การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างฝนกับตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาและภูมิศาสตร์ ตามแนวที่พายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวผ่าน : กรณีศึกษาพายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย

ปริญญานิพนธ์
ของ
ศรัณยา พงศ์ประยูร

เสนอต่อบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ เพื่อเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา
ตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต วิชาเอกภูมิศาสตร์
พฤษภาคม 2545
ลิขสิทธิ์เป็นของ มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ

ว.ว.ส.ม.
ร.๔๒๓ก
ร.๑

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างฝนกับตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาและภูมิศาสตร์ ตามแนวที่พายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวผ่าน : กรณีศึกษาพายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย

บทคัดย่อ

ของ

ศรัณยา พงศ์ประยูร

2 3 มิ.ย. 2545

เสนอต่อบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ เพื่อเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา
ตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต วิชาเอกภูมิศาสตร์
พฤษภาคม 2545

ม.๑๔๘๓๒

ศรัณยา พงศ์ประยูร. (2545). *การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างฝนกับตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยา และภูมิศาสตร์ตามแนวที่พายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวผ่าน : กรณีศึกษาพายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย*. ปริญญานิพนธ์ วท.ม.(ภูมิศาสตร์). กรุงเทพฯ : บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ.คณะกรรมการควบคุม : ศาสตราจารย์ ดร.ประเสริฐ วิทยารัฐ, ดร. ดุษฎี ศุขวัฒน์, ผศ.สุรภี อิงคากุล.

ในการศึกษาครั้งนี้มีจุดมุ่งหมายเพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างฝนกับตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยา และ ภูมิศาสตร์ตามแนวที่พายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวผ่าน ตัวแปรที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ ได้แก่ ความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน, ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน, ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล, ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ โดยศึกษาทุกภาคของประเทศไทยยกเว้นภาคใต้ จากข้อมูลพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย ตั้งแต่ปี 2526-2542 จำนวน 14 ลูก

ผลการศึกษาสรุปได้ดังนี้

1. ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน มีความสัมพันธ์กับปริมาณฝน อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ.05

2. ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน มีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญกับปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน แสดงว่าความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน เป็นตัวแปรที่ไม่สามารถอธิบาย ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุน เขตร้อนได้

3. ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล มีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติ กับปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน แสดงว่าระยะทางจากทะเล เป็นตัวแปรที่ไม่มีความสัมพันธ์อย่างชัดเจนกับ ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน

4 .ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ มีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ กับปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน แสดงว่าความสูงของสถานีตรวจอากาศ เป็นตัวแปรที่ไม่มีความสัมพันธ์อย่างชัดเจนกับปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน

5. พิจารณาจากสหสัมพันธ์พหุคูณ พบว่าตัวแปร ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน และระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล ช่วยสนับสนุนกันในการเป็นตัวพยากรณ์ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน เนื่องจากเมื่อพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนห่างไกลมาจากทะเลที่เป็นแหล่งกำเนิดไอน้ำ ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อนจะลดลง ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุก็จะลดลงไปด้วย

A STUDY ON RELATIONSHIPS BETWEEN RAINFALL AND GEOGRAPHICAL FACTORS ALONG TROPICAL CYCLONE TRACKS : A CASE STUDY OF TROPICAL CYCLONES IN THAILAND

AN ABSTRACT

BY

SARANYA PONGPRAYOON

Presented in partial fulfillment of the requirements

for the Master of Science degree in Geography

at Srinakarinwirot University

May 2002

Saranya Pongprayoon.(2002). *A Study on Relationships between Rainfall and Meteorological and Geographical Factors along Tropical Cyclones Tracks: A Case Study of Tropical Cyclones in Thailand.*

The purpose of this research is to study the relationships between rainfall and meteorological and geographical factors. The variables in the study were the maximum wind speed of tropical cyclones, movement Speed of tropical cyclones, distance from the sea and the elevation of meteorological stations. The study area covered all part of Thailand except the southern part of the country. The Meteorological data of the cyclones were collected by the Meteorological Department from 1983-1999.

The results of this research were :

1.The maximum wind speed of tropical cyclones showed statistical significant with amount of rainfall at .05 level

2. Movement speed of tropical cyclones showed no significant correlation with amount of rainfall indicating that movement speed of tropical cyclones could not explain rainfall from tropical cyclones.

3. Distance from the sea of the tropical cyclones showed no statistical significant correlation with rainfall indicating distance from the sea could not explain amount of rain from tropical cyclones

4. The elevation of the meteorological stations showed no statistical significant correlation with rainfall indicating the elevation of meteorological stations could not explain amount of rain from tropical cyclones

5. Consideration from multiple regession the maximum wind speed in the center of tropical cyclones and distance from the sea could predict the amount of rain The main reason was as the tropical cyclone move away from the sea , maximum wind speed of tropical cyclones will decrease so that the amount of rain also decrease .

ปริญญานิพนธ์
เรื่อง

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างฝนกับตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาและภูมิศาสตร์ตามแนวที่พายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวผ่าน : กรณีศึกษาพายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย

ของ
นางสาวศรัณยา พงศ์ประยูร

ได้รับอนุมัติจากบัณฑิตวิทยาลัยให้นับเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตร
ปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต วิชาเอกภูมิศาสตร์
ของมหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ

..... คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย
(รองศาสตราจารย์ ดร. นภาภรณ์ หะวานนท์)
วันที่...8...เดือน...พฤศจิกายน...พ.ศ.2545

คณะกรรมการสอบปริญญานิพนธ์

..... ประธาน
(ศาสตราจารย์ ดร.ประเสริฐ วิทยารัฐ)

..... กรรมการ
(อาจารย์ ดร. ดุษฎี ศุขวัฒน์)

..... กรรมการ
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ สุรภี อิงคากุล)

..... กรรมการที่แต่งตั้งเพิ่มเติม
(อาจารย์สิริพร เกรียงไกรเพชร)

..... กรรมการที่แต่งตั้งเพิ่มเติม
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ น้อม งามนิสัย)

ประกาศคุณูปการ

ปริญญานิพนธ์ฉบับนี้สำเร็จลงได้ด้วยความกรุณาและเมตตาอย่างสูงจาก ศาสตราจารย์ ดร.ประเสริฐ วิทยารัฐ, ดร.ดุษฎี ศุขวัฒน์, ผศ.สุรภี อิงคากุล ประธานและกรรมการควบคุมปริญญานิพนธ์ ที่ได้สละเวลาเป็นอย่างมากในการให้ความรู้ ให้คำปรึกษาแนะนำ ตลอดจนแก้ไขข้อบกพร่องต่าง ๆ พร้อมทั้งให้กำลังใจและข้อคิดที่เป็นประโยชน์ต่องานวิจัยอย่างดียิ่ง ผู้เขียนจึงขอกราบขอบพระคุณเป็นอย่างสูงมา ณ โอกาสนี้ ขอกราบขอบพระคุณ ผศ.น้อม งามนิสัย และอาจารย์สิริพร เกรียงไกรเพชร ที่กรุณาเป็นกรรมการสอบปริญญานิพนธ์

ขอกราบขอบพระคุณ ผศ.น้อม งามนิสัย, อาจารย์เศวตฉัตร ศรีสุรัตน์ ที่ช่วยแนะนำในการทำแผนที่ที่ช่วยทำให้งานวิจัยสำเร็จได้ด้วยดี ขอกราบขอบพระคุณคณาจารย์ในภาควิชาภูมิศาสตร์ที่ประสิทธิ์ประสาทวิชาแก่ผู้วิจัย ขอขอบคุณพี่ ๆ ที่กรมอุตุนิยมวิทยาที่ช่วยเหลือในด้านข้อมูลและให้คำแนะนำ ขอขอบคุณเพื่อนๆ วทม รุ่นที่1 ทุกคนที่ช่วยเป็นกำลังใจ และให้คำปรึกษาด้วยดีตลอดมา และทุก ๆ ท่านที่ไม่ได้กล่าวไว้ ณ ที่นี้ ที่มีส่วนช่วยเหลือให้ปริญญานิพนธ์ฉบับนี้บรรลุความสำเร็จเรียบร้อยด้วยดีทุกประการ

ขอกราบขอบพระคุณและน้อมระลึกถึงพระคุณของ คุณยายมาณี อายุการ, คุณชูจิตร พงศ์ประยูร, คุณวันเพ็ญ พงศ์ประยูร คุณพ่อ คุณแม่และญาติพี่น้องทุกท่านที่คอยเอาใจใส่และ สนับสนุนช่วยเหลือ ด้านกำลังใจ กำลังความคิด กำลังทรัพย์ และให้ความอบอุ่นแก่ผู้เขียนด้วยดีเสมอมา

ท้ายสุดนี้คุณค่าของงานวิจัยในครั้งนี้ ขอมอบแก่บุพการี และบูรพคณาจารย์ทุกท่านที่อยู่เบื้องหลังการวางรากฐานการศึกษาให้แก่ผู้วิจัย ตั้งแต่อดีตจนถึงปัจจุบัน

ศรัณยา พงศ์ประยูร

สารบัญ

บทที่		หน้า
1	บทนำ	1
	ภูมิหลัง	1
	จุดมุ่งหมายในการศึกษาค้นคว้า	3
	ความสำคัญของการศึกษา	3
	ขอบเขตในการศึกษา	3
	ข้อตกลงในการศึกษา	4
	นิยามศัพท์เฉพาะ	4
	สมมุติฐานที่ใช้ในการศึกษา	5
2	ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	6
	นิยามของพายุหมุนเขตร้อน	6
	ทฤษฎีความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุด รอบศูนย์กลางพายุ	12
	ทฤษฎีความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อน ตัวของพายุหมุน	14
	ทฤษฎีความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระยะจากศูนย์กลาง พายุถึงทะเล	16
	ทฤษฎีความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระดับความสูงของ สถานีตรวจอากาศ	18
3	วิธีดำเนินการศึกษา	22
	ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา	22
	วิธีการรวบรวมข้อมูล	23
	สถิติที่ใช้ในการวิเคราะห์ข้อมูล	24
4	ผลการวิเคราะห์ข้อมูล	29
5	อภิปรายผล สรุปผล และข้อเสนอแนะ	66
	สังเขปความมุ่งหมาย สมมุติฐาน และวิธีดำเนินการวิจัย	67
	อภิปรายผล	67
	สรุปผลการศึกษาค้นคว้า	73
	ข้อบกพร่องในการศึกษาครั้งนี้	73
	ข้อเสนอแนะ	74

สารบัญ (ต่อ)

บทที่ หน้า

บรรณานุกรม..... 75

ภาคผนวก..... 80

ประวัติย่อผู้วิจัย..... 92

บัญชีตาราง

ตาราง หน้า

2.1 จำนวนพายุที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2520-2541 6
3.1 รายละเอียดของพายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษา 26
3.2 สถานีตรวจอากาศที่ใช้ในการศึกษา 28
4.1 รายละเอียดพายุเฮอร์เบิร์ต 31
4.2 รายละเอียดพายุโซนร้อนดิม 33
4.3 รายละเอียดไต้ฝุ่นแอกเนส 35
4.4 รายละเอียดพายุดีเปรสชั่น 9 37
4.5 รายละเอียดพายุไต้ฝุ่นเซซิล 39
4.6 รายละเอียดพายุโซนร้อนจอร์เจีย 41
4.7 รายละเอียดไต้ฝุ่นเฟรด 43
4.8 รายละเอียดพายุดีเปรสชั่น 1 45
4.9 รายละเอียดไต้ฝุ่นแองเจลา 47
4.10 รายละเอียดไต้ฝุ่นคอลลีน 49
4.11 รายละเอียดพายุโซนร้อนวิโนนา 51
4.12 รายละเอียดพายุโซนร้อนเอมี่ 53
4.13 รายละเอียดพายุดีเปรสชั่น 8 55
4.14 รายละเอียดพายุโซนร้อนฟริทซ์ 57
4.15 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุด
รอบศูนย์กลางพายุ 59
4.16 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อน
ตัวของพายุหมุน 60
4.17 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระยะจากศูนย์กลาง
พายุถึงทะเล 61
4.18 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระดับความสูงของ
สถานีตรวจอากาศ 63
4.19 แสดงค่าถดถอยพหุคูณ ระหว่าง ปริมาณฝน กับความเร็ว 64
ลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน, ความเร็วในการ
เคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน, ระยะจากศูนย์กลาง
พายุถึงทะเล, ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

บัญชีภาพประกอบ

ภาพประกอบ หน้า

2.1 แหล่งกำเนิดพายุหมุนเขตร้อน..... 7
2.2 การก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อน..... 10
2.3 การพัฒนาตัวของพายุหมุนเขตร้อน..... 11
2.4 ภาพถ่ายดาวเทียมแสดงการพัฒนาตัวของพายุหมุนเขตร้อน..... 11
2.5 เส้นชั้นน้ำฝนแสดงถึงบริเวณที่ฝนตกมาก..... 19
2.6 เส้นชั้นน้ำฝนในช่วงที่ไม่มีพายุพัดผ่าน..... 19
3.1 แผนที่แสดงตำแหน่งของสถานีตรวจอากาศ..... 27
4.1 พายุเฮอร์เบิร์ต..... 30
4.2 พายุโซนร้อนดิม..... 32
4.3 ไต้ฝุ่นแอกเนส..... 34
4.4 พายุดีเปรสชั่น 9..... 36
4.5 พายุไต้ฝุ่นเซซิล..... 38
4.6 พายุโซนร้อนจอร์เจีย..... 40
4.7 ไต้ฝุ่นเฟรด..... 42
4.8 พายุดีเปรสชั่น 1..... 44
4.9 ไต้ฝุ่นแองเจลา..... 46
4.10 ไต้ฝุ่นคอลลีน..... 48
4.11 พายุโซนร้อนวิโนนา..... 50
4.12 พายุโซนร้อนเอมี่..... 52
4.13 พายุดีเปรสชั่น 8..... 54
4.14 พายุโซนร้อนฟริทช์ 56
4.15 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุด
รอบศูนย์กลางพายุ..... 59
4.16 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อน
ตัวของพายุหมุน..... 60

บัญชีภาพประกอบ (ต่อ)

ภาพประกอบ หน้า

4.17 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระยะจากศูนย์กลาง
พายุถึงทะเล..... 62
4.18 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระดับความสูงของ
สถานีตรวจอากาศ..... 63
4.19 แสดงภาพการหมุนของพายุหมุนเขตร้อน ในซีกโลกเหนือ..... 72

บทที่ 1
บทนำ

ภูมิหลัง

"น้ำ" เป็นทรัพยากรธรรมชาติที่มีความสำคัญต่อการดำรงชีวิต นอกจากจะใช้น้ำในการอุปโภค บริโภค และการเกษตรแล้ว น้ำยังมีประโยชน์ในด้านพลังงานและการชลประทานอีกด้วย โดยเฉพาะประเทศที่เป็นประเทศเกษตรกรรมอย่างประเทศไทย ซึ่งรายได้หลักของประเทศได้มาจากผลผลิตทางด้านการเกษตร อีกทั้งรัฐบาลมีนโยบายสนับสนุนการพัฒนาด้านอุตสาหกรรมทำให้มีการใช้ทรัพยากรน้ำเพิ่มมากขึ้นอย่างมากมายเป็นเงาตามตัว

น้ำที่ใช้กันอยู่ทุกวันนี้ได้จากฝนที่ตกลงมาเป็นประจำทุกปี ซึ่งเป็นไปตามธรรมชาติ อยู่นอกเหนือการควบคุมของมนุษย์ ในบางปีอาจมีฝนตกมากเกินความต้องการ เป็นผลทำให้เกิดน้ำท่วม หรือบางปีอาจมีฝนตกน้อยมาก ทำให้เกิดภาวะแห้งแล้ง ทั้งนี้ทั้งนั้นก็ขึ้นอยู่กับปัจจัยที่ทำให้เกิดฝน ซึ่งก็มีอยู่ด้วยกันหลายปัจจัย พายุหมุนเขตร้อนก็เป็นปัจจัยหนึ่งที่ทำให้เกิดฝนตกในประเทศไทย พายุหมุนเขตร้อนจะมีหย่อมความกดอากาศต่ำมากที่บริเวณศูนย์กลาง จึงมีเมฆชั้นต่ำก่อตัวในแนวดิ่งหนาแน่นโดยรอบ เมื่อพายุนี้เคลื่อนที่ผ่านไปที่ใดจะทำให้ที่นั่นมีฝนตกหนักหรือหนักมากติดต่อกันหลายวัน โดยมาร์ค (Mark) กล่าวว่าพายุหมุนเขตร้อนเป็นปรากฏการณ์ธรรมชาติที่ปกคลุมพื้นที่กว้างหลายร้อยตารางกิโลเมตร จึงก่อให้เกิดผลกระทบเป็นบริเวณกว้าง พายุหมุนเขตร้อนทำให้เกิดฝนตก ในบริเวณพื้นที่หลายร้อยตารางกิโลเมตรจากอิทธิพลแรงลมพายุที่พัดผ่านซึ่งเป็นผลให้เกิดน้ำท่วมอย่างฉับพลัน ในระยะสิบปีที่ผ่านมาเป็นสาเหตุส่วนใหญ่ของ การตายและสูญเสียทรัพย์สินอันเกิดจากน้ำท่วม ซึ่งเป็นผลมาจากปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน (Frank D. Marks. 1998)

โดยพายุหมุนเขตร้อนมักจะก่อตัวในมหาสมุทรเขตโซนร้อนเนื่องจากน้ำทะเลมีอุณหภูมิสูงและมีการระเหยของน้ำในทะเลมาก ทำให้อุณหภูมิอากาศเพิ่มสูงขึ้นกลายเป็นหย่อมความกดอากาศต่ำ อากาศภายนอกที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจะเคลื่อนตัวเข้ามาแทนที่ ทำให้เกิดระบบการหมุนเวียนของลมเข้าหาศูนย์กลางในขณะที่พายุกำลัง ก่อตัว .ซึ่งเป็นการสะสมความร้อนและความชื้น ในเรื่องการสะสมพลังงานของพายุหมุนนี้ สมาน วันชูเพลา กล่าวว่า พายุหมุนเขตร้อนถือว่าเป็นเครื่องยนต์พลังงานความร้อนชนิดหนึ่งโดยทำหน้าที่เปลี่ยนพลังงานความร้อนซึ่งเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำให้กลายเป็นพลังงานจลน์ ทำให้อากาศเกิดการหมุนเวียนขึ้น ถ้าพิจารณาจากความเร็วของพายุหมุนและบริเวณที่พายุปกคลุมแล้วจะเห็นได้ว่าพลังงานความร้อนที่ใช้ไป ในการทำให้เกิดพายุโซนร้อนจะต้องมีค่ามหาศาล โดยพลังงานดังกล่าวนี้ได้แก่ อากาศร้อนชื้น มีไอน้ำมาก อีกทั้งอากาศบริเวณนี้จะต้องมีภาวะไม่ทรงตัว (สมาน วันชูเพลา. 2534 : 72)

เมื่อพายุมีการสะสมพลังงานมาก ความเสียหายที่เกิดขึ้นก็มากตามด้วย โดยความเสียหายที่เกิดขึ้นเนื่องจากพายุจะแปรผันไปตามความแรงของพายุ เมื่อพายุมีกำลังแรงในชั้นดีเปรสชั่นความเสียหายส่วนใหญ่จะเกิดขึ้นเนื่องจากฝนตกหนักและอุทกภัยที่เกิดขึ้นตามมา เมื่อพายุมีกำลังแรงขึ้นเป็นพายุโซนร้อนหรือไต้ฝุ่นจะมีความเสียหายเพิ่มขึ้นอีกมาก ดังเช่น ที่เคยเกิดขึ้นในอดีต เมื่อ พ.ศ.2513 ที่ประเทศบังคลาเทศ ในครั้งนั้น

พายุไซโคลนในมหาสมุทรอินเดียมีความรุนแรงมากเคลื่อนตัวผ่านบริเวณ แม่น้ำคงคา และ พรหมบุตร (Ganges-Bramaputra) เมื่อวันที่ 12-13 พฤศจิกายน มีผลกระทบต่อประชากรกว่า 3 ล้านคน ในเนื้อที่ 7,500 ตารางกิโลเมตร มีผู้เสียชีวิตประมาณ 250,000 คน โดยประสบภัยจากพายุ อุทกภัย โรคระบาด และอดตาย ต่อจากนั้น พ.ศ. 2528 เกิดวาตภัยพายุโซนร้อนในอ่าวเบงกอล พัดเข้าสู่บังกลาเทศอีกทำให้มีผู้เสียชีวิต 11,000 คน (สุกิจ เย็นทรวง. 2533 : 10)

ประเทศไทยเป็นประเทศหนึ่งที่ได้รับผลกระทบจากพายุหมุนเขตร้อน เนื่องจากมีทำเลที่ตั้งอยู่ในเขตร้อนระหว่างมหาสมุทรอินเดียทางด้านตะวันตกและมหาสมุทรแปซิฟิกทางด้านตะวันออกซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดพายุหมุนเขตร้อนทั้งสองด้าน ประเทศไทยจึงเป็นประเทศที่มีโอกาสได้รับอิทธิพลจากพายุทั้งทางด้านตะวันตกและตะวันออก สำหรับพายุเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยส่วนใหญ่เป็นพายุดีเปรสชั่น เนื่องจากพายุได้อ่อนกำลังลงแล้วก่อนเคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย ส่วนที่มีกำลังแรงขนาดพายุโซนร้อนหรือไต้ฝุ่นมีโอกาสเคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยน้อยมากจากสถิติในรอบ 48 ปี ที่ผ่านมามีเพียง 11 ครั้งที่มีกำลังแรงเป็นพายุโซนร้อน (ไม่ถึงร้อยละ 10 ของจำนวนพายุทั้งหมดที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย) และในจำนวน 11 ครั้งดังกล่าวมีเพียงครั้งเดียวที่พายุเคลื่อนเข้ามาในขณะมีกำลังแรงเป็นไต้ฝุ่น ได้แก่ไต้ฝุ่นเกย์ ที่เคลื่อนขึ้นฝั่งที่อำเภอประทิว จังหวัดชุมพร เมื่อวันที่ 4 พฤศจิกายน 2532 มีความเร็วลมมากกว่า 111 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ทำให้คลื่นในทะเลสูง 9 เมตร ในรัศมี 50 กิโลเมตร ทำให้เรืออับปางกว่า 600 ลำ คนตายและสูญหายกว่า 700 คน พื้นที่การเกษตรและบ้านเรือนเสียหายอย่างมาก (สุดาพร นิ่มมา. 2535 : 2-3)

ในส่วนของประเทศไทยผลกระทบเนื่องจากพายุมีทั้งประโยชน์และโทษ พายุที่อ่อนกำลังลงเป็นพายุดีเปรสชั่นมีประโยชน์ในแง่ที่ก่อให้เกิดฝนตกปริมาณมากซึ่งช่วยคลี่คลายสภาวะความแห้งแล้ง และสามารถกักเก็บน้ำไว้ใช้ตามแหล่งกักเก็บน้ำต่าง ๆ เพื่อใช้ในช่วงที่มีฝนน้อย ซึ่งเป็นประโยชน์ในการเกษตรกรรมและการอุปโภคและบริโภค ตัวอย่างเช่น ในปี พ.ศ. 2535 ซึ่งเป็นปีที่แล้งจัดในรอบ 40 ปีที่ผ่านมา โดยแล้งจัดในช่วงฤดูร้อนตั้งแต่เดือนมีนาคมไปจนถึงกลางเดือนพฤษภาคม ฝนช่วงนี้เกือบไม่มีรายงานฝนตกในประเทศไทย ทำให้ขาดน้ำกินน้ำใช้มากกว่า 70 จังหวัด (ปราณี ว่องวิทวัส และนงค์นาค อู่ประสิทธิ์วงศ์. 2532 : 18) แต่เมื่อถึงเดือนกันยายนจนถึงเดือนพฤศจิกายน มีพายุเขตร้อนพัดเข้าสู่ประเทศไทย 4 ลูกได้แก่ พายุดีเปรสชั่น, พายุไต้ฝุ่น Colleen และ Angela และ พายุโซนร้อน Forest ทำให้ปัญหาอันเกิดจากการขาดแคลนน้ำในฤดูร้อนคลี่คลายไปในทางที่ดีขึ้น

ส่วนที่เป็นโทษของพายุหมุนเขตร้อน คืออุทกภัยซึ่งมักเกิดจาการที่ฝนตกหนักต่อเนื่องและโรคระบาดที่เกิดตามมาหลังจากเกิดอุทกภัย และเมื่อพายุมีกำลังแรงขนาดพายุโซนร้อนจะมีความเสียหาย เกิดขึ้นอีกจากวาตภัย ตัวอย่าง เช่น พายุเกย์ เคลื่อนที่ผ่านจังหวัดชุมพรทำให้เกิดความเสียหายเป็นมูลค่า 11,686,695,265 บาท ซึ่งทำให้มีผลกระทบทางด้านเศรษฐกิจ การเติบโตทางเศรษฐกิจต้องหยุดชะงักลงเนื่องจากพื้นที่ทางการเกษตรได้รับความเสียหาย

จากที่ได้กล่าวมาแล้วนั้น ทำให้ผู้วิจัยมีความสนใจที่จะศึกษาว่าปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อนผันแปรไปตามตัวแปรใดบ้าง ซึ่งตัวแปรที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้มีด้วยกัน 4 ตัวแปร ได้แก่ ความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุน, ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุหมุน, ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และ ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ ซึ่งตัวแปรเหล่านี้ยังไม่เป็นที่ทราบแน่ชัดว่ามีอิทธิพลต่อปริมาณน้ำฝนในประเทศไทยมากน้อยเพียงใด

จุดมุ่งหมายในการศึกษาค้นคว้า

1. เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน
2. เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อนที่ของศูนย์กลางพายุหมุน เขตร้อน
3. เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระยะศูนย์กลางพายุถึงทะเล
4. เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ
5. เพื่อศึกษาการถดถอยพหุคูณระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ ระยะทางจากสถานีตรวจอากาศถึงทะเล และ ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

ความสำคัญของการศึกษา

1. ทำให้ทราบถึงปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน
2. ทำให้ทราบถึงปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน
3. ทำให้ทราบถึงปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล
4. ทำให้ทราบถึงปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ
5. ผลที่ได้จากการศึกษาค้นคว้าครั้งนี้สามารถนำไปใช้ประโยชน์ในด้านการป้องกันภัยและวิชาการด้านอื่น ๆ ที่เกี่ยวข้อง
6. จากการวิจัยครั้งนี้อาจมีแนวทางหรือข้อคิดเห็นที่จะเป็นประโยชน์ในการศึกษาเกี่ยวกับพายุหมุนเขตร้อน ให้ละเอียดลึกซึ้งต่อไป

ขอบเขตในการศึกษา

1. บริเวณที่ทำการศึกษาคือ บริเวณทุกภาคของประเทศไทยที่มีพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนผ่านยกเว้นภาคใต้ เนื่องจากลักษณะภูมิประเทศของภาคใต้เป็นชายฝั่งเรียวยาวทั้งสองฝั่งของภาคจึงอาจได้รับอิทธิพลของทะเลอันดามันในการเสริมกำลังแรงของพายุ และสถานีตรวจอากาศมีน้อยจึงอาจเป็นอุปสรรคในการศึกษา
2. ศึกษาเฉพาะพายุที่มีศูนย์กลางเคลื่อนเข้ามาในอาณาเขตประเทศไทยโดยตรงเท่านั้น โดยจะใช้ข้อมูลตั้งแต่ พ.ศ.2526 –2542
3. ข้อมูลสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา และใช้ข้อมูลปริมาณฝนทุกสามชั่วโมงของวันที่ศูนย์กลางพายุอยู่ในประเทศไทย
4. พื้นที่ที่วัดปริมาณฝนจะอยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุ เนื่องจากเป็นบริเวณที่น่าจะได้รับ อิทธิพลจากพายุหมุนอย่างแน่นอน

ข้อตกลงในการศึกษา

1. ข้อมูลสถิติปริมาณน้ำฝน, จำนวนพ่ายุหมุนเขตร้อน, ความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุที่ได้จากกรมอุตุนิยมวิทยาถือว่าเป็นข้อมูลที่ถูกต้องและเชื่อถือได้

2. จะศึกษาระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเลโดยพิจารณาจากฝั่งทะเลที่พายุเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย ซึ่งได้แก่ ทะเลจีนใต้

3. ฝนของสถานีที่พายุพัดผ่าน คือ ปริมาณฝนของทุกสถานีหลักที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุน

4. เนื่องจากข้อมูลฝนวัดทุก ๆ 3 ชั่วโมง แต่ข้อมูลความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุวัดทุก ๆ 6 ชั่วโมง ดังนั้นจึงต้องทำการหาตำแหน่งของพายุทุก 3 ชั่วโมง โดยถือว่าแนวการเคลื่อนตัวของพายุเป็นเส้นตรงและความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุคงที่ โดยจะทำการหาค่าเฉลี่ย (mean) ระหว่างตำแหน่ง 2 ตำแหน่ง

5. จากปัญหาตามข้อที่ 6 ทำให้ต้องหาค่าเฉลี่ยของความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุ และความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุด้วย ถึงแม้ว่าข้อมูลที่ได้จากการหาค่าเฉลี่ยนี้จะไม่ใช่ข้อมูลที่วัดโดยกรมอุตุนิยมวิทยาโดยตรง แต่ก็เชื่อถือได้เนื่องจากว่า ความเร็วลมสูงสุดและการเคลื่อนที่ของพายุหมุนในเวลา 3 ชั่วโมงไม่ได้แตกต่างกันมากนัก จึงเชื่อว่าสามารถใช้ข้อมูลจากการหาค่าเฉลี่ยได้

นิยามศัพท์เฉพาะ

ตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยา

หมายถึง ความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุหมุน และความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุน

ตัวแปรทางภูมิศาสตร์

หมายถึง ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

ความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุหมุน

หมายถึง ความเร็วลมสูงสุดของเวลาที่ทำการตรวจวัดพายุ

ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุน

หมายถึง ระยะทางในการเคลื่อนตัวของพายุต่อชั่วโมง หน่วยเป็นกิโลเมตรต่อชั่วโมง

ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

หมายถึง ระยะจากศูนย์กลางตำแหน่งพายุถึงชายฝั่งทะเลจีนใต้

ระดับความสูงของสถานี

หมายถึง ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศจากระดับน้ำทะเล หน่วยเป็นเมตร

ฝนรายสามชั่วโมง

หมายถึง ปริมาณฝนรายสามชั่วโมงที่ทำการตรวจวัด ณ เวลา 01.00, 04.00, 07.00, 10.00, 13.00, 16.00, 19.00 และ 22.00 นาฬิกา

เวลาในการวัดตำแหน่งพายุหมุนเขตร้อน

หมายถึง เวลาที่ทำการจดบันทึกตำแหน่งของพายุหมุนทุก ๆ 6 ชั่วโมง ณ เวลา 01.00, 07.00, 13.00, 19.00 นาฬิกา

ปริมาณฝน

หมายถึง ฝนที่ตกภายในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

สมมุติฐานที่ใช้ในการศึกษา

1.ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

2.ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน

3.ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

4.ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับระดับความสูงของสถานี

5.ตัวแปรความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ,ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ, ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และ ความสูงของสถานีตรวจอากาศน่าจะนำมาสร้างสมการทำนายปริมาณน้ำฝนได้

บทที่2
ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

ในบทนี้จะกล่าวถึงทฤษฎีต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับเรื่องที่จะศึกษา ซึ่งประกอบด้วยคำนิยามเกี่ยวกับพายุหมุนเขตร้อน ทฤษฎีเกี่ยวกับความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุน, ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุน, ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และ ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ โดยรายละเอียดจะจำแนกเป็นหัวข้อดังต่อไปนี้

นิยามของพายุหมุนเขตร้อน

พายุหมุนเขตร้อน คือ หย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรงซึ่งเกิดขึ้นเหนือบริเวณผิวน้ำทะเลที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 26 องศาเซลเซียส เนื่องจากบริเวณนี้จะมีการระเหยของไอน้ำมาก ทำให้อากาศที่เย็นกว่าเข้ามาแทนที่อากาศร้อนที่มีการยกตัวขึ้น เป็นผลทำให้เกิดระบบหมุนเวียนพัดเข้าหาศูนย์กลางตามแรงเฉเนื่องจากการหมุนของโลก ลมจะพัดทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ (หมุนตามเข็มนาฬิกาในซีกโลกใต้) ความเร็วของลมในระบบหมุนเวียนจะทวีกำลังขึ้นตามลำดับ และเคลื่อนตัวออกจากแหล่งกำเนิด เมื่อพิจารณาจากความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางพายุเป็นเกณฑ์ในการเรียกพายุหมุนเขตร้อน จะแบ่งออกตามกรมอุตุนิยมวิทยา ได้ดังนี้

1.ดีเปรสชั่นเขตร้อน (Tropical Depression) ความเร็วของลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลาง ไม่เกิน 33 นอต (61 กิโลเมตร ต่อ ชั่วโมง)

2.พายุหมุนเขตร้อน (Tropical Storm) เป็นพายุที่มีกำลังแรงขึ้น ซึ่งความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลาง 34 ถึง 63 นอต (62 ถึง 117 กิโลเมตร ต่อ ชั่วโมง)

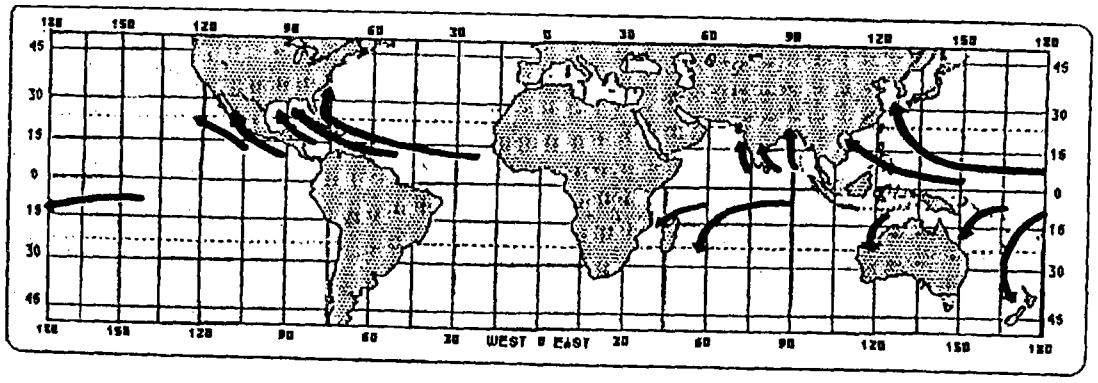
3.ไต้ฝุ่น (Typhoon) เป็นพายุที่มีกำลังแรงจัด ความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางตั้งแต่ 64 นอตขึ้นไป (118 กิโลเมตร ต่อ ชั่วโมง) พายุที่มีความเร็วลมขนาดนี้ที่เกิดในบริเวณทะเลจีนใต้ และ มหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก เรียก ไต้ฝุ่น บริเวณมหาสมุทรอินเดียเรียก ไซโคลน หากเกิดในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออกและมหาสมุทรแอตแลนติก เรียก เฮอริเครน (กรมอุตุนิยมวิทยา. 2542 : 2)

ถิ่นกำเนิดพายุหมุนเขตร้อน

พายุหมุนเขตร้อนนี้จะก่อตัวขึ้นเหนือมหาสมุทร มีแนวเกิดอยู่ระหว่างละติจูด 8-15 องศา ทั้งเหนือและใต้ศูนย์สูตร แต่ไม่เกิดบริเวณใกล้เขตศูนย์สูตร ในเรื่องนี้ ประยูร ดาศรี อธิบายไว้ว่า เนื่องจากบริเวณนี้และมีปริมาณ ไอน้ำสูง เพราะน้ำสามารถเก็บความร้อนต่อหน่วยปริมาตรได้มากที่สุด (1 แคลอรี่ต่อ 1 ลูกบาศก์เซนติเมตร) เมื่อน้ำเก็บความร้อนได้มากก็สามารถปล่อยความร้อนออกมาได้มากในปริมาณที่เท่ากัน จึงทำให้อากาศเหนือบริเวณพื้นน้ำมีอุณหภูมิสูงและมีความชื้นสูงกว่าบริเวณอื่น ขณะเดียวกันอากาศก็ไม่มีเสถียรภาพอยู่ตลอดเวลา จึงเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้เกิดพายุหมุนขึ้น แต่ยังไม่เคยปรากฏว่ามีพายุหมุนเกิดขึ้นที่บริเวณศูนย์สูตร ทั้ง ๆ ที่ในบริเวณนี้ได้รับพลังงานดวงอาทิตย์มาก เนื่องจากว่าบริเวณนี้มีแรงเฉของลมที่เกิดจากการหมุนของโลก (Coriolis) น้อยมาก ในขณะที่บริเวณเขตร้อนเหนือศูนย์สูตรทิศทางของลมถูกบังคับให้เฉไปโดยการหมุนของโลก ซึ่งช่วยให้การหมุนเวียนของลมได้ดีและง่ายขึ้น (ประยูร ดาศรี. 2524 : 56) ซึ่งสอดคล้องกับ เทพพรรณี เสตสุบรรณ ที่กล่าวว่า การที่พายุหมุนไม่ก่อตัวในบริเวณเขตศูนย์สูตรเป็น

เพราะแรงเฉที่เกิดจากการหมุนของโลก (Coriolis) นีน้อยมาก ทำให้ไม่มีกำลังมากพอที่จะทำให้เกิดระบบลมพัดเข้าสู่ศูนย์กลาง (เทพพรรรณี เสตสุบรรณ: 2541 : 27-28)

ดังนั้นจากสาเหตุที่กล่าวมาข้างต้นทำให้พายุหมุนเขตร้อนมีถิ่นกำเนิดที่สำคัญอยู่ 7 แห่ง บริเวณใกล้ศูนย์สูตรแต่ละแห่งอยู่ในมหาสมุทรเขตร้อนและกึ่งเขตร้อน ดังที่แสดงไว้ในภาพประกอบ 2.1



ภาพประกอบ 2.1 แหล่งกำเหนิดของพายุหมุนเขตร้อน (ลูกศรแสดงทิศทางการเคลื่อนตัว)
ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา. กองภูมิอากาศ. (2542). "พายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย : สถิติ พ.ศ.2494-2541"

แหล่งกำเนิดของพายุหมุนเขตร้อนทั้ง 7 แห่ง ได้แก่

1. มหาสมุทรแปซิฟิกเหนือด้านตะวันตก ได้แก่ แถวหมู่เกาะฟิลิปปินส์ ทะเลจีน และเกาะญี่ปุ่น เมื่อพายุมีกำลังแรงสูงสุด เรียกว่า ไต้ฝุ่น
2. มหาสมุทรแอตแลนติกเหนือแถวทะเลแคริบเบียนและอ่าวเม็กซิโก เรียกว่า เฮอร์ริเคน
3. มหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ ฝั่งตะวันตกของประเทศเม็กซิโก เรียกว่า เฮอร์ริเคน
4. มหาสมุทรอินเดียเหนือ อ่าวเบงกอล เรียกว่า ไซโคลน
5. มหาสมุทรอินเดียเหนือ ทะเลอาระเบีย เรียกว่า ไซโคลน
6. มหาสมุทรอินเดียใต้ ตะวันตกของลองจิจูด 90 องศาตะวันออก เรียกว่า ไซโคลน
7. มหาสมุทรอินเดียใต้ ตะวันตกเฉียงเหนือของทวีปออสเตรเลีย เรียกว่า ไซโคลน

ดังที่ได้กล่าวมาแล้วข้างต้น จะเห็นได้ว่าประเทศไทยตั้งอยู่บริเวณใกล้แหล่งที่เกิดของพายุหมุน จึงต้องได้รับอิทธิพลจากพายุหมุนเขตร้อนอย่างหลีกเลี่ยงไม่ได้ ในแต่ละปีจะมีพายุหมุนเขตร้อนพัดเข้าสู่ประเทศไทย ดังจำแนกไว้ในตาราง 2.1

ตาราง 2.1 จำนวนพายุที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย ตั้งแต่ ปี พ ศ 2520-2541

พ.ศ.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	รวม
2520									1		1		2
2521							1	1	2		1		5
2522								1	1				2
2523					1				2		1		4
2524										1			1
2525					1				1				2
2526						1				3	1		5
2527						1				1	1		3
2528									1	2			3
2529									1	1			2
2530								1					1
2531										1			1
2532					1					2	1		4
2533								1		2			3
2534								1		1			2
2535									1	2	1		4
2536							1	1			1	1	4
2537							1		1				2
2538								1					1
2539									1	1	2		4
2540									1		1		2
2541											1	1	2
รวม					3	2	3	7	13	17	12	2	59

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา. กองภูมิอากาศ. (2542). "พายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย : สถิติ พ.ศ.2494-2541" เอกสารวิชาการ : 27

การพัฒนาการของพายุหมุนเขตร้อน

ในปัจจุบันยังไม่มีทฤษฎีแน่นอนที่สามารถอธิบายสาเหตุการเกิดพายุหมุนเขตร้อนจนเป็นที่ยอมรับของทุกฝ่ายได้ แต่พอจะสรุปเป็นลำดับขั้นตั้งแต่การก่อตัวจนกระทั่งสลายตัวดังนี้

1. ภาวะการก่อตัว (Formation Stage)

พายุหมุนเขตร้อนจะก่อตัวและมีกำลังแรงขึ้นได้นั้น จะต้องอาศัยพลังงานทั้งจากภายนอก เช่น การเคลื่อนตัวของมวลอากาศ (กระแสลม) และพลังงานจากภายในพายุเอง เช่น ความร้อนที่เกิดจากการควบแน่นของไอน้ำ นอกจากนั้นยังต้องอาศัยสิ่งแวดล้อมที่เอื้อต่อการเกิดพายุหมุนเขตร้อนด้วย ดังนี้คือ (บุศราศิริ ธนะ. 2537 : 8)

ก. อุณหภูมิที่ผิวน้ำทะเลสูงกว่า 26 องศาเซลเซียส

ข. ความกดอากาศต่ำกว่าปกติ (น้อยกว่า 1,004 เฮดโตปาสคาล)

ค. มีความแปรปรวนของอากาศ (Disturbance) ในเขตร้อนอย่างใดอย่างหนึ่งบริเวณผิวพื้นจึงได้เกิดการยกตัวของกระแสอากาศร้อนในแนวดิ่งตามมา เช่น หย่อมความกดอากาศต่ำ คลื่นกระแสลมฝ่ายตะวันออก (easterly wave)

ง. การเคลื่อนตัวของระบบอากาศที่แปรปรวนเป็นไปอย่างช้าๆ

จ. ลมค่อนข้างอ่อน ในระดับต่าง ๆ จนถึงความสูงประมาณ 10 กิโลเมตร

ฉ. มีลักษณะการไหลเวียนเข้าของลม

ช. ความชื้นสัมพัทธ์สูงในบรรยากาศหลายระดับ จนถึงความสูงประมาณ 10 กิโลเมตร

ด้วยเหตุนี้พายุหมุนเขตร้อนมักจะเกิดในมหาสมุทรเขตโซนร้อนที่มีมวลอากาศอุ่นชื้น พายุมักจะเกิดเมื่อคลื่นกระแสลมฝ่ายตะวันออกได้ปรากฏขึ้น และต่อมาลมตะวันออกเฉียงเหนือมีกำลังแรงทำให้การหมุนเวียนของลมเกิดขึ้น การหมุนเวียนของลมเข้าหาศูนย์กลางในขณะที่พายุกำลังก่อตัวเป็นการสะสมความร้อนและความชื้น จากขบวนการลอยตัวทำให้มีการกลั่นตัวของไอน้ำกลายเป็นเมฆและฝน และความร้อนจะถูกปลดปล่อยออกสู่บรรยากาศ อากาศที่ร้อนชื้นจะเข้ามาแทนที่ อากาศที่ลอยขึ้นไปยิ่งการกลั่นตัวมีมากเท่าใด ความร้อนจะถูกปลดปล่อยสู่บรรยากาศมากขึ้นเท่านั้น ผลที่ตามมาก็คือการลอยตัวอย่างรวดเร็วของอากาศที่อยู่ภายในและการแทนที่ของอากาศภายนอกโดยมีความเร็วเพิ่มขึ้น จนกระทั่งพายุมีการหมุนเวียนคล้ายวงล้อขนาดใหญ่และมีการพัดของลมรุนแรง ความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางยังไม่ถึงเกณฑ์พายุโซนร้อนหรือไต้ฝุ่น แต่จะมีเมฆและฝนเกือบทั่วไป ลำดับการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อน ดังภาพประกอบ 2.2

2. ภาวะกำลังทวีความรุนแรง (Immature Stage)

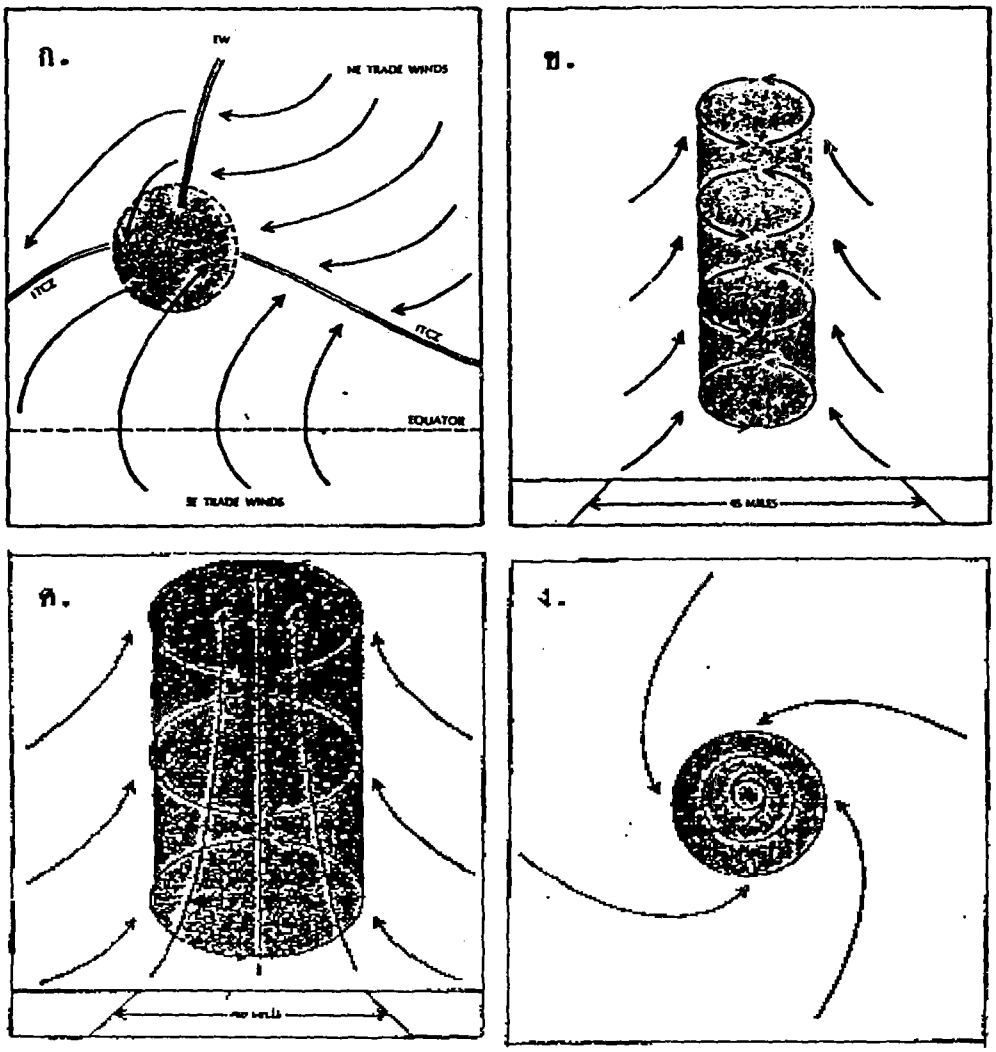
พายุที่ก่อตัวแล้วบางลูกก็จะทวีกำลังแรงขึ้นเป็นลำดับ จนมีความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางเข้าเกณฑ์พายุโซนร้อนหรือไต้ฝุ่นและความกดอากาศใกล้ศูนย์กลางลดต่ำลงกว่า 1,000 เฮดโตปาสคาลมากเมฆและฝนแผ่เป็นบริเวณกว้าง แต่ยังมีบริเวณปกคลุมไม่มากนักประมาณไม่เกิน 200 กิโลเมตร

3. ภาวะที่รุนแรงเต็มที่ (Mature Stage)

ความกดอากาศผิวพื้นที่ศูนย์กลางของพายุไม่ลดลงต่อไปอีก และความเร็วลมสูงสุดไม่เพิ่มขึ้น แต่การหมุนเวียนของเมฆและลมขยายใหญ่ขึ้นในขั้นนี้ และมีปริมาณฝนตกหนักแผ่กว้างขึ้นกว่าภาวะที่สอง ประมาณ 500 กิโลเมตร ในขณะที่ลมแรงขนาดพายุไต้ฝุ่นอาจจะพัดอยู่ในรัศมี 20-30 ไมล์ รอบศูนย์กลางในขั้นก่อนการเจริญเติบโตเต็มที่ แต่ในขั้นนี้ลมแรงถึงขั้นไต้ฝุ่นจะมี ขนาดกว้างถึง 200 ไมล์ บริเวณที่มีลมและอากาศเลวร้ายจะแผ่ไปทางขวามือของทิศทางการเคลื่อนที่ของพายุมากกว่าทางด้านซ้ายมือ (ในซีกโลกเหนือ)

4. ภาวะสลายตัว (Decaying Stage)

เมื่อพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนบนภาคพื้นทวีปจะลดกำลังลง โดยความขรุขระของแผ่นดิน เช่น เทือกเขา ป่าไม้ ทำให้การหมุนเวียนของกระแสอากาศเป็นไปอย่างไม่สะดวก ประกอบกับมีความชื้นน้อย หรือได้รับกระแสอากาศเย็นและแห้งจากมวลอากาศภาคพื้นทวีป ทำให้พายุอ่อนกำลังลงและสลายตัวไปในที่สุด หรือในกรณีที่พายุเคลื่อนไปยังทะเลที่มีอุณหภูมิต่ำเกินไปทำให้ไม่เกิดการระเหยของน้ำเข้าสู่พายุ ดังภาพประกอบ 2.3 และภาพประกอบ 2.4



ภาพประกอบ 2.2 การก่อตัวของพายุ

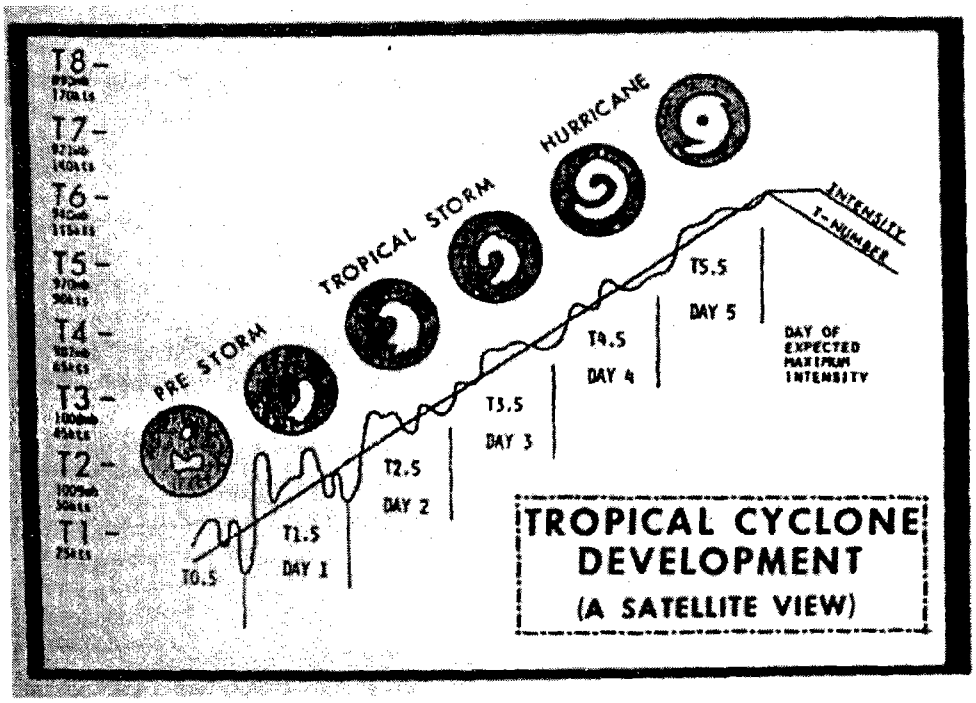
ก. ลมในทิศทางตรงกันข้ามพัดเวียนเข้ามาหากัน

ข. การลอยตัวของมวลอากาศอุ่น

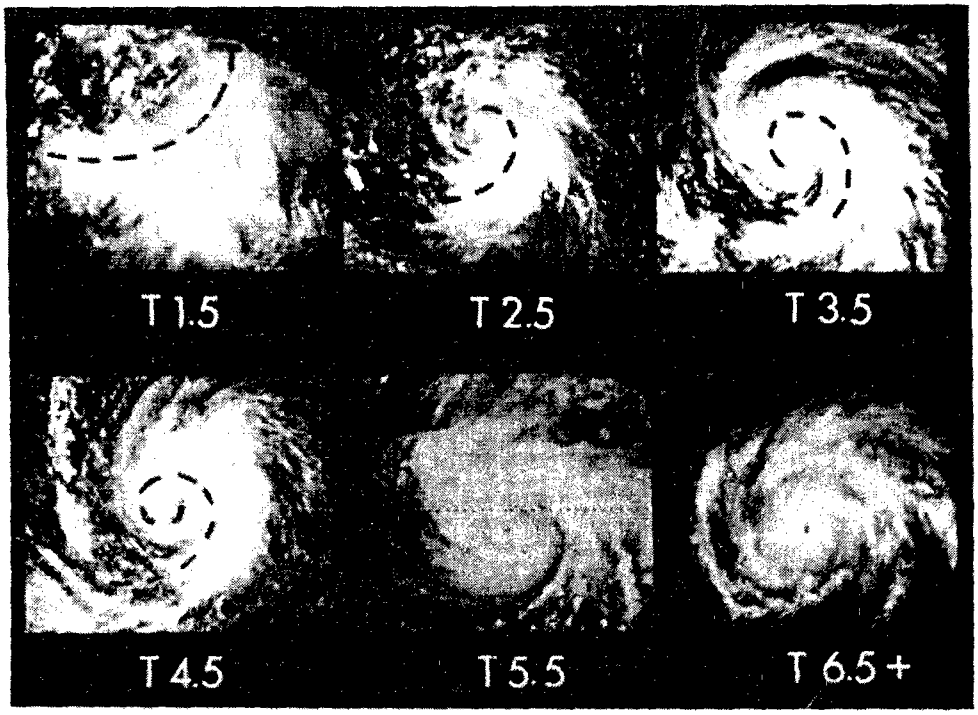
ค. การยกตัวขึ้นอย่างรวดเร็วของมวลอากาศ

ง. การหมุนเวียนของลมในแนวตั้ง

(บุศราศิริ ธนะ. 2537 : 9-10)



ภาพประกอบ 2.3 แสดงภาพการพัฒนาตัวของพายุหมุน ตั้งแต่เริ่มก่อตัว จนปรากฏเป็นลมพัดเข้าสู่ศูนย์กลาง (Meteorological Monographs. 1986: 5)



ภาพประกอบ 2.4 ภาพถ่ายดาวเทียมแสดงการพัฒนาตัวของพายุหมุน โดยมีเส้นประแสดงการหมุนของลม พัดเข้าสู่ศูนย์กลาง (Meteorological Monographs. 1986: 6)

ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุน

จากหลักการข้างต้นของการเกิดพายุหมุนเขตร้อน ทำให้เราทราบว่า พายุหมุนจะมีลมพัดเข้าสู่ศูนย์กลาง และจะได้พลังงานความชื้นจากการระเหยของน้ำทะเลที่เป็นแหล่งเกิด เมื่อพายุอยู่ในสภาพแวดล้อมที่เหมาะสมก็จะพัฒนาเป็นพายุที่มีความเร็วลมมากขึ้นทำให้มีพลังในการสะสมความชื้นมากขึ้น เมื่อมีการสะสมความชื้นมากก็จะทำให้เกิดการกลั่นตัวเป็นฝนได้มากด้วย

ในเรื่องนี้ประยูร ดาศรี กล่าวว่า ความรุนแรงของพายุหมุนเขตร้อนชนิดต่างๆ ทั้งพายุไต้ฝุ่นและพายุโซนร้อน ล้วนแล้วแต่เกิดจากความเร็วลมรอบศูนย์กลางซึ่งมีกำลังพัดแรงจัดมาก พลังงานของพายุที่ใช้ในการเคลื่อนที่นั้นได้มาจากพลังงานความร้อนที่สะสมอยู่ในน่านน้ำในเขตร้อน รวมทั้งความร้อนที่ถูกปล่อยออกมาระหว่างการกลั่นตัวของไอน้ำในบรรยากาศแถบนั้น (ประยูร ดาศรี. 2524 : 220)

สำหรับ สุวพันธ์ นิลายน กล่าวถึง การสะสมพลังงานของพายุหมุน ไว้ว่าในอากาศระดับต่ำ ๆ ประมาณ 2000 ฟุตลงมา จะมีกระแสอากาศที่มีความชื้นสูงพัดเข้ามาบริเวณพายุในทางทวนเข็มนาฬิกา (ในซีกโลกเหนือ) แล้วพัดเป็นเกลียวจนได้ความสูงประมาณ 35,000-45,000 ฟุต จะพัดเวียนออกในทางตามเข็มนาฬิกา ดังนั้นจะเห็นได้ว่าพายุจะปรากฏอยู่นานตราบเท่าที่มีกระแสอากาศพัดเข้าพายุในระดับต่ำและถ่ายเทออกในระดับสูง และขณะที่กระแสอากาศพัดเวียนสูงขึ้นนั้น ก็จะเย็นลงจนเกิดการกลั่นตัว กลายเป็นเมฆและกลายเป็นฝนอย่างรวดเร็ว โดยกระแสอากาศที่พัดเวียนขึ้นนี้มีความเร็วสูง การหมุนเวียนดังกล่าวมีผู้เปรียบเทียบไว้ว่าคล้ายคลึงกับเครื่องยนต์ที่ใช้อยู่ทั่วไปหลักการ คือ

ก. มีไอดีและมีน้ำมันเข้าเครื่องยนต์เป็นพลังงาน

ข. มีการเปลี่ยนพลังงานน้ำมันเป็นพลังงานความร้อน ทำให้เกิดการหมุน

ค. คายไอเสียออก

สำหรับพายุหมุนนั้น

ก. มีอากาศไหลเข้าสู่เบื้องล่างและมีความชื้นเป็นพลังงาน

ข. มีการหมุนเวียนของลมและคายความร้อนแฝงของการกลั่นตัว

ค. มีการหมุนเวียนถ่ายเทออกจากพายุในระดับสูง

(สุวพันธ์ นิลายน. 2537 :143-144)

วิภา รุ่งดิลกโรจน์ กล่าวว่า พลังงานส่วนใหญ่ของพายุหมุนได้จากพลังงานความร้อนแฝงซึ่งเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำและได้รับพลังงานเสริมจากรังสีดวงอาทิตย์ ได้มีการประมาณการว่าปริมาณฝนที่ตกในรัศมี 200 กิโลเมตรนั้น มีค่าประมาณ 10 ซ.ม./ วัน (Frank. 1977) ฝนปริมาณนี้ก่อให้เกิดความร้อนแฝงปริมาณมาก ซึ่งเพิ่มอุณหภูมิของบรรยากาศจนถึงระดับ 100 เฮคโตปาสคาล ในอัตรา 25 องศาเซลเซียสต่อวัน แต่ในขณะเจริญเติบโต พลังงานส่วนใหญ่ที่พายุหมุนได้รับถูกนำไปใช้เพื่อขับเคลื่อนระบบหมุนเวียนลมมากกว่าการเพิ่มอุณหภูมิภายในตัวพายุหมุน ไอน้ำทั้งหมดในพายุหมุนได้จากการระเหยของน้ำทะเล อัตราการระเหยของน้ำทะเลเพิ่มขึ้นเมื่ออัตราเร็วของลมเพิ่มขึ้น นั่นคือ เมื่อพายุหมุนมีความรุนแรงเพิ่มขึ้น อัตราพลังงานที่ได้รับจะเพิ่มขึ้นเช่นกัน ซึ่งก็คือการทวีกำลังแรงยิ่งขึ้นของพายุนั่นเอง (วิภา รุ่งดิลกโรจน์. 2536 : 4-5)

เมื่อพิจารณาโดยภาพรวมตามความเห็นของ วิภา รุ่งดิลกโรจน์ พอสรุปได้ว่า เมื่อพายุหมุนมีความเร็วลมของจุดศูนย์กลางมากขึ้น อัตราพลังงานที่ได้รับจากการระเหยของน้ำทะเลก็เพิ่มขึ้นด้วย นั่นคือ

เมื่อพายุมีความเร็วลมของจุดศูนย์กลางมาก ก็จะทำให้มีปริมาณฝนตกมาก จากหลักการดูดซับพลังงานข้างต้นที่กล่าวมาแล้ว ซึ่งทั้ง ประยูร ดาศรี, สุวพันธ์ นิลายน และวิภา รุ่งดิลกโรจน์ มีความเห็นสอดคล้องกับงานวิจัยของ วิกิจ ไชยวิจารณ์ ที่กล่าวไว้ว่า ถ้าพายุมีความรุนแรงในขั้นพายุโซนร้อนก่อนเข้าสู่ฝั่งของประเทศไทยทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จะมีแนวโน้มที่ก่อให้เกิดปริมาณฝนรวมเฉลี่ยทั้งภาคได้มากกว่าพายุหมุนเขตร้อนที่มีความรุนแรงในขั้นดีเปรสชั่น ส่วนพายุที่แนวของพายุไม่ผ่านพื้นที่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ มีแนวโน้มที่แสดงให้เห็นว่า พายุที่มีความรุนแรงมากกว่า มีโอกาสก่อให้เกิดปริมาณฝนรวมเฉลี่ยทั้งภาคได้มากกว่าพายุที่มีความรุนแรงน้อยกว่า (วิกิจ ไชยวิจารณ์. 2535 : 75-76)

นอกจากนี้จากสถิติของกรมอุตุนิยมวิทยา พบว่า พายุที่ก่อให้เกิดอุทกภัยน้ำท่วมอย่างร้ายแรงต่อประเทศไทย ส่วนใหญ่ก็เป็นพายุที่มีความรุนแรงในขั้นพายุโซนร้อนซึ่งเป็นพายุที่มีความเร็วลมมาก การสะสมพลังงานความชื้นก็จะมากด้วย ตัวอย่างเช่น ในปี 2533 มีพายุที่ก่อให้เกิดอุทกภัย 3 ลูก ได้แก่พายุไต้ฝุ่น "BECKY" เข้ามาเมื่อวันที่ 30 สิงหาคม ทำให้เกิดอุทกภัยขึ้นในพื้นที่ของจังหวัด นครพนม สกลนคร มุกดาหาร อุบลราชธานี เลย และกาฬสินธ์ รวมพื้นที่ถูกน้ำท่วมประมาณ 260,899 ไร่ คิดเป็นมูลค่าความเสียหาย 45 ล้านบาท ลูกที่สองพายุโซนร้อน " IRA" เข้ามาเมื่อวันที่ 4 ตุลาคม ทำให้เกิดอุทกภัยขึ้นในพื้นที่จังหวัด นครราชสีมา ส่วนลูกที่ 3 คือ พายุโซนร้อน " LOLA" ซึ่งเข้าสู่ประเทศไทยทางจังหวัดปราจีนบุรี เมื่อวันที่ 19 ตุลาคม อิทธิพลของพายุลูกนี้กับพายุโซนร้อน " IRA" ทำให้เกิดอุทกภัยขึ้นในพื้นที่ 9 จังหวัดทางภาคอีสาน รวมมูลค่าความเสียหายประมาณ 672.3 ล้านบาท (กรมอุตุนิยมวิทยา. 2541) และจากการศึกษาของ ฮิล เจอร์รี่ดี (Hill Jerry D.) พบว่า ปริมาณฝนที่ตกบริเวณ Alvin Texas ในวันที่ 25-26 กรกฎาคม 1979 วัดปริมาณฝน 24 ชั่วโมงได้ 43 นิ้ว เป็นผลทำให้เกิดน้ำท่วมซึ่งทำความเสียหายอย่างมากโดยประมาณความเสียหาย 231 ล้านดอลลาร์ ปริมาณฝนที่ทำให้เกิดน้ำท่วมในครั้งนี้เกิดจากพายุโซนร้อน "Claudette" โดยมีลำดับขั้นการพัฒนาตัวเองดังนี้ ในวันที่ 16 กรกฎาคมได้เริ่มก่อตัวเป็นพายุดีเปรสชั่น และได้เคลื่อนตัวผ่านอ่าวเม็กซิโก ทำให้พายุมีแหล่งเพิ่มพลังงานและได้พัฒนาเป็นพายุโซนร้อนทำให้มีอำนาจในการทำลายล้างมากขึ้น (Hill Jerry D.1980 : 1417)

ทางด้าน เจอร์รี่ โรเจอร์ (Jerry Rogers) ศึกษาเกี่ยวกับข้อมูลฝนรายชั่วโมงของพายุโซนร้อน 11 ลูกที่พัดผ่านเมืองฮูสตัน มลรัฐเท็กซัส โดยได้ข้อสรุปดังนี้ ลมที่ศูนย์กลางพายุถ้ามีกำลังแรงมากก็จะทำให้เกิดปริมาณฝนที่มากด้วยเพราะมีการสะสมพลังงานความชื้นได้มาก บริเวณที่อยู่ห่างจากตาพายุมากเท่าใดปริมาณฝนก็จะตกลดลงเป็นลำดับ (Jerry Rogers : 1988)

ส่วน โรดเจอร์ (Rodgers) ได้ทำการศึกษาปริมาณฝนของพายุหมุนเขตร้อน โดยใช้คลื่นไมโครเวฟจากดาวเทียม Nimbus-5 โดยทำการศึกษาพายุหมุนเขตร้อนจำนวน 21 ลูก ตั้งแต่ปี 1973 ถึงปี 1975 บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ โดยข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาได้จากการใช้ไมโครเวฟในการจับคลื่น ความร้อนจากการปลดปล่อยความร้อนแฝงของพายุหมุน ผลจากการศึกษาพบว่า การปลดปล่อยความร้อนแฝงของพายุหมุนจะมีมาก เมื่อมีกำลังลม ณ ศูนย์กลางพายุมาก โดยเฉพาะในขั้นไต้ฝุ่น ปริมาณฝนที่ตก ก็มากขึ้นด้วย และปริมาณฝนจะลดลงเรื่อยๆ จากศูนย์กลางพายุหมุน (Rodgers. 1981 : 75)

จากงานวิจัยข้างต้นทุกท่านมีความเห็นที่สอดคล้องกันว่า พายุหมุนเขตร้อนที่มีความเร็วลมที่ศูนย์กลางมากจะมีความสามารถในการสะสมพลังงานความชื้นมาก จึงเป็นผลให้มีปริมาณฝนที่มากตามไปด้วย ในขณะที่พายุที่มีความเร็วลมสูงสุดไม่มากนัก การสะสมพลังงานความชื้นก็จะไม่มากเท่ากับพายุที่มีความเร็วลมสูงกว่า

ความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุน

พายุหมุนเขตร้อนโดยเฉพาะที่ก่อตัวในน่ขั้นได้ฝุ่นและพายุโซนร้อนบางลูก มักจะก่อให้เกิดความเสียหายจากการมีลมกรรโชกแรง , น้ำท่วม จากสถิติในรอบ 30 ปีที่ผ่านมาของประเทศสหรัฐอเมริกา จาก http://www.co.dare.nc.us ในหัวข้อ Heavy Rains พบว่าสาเหตุหลักของการเกิดน้ำท่วมเกิดจากปัจจัยดังนี้ 1) ความเร็วในการเคลื่อนที่ของลมพายุซึ่งจะทำให้มีปฏิสัมพันธ์ กับตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาตัวอื่น โดยส่วนใหญ่แล้ว ปริมาณฝนที่ตกหนักจะเกิดขึ้นจากการที่พายุมีการเคลื่อนตัวอย่างช้ากว่า 10 mph และบริเวณที่ฝนตกหนักจะอยู่บริเวณพื้นที่ตามแนวการเคลื่อนตัวของพายุ 2) ความอิ่มตัวในการอุ้มน้ำของผิวดิน ซึ่งสอดคล้องกับ weather. com ในหัวข้อ Hurricanes : Rain and Flooding ของอเมริกาที่กล่าวว่า พายุเฮอริเคนจะให้ปริมาณฝนตั้งแต่ 6-12 นิ้ว หรือมากกว่านี้โดยขึ้นกับปัจจัยของความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ โดยพายุที่เคลื่อนตัวช้าสามารถที่จะให้ปริมาณฝนที่มากกว่า และปัจจัยทางภูมิประเทศ ที่มีผลต่อ ปริมาณฝน ดังตัวอย่าง เฮอริเคน Mitch ในเดือนตุลาคม ค.ศ.1998 โดยได้เริ่มก่อตัวในทะเลแคริเบียน ตะวันตกเป็นพายุดีเปรสชั่น และได้พัฒนาเป็นพายุเฮอริเคนโดยมีความเร็วลม 180 mph โดยพัดเข้าสู่ชายฝั่ง ฮอนดูรัส (Honduras) และ นิคารากัว (Nicaragua) โดยมีฝนตกหนักมากขึ้นบริเวณที่เป็นด้านรับลมของภูเขา และบริเวณที่พายุเคลื่อนตังอย่างช้า ๆ ซึ่งเป็นผลทำให้เกิดน้ำท่วมอย่างฉับพลันและโคลนถล่ม (Mudslides)

โฮเรส เอช , พี ออร์ตัน และซีลวีน (Horace H., P. hurton และ selvin) ศึกษาพบว่า ฝนที่ตกหนักจากพายุหมุนเขตร้อนจะมีผลมาจากปัจจัยหลาย ๆ อย่าง รวมทั้งระยะเวลาที่ฝนตก ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ พลังงาน ความชื้น และลักษณะภูมิประเทศ เช่นบริเวณชายฝั่งทะเล และ ภูเขาด้านรับลมจะมีปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นเนื่องจากการกลั่นตัวกลายเป็นฝนทางด้านรับลมของภูเขา (Horace H., P. hurton and selvin.1999)

ในเรื่องความเร็วของการเคลื่อนตัวของพายุ เฮอร์เบิร์ต ไรล์ (Herbert Riehl) กล่าวว่า เมื่อพายุเฮอร์ริเคนอยู่ในภาวะที่เคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ หรือว่าเกือบไม่เคลื่อนที่เป็นวันหรือมากกว่านั้น ความเสียหายที่เกิดจากน้ำท่วมก็จะมากขึ้น ตัวอย่างเช่น ฝนที่วัดได้ 20 นิ้วอาจจะเกิดได้ในขณะที่พายุมีการเคลื่อนที่ช้าหรือเกือบจะไม่เคลื่อนที่เลย ในปี ค.ศ. 1963 ต้นเดือนตุลาคม ได้เกิดน้ำท่วมขึ้นที่ตะวันออกของคิวบาโดยเฮอริเคนที่พัดผ่านมีการเคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ เป็นเวลา 5 วัน เป็นผลทำให้เกิดน้ำท่วมทำลายชีวิตและทรัพย์สินเป็นจำนวนมาก (Herbert Riehl. 1978 : 212-213)

ทางด้าน กีท บี และคณะ (Geerts B and others) กล่าวว่า พายุหมุนเขตร้อนที่มีกำลังอ่อน หรืออยู่ในขั้นพายุดีเปรสชั่น ก็สามารถทำให้เกิดปริมาณฝนมากได้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งถ้าพายุนั้นเป็นพายุที่มีโครงสร้างในการก่อตัวที่สมบูรณ์ (strong systems) และเป็นพายุที่เคลื่อนตัวช้า ในปี ค.ศ.1970 พายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ จากอ่าวเบงกอล ไปยังบังคลาเทศ ซึ่งทำให้มีผู้เสียชีวิต 600,000 คน และในปี ค.ศ.1998 เดือนกันยายน พายุโซนร้อน Mitch ก่อให้เกิดฝนตกหนัก 800 มิลลิเมตร ที่ฮอนดูรัสและที่นิคารากัว ใน 48 ชั่วโมง โดยทำให้มีผู้เสียชีวิต 10,000 คนเนื่องจากเกิดน้ำท่วมอย่างฉับพลัน (Geerts B and others. 1999)

ในทำนองเดียวกัน จี เอส แมนดาล (G.S. Mandal) กล่าวว่า การที่พายุไซโคลน เคลื่อนตัวช้าหรือเคลื่อนตัวเกือบอยู่กับที่เป็นวันหรือสองวันในบริเวณพื้นที่เดิมก็จะทำให้เกิดความเสียหายในบริเวณนั้นๆ จากความรุนแรงของลมและฝนที่ตกหนัก ตัวอย่างเช่น เมื่อวันที่ 8 ตุลาคม ค.ศ.1963 เฮอริเคน Flora ได้ทำให้เกิดฝนตกหนักที่คิวบาและที่ ไฮติ (Haiti) วัดปริมาณฝนได้ 100-200 เซนติเมตร ตั้งแต่วันที่ 3-8 ตุลาคม ทำให้มีผู้เสียชีวิต 7000 คน โดยปกติของการเริ่มก่อตัวของพายุ พายุจะมีการเคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ ซึ่งมีเวลา

ในการดูดซับพลังงานมากขึ้น และพัฒนาเป็นพายุที่เคลื่อนตัวเร็วในวันต่อมาได้ เช่น ในเดือน พฤศจิกายน ในปี ค.ศ.1982 ไซโคลน Gujara เริ่มก่อตัวในตอนเย็นวันที่ 7 พฤศจิกายน มีความเร็วในการเคลื่อนตัว 10-20 กิโลเมตรต่อชั่วโมง และเพิ่มขึ้นเป็น 43 กิโลเมตรต่อชั่วโมงในระหว่างตอนเย็นของวันที่ 7 และตอนเช้าของวันที่ 8 ไม่กี่ชั่วโมงก่อนที่จะทำให้เกิดฝนตกหนัก (G.S. Mandal. 1999)

จาก Website ของ National Weather Service ในหัวข้อ Weather Phenomena กล่าวไว้ว่า สาเหตุโดยส่วนใหญ่ที่ทำให้เกิดน้ำท่วมอย่างฉับพลัน เกิดจากพายุฝนฟ้าคะนองที่เคลื่อนตัวช้า (slow-moving thunderstorms) จะทำให้บริเวณนั้นมีช่วงที่ฝนตกยาวนานมากขึ้น และ ฝนที่ตกอย่างหนักจากพายุเฮอริเคนและพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวช้า เราเรียกว่า " Train Effect" storms ซึ่งเกิดขึ้นเมื่อ พายุที่อยู่ในขั้นเติบโตเต็มที่แล้วทำให้เกิดฝนตกหนักเหนือพื้นที่เดิมอย่างต่อเนื่อง

เมื่อพิจารณาโดยภาพรวมตามความเห็นของ ฮาเรส เอช , พี ออร์ตัน และซีลวีน (Horace H., P. Hurton, selvin), เฮอร์เบิร์ต ไรล์ (Herbert Riehl), กีท บี และคณะ (Geerts B and others) และ จี เอส แมนดาล (G.S. Mandal) แล้วทุกท่านมีความเห็นที่สอดคล้องกันว่า สาเหตุสำคัญที่ทำให้เกิดน้ำท่วมในเขตบริเวณที่พายุพัดผ่าน ได้แก่ ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน โดยถ้าพายุมีการเคลื่อนตัวผ่าน บริเวณนั้นอย่างช้า ๆ จะมีผลทำให้บริเวณนั้นมีระยะเวลาที่ฝนตกยาวนานขึ้น จึงเป็นผลให้เกิดน้ำท่วม ดังตัวอย่างบริเวณที่ได้รับความเสียหายจากการที่พายุหมุนเขตร้อนมีการเคลื่อนตัวอย่างช้าๆ ข้างต้น

ส่วนสาเหตุที่ทำให้พายุหมุนมีการเคลื่อนตัวช้า คริสต์ แวคคาโร่ (Chris Vaccaro) อธิบายไว้ว่า พายุหมุนเขตร้อนจะถูกทