**. ภาควิชาวิศวกรรมโยธา กลุ่มคณะวิศวกรรมศาสตร์และเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยรังสิต.
- ณรงค์ ปิยะพันธ์. 2533: **อุตุนิยมวิทยาดาวเทียม**. กรมอุตุนิยมวิทยา. เอกสารวิชาการ. 57น.
- นำพวัลย์ กิจรักษ์กุล, 2549, **ภูมิอากาศของประเทศไทย**, พิมพ์ครั้งที่ 1, โรงพิมพ์มหาวิทยาลัยศิลปากร: นครปฐม.

มณฑล จิตเอื้ออารีกุล, 2547, การประมาณปริมาณฝนด้วยดาวเทียมสำหรับกรุงเทพมหานคร
ในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ, วิทยานิพนธ์ปริญญาโท. มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์,
กรุงเทพมหานคร

วิรัช มณีสาร, เรือโท. ลักษณะภูมิประเทศและลักษณะอากาศตามฤดูกาลของภาคต่าง ๆ ในประเทศ
ไทย. เอกสารวิชาการเลขที่ 551.582-02-2538, ISBN : 974-7567-25-3, กันยายน 2538.

ภาคผนวก
ตารางสอบเทียบข้อมูลดาวเทียม

ตารางที่ A.1.1 ตารางแปลงข้อมูล gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่าง

Count	Albedo								
0	0.003	26	0.013	52	0.047	78	0.103	104	0.180
1	0.003	27	0.015	53	0.049	79	0.106	105	0.183
2	0.003	28	0.016	54	0.051	80	0.108	106	0.188
3	0.003	29	0.017	55	0.053	81	0.111	107	0.191
4	0.003	30	0.018	56	0.055	82	0.113	108	0.194
5	0.003	31	0.019	57	0.056	83	0.117	109	0.198
6	0.003	32	0.020	58	0.058	84	0.119	110	0.202
7	0.003	33	0.021	59	0.060	85	0.122	111	0.205
8	0.003	34	0.022	60	0.062	86	0.124	112	0.209
9	0.004	35	0.023	61	0.064	87	0.127	113	0.212
10	0.004	36	0.024	62	0.067	88	0.130	114	0.216
11	0.004	37	0.025	63	0.069	89	0.134	115	0.220
12	0.005	38	0.026	64	0.070	90	0.136	116	0.224
13	0.005	39	0.027	65	0.072	91	0.139	117	0.227
14	0.005	40	0.029	66	0.074	92	0.142	118	0.231
15	0.006	41	0.030	67	0.077	93	0.145	119	0.236
16	0.006	42	0.032	68	0.079	94	0.148	120	0.239
17	0.007	43	0.034	69	0.081	95	0.152	121	0.243
18	0.008	44	0.035	70	0.084	96	0.155	122	0.247
19	0.008	45	0.036	71	0.086	97	0.158	123	0.252
20	0.009	46	0.038	72	0.088	98	0.161	124	0.255
21	0.009	47	0.039	73	0.091	99	0.164	125	0.259
22	0.010	48	0.041	74	0.093	100	0.168	126	0.263
23	0.011	49	0.042	75	0.095	101	0.171	127	0.267
24	0.012	50	0.044	76	0.097	102	0.174	128	0.272
25	0.012	51	0.045	77	0.101	103	0.177	129	0.276

ตารางที่ A.1.1 ตารางแปลงข้อมูล gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่าง (ต่อ)

Count	Kelvin								
130	0.280	156	0.401	182	0.545	208	0.711	234	0.898
131	0.284	157	0.407	183	0.551	209	0.717	235	0.905
132	0.289	158	0.412	184	0.556	210	0.723	236	0.912
133	0.293	159	0.417	185	0.563	211	0.731	237	0.920
134	0.297	160	0.423	186	0.569	212	0.737	238	0.928
135	0.301	161	0.427	187	0.575	213	0.745	239	0.936
136	0.306	162	0.432	188	0.581	214	0.751	240	0.943
137	0.311	163	0.437	189	0.587	215	0.758	241	0.952
138	0.315	164	0.443	190	0.594	216	0.766	242	0.959
139	0.320	165	0.448	191	0.600	217	0.772	243	0.967
140	0.324	166	0.454	192	0.605	218	0.780	244	0.975
141	0.329	167	0.460	193	0.612	219	0.787	245	0.983
142	0.333	168	0.465	194	0.618	220	0.793	246	0.991
143	0.338	169	0.470	195	0.624	221	0.801	247	0.998
144	0.343	170	0.476	196	0.631	222	0.808	248	1.007
145	0.347	171	0.481	197	0.637	223	0.816	249	1.015
146	0.352	172	0.487	198	0.644	224	0.822	250	1.023
147	0.357	173	0.493	199	0.650	225	0.830	251	1.031
148	0.362	174	0.498	200	0.656	226	0.837	252	1.040
149	0.366	175	0.504	201	0.664	227	0.844	253	1.047
150	0.372	176	0.510	202	0.670	228	0.852	254	1.056
151	0.377	177	0.515	203	0.677	229	0.859	255	1.064
152	0.381	178	0.521	204	0.683	230	0.867		
153	0.386	179	0.527	205	0.690	231	0.874		
154	0.392	180	0.533	206	0.697	232	0.882		
155	0.396	181	0.538	207	0.703	233	0.890		

ตารางที่ A1.2 ตารางแปลงข้อมูล gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณอินฟราเรด

Count	Kelvin								
0	327.73	26	318.94	52	309.54	78	299.41	104	288.31
1	327.40	27	318.59	53	309.17	79	299.00	105	287.86
2	327.07	28	318.24	54	308.79	80	298.59	106	287.40
3	326.74	29	317.88	55	308.42	81	298.18	107	286.95
4	326.41	30	317.53	56	308.04	82	297.77	108	286.49
5	326.08	31	317.18	57	307.66	83	297.36	109	286.04
6	325.75	32	316.83	58	307.28	84	296.94	110	285.58
7	325.41	33	316.47	59	306.90	85	296.52	111	285.11
8	325.08	34	316.12	60	306.51	86	296.11	112	284.65
9	324.74	35	315.76	61	306.13	87	295.69	113	284.18
10	324.41	36	315.40	62	305.74	88	295.27	114	283.71
11	324.07	37	315.04	63	305.36	89	294.84	115	283.24
12	323.74	38	314.68	64	304.97	90	294.42	116	282.77
13	323.40	39	314.32	65	304.58	91	293.99	117	282.30
14	323.06	40	313.96	66	304.19	92	293.57	118	281.82
15	322.72	41	313.60	67	303.80	93	293.14	119	281.34
16	322.38	42	313.24	68	303.41	94	292.71	120	280.86
17	322.04	43	312.87	69	303.01	95	292.28	121	280.37
18	321.70	44	312.51	70	302.62	96	291.84	122	279.89
19	321.36	45	312.14	71	302.22	97	291.41	123	279.40
20	321.01	46	311.77	72	301.82	98	290.97	124	278.91
21	320.67	47	311.40	73	301.42	99	290.53	125	278.41
22	320.32	48	311.03	74	301.02	100	290.09	126	277.92
23	319.98	49	310.66	75	300.62	101	289.65	127	277.42
24	319.63	50	310.29	76	300.22	102	289.20	128	276.92
25	319.28	51	309.92	77	299.81	103	288.75	129	276.41

ตารางที่ A1.2 ตารางแปลงข้อมูล gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณอินฟราเรด (ต่อ)

Count	Kelvin								
130	275.90	156	261.62	182	244.33	208	221.15	234	177.64
131	275.39	157	261.03	183	243.58	209	220.05	235	174.40
132	274.88	158	260.42	184	242.82	210	218.92	236	170.77
133	274.37	159	259.81	185	242.05	211	217.78	237	166.62
134	273.85	160	259.20	186	241.27	212	216.60	238	161.75
135	273.33	161	258.58	187	240.48	213	215.40	239	155.73
136	272.80	162	257.96	188	239.68	214	214.70	240	147.65
137	272.28	163	257.33	189	238.87	215	212.91	241	134.19
138	271.75	164	256.70	190	238.06	216	211.62	242	130.00
139	271.21	165	256.07	191	237.23	217	210.29	243	130.00
140	270.68	166	255.42	192	236.39	218	208.92	244	130.00
141	270.14	167	254.78	193	235.54	219	207.52	245	130.00
142	269.60	168	254.12	194	234.68	220	206.07	246	130.00
143	269.05	169	253.47	195	233.81	221	204.57	247	130.00
144	268.50	170	252.80	196	232.93	222	203.02	248	130.00
145	267.95	171	252.13	197	232.03	223	201.42	249	130.00
146	267.39	172	251.46	198	231.12	224	199.76	250	130.00
147	266.83	173	250.77	199	230.20	225	198.03	251	130.00
148	266.27	174	250.08	200	229.26	226	196.22	252	130.00
149	265.70	175	249.39	201	228.30	227	194.33	253	130.00
150	265.13	176	248.69	202	227.33	228	192.35	254	130.00
151	264.56	177	247.98	203	226.35	229	190.26	255	130.00
152	263.98	178	247.26	204	225.35	230	188.05		
153	263.40	179	246.54	205	224.33	231	185.70		
154	262.81	180	245.81	206	223.29	232	183.18		
155	262.22	181	245.08	207	222.23	233	180.47		

ประวัติผู้วิจัย

ชื่อ	นางสาวเพ็ญพร นิ่มนวล
ที่อยู่	134 ม.1 ต.คอนคั้ง อ.ดำเนินสะดวก จังหวัดราชบุรี 70130
ประวัติการศึกษา	
พ.ศ. 2545	จบการศึกษาระดับมัธยมศึกษาปีที่ 6 โรงเรียนพระปฐมวิทยาลัย อำเภอเมือง จังหวัดนครปฐม
พ.ศ. 2549	จบการศึกษาระดับปริญญาวิทยาศาสตรบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม
พ.ศ. 2550	เข้าศึกษาต่อระดับปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์ บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร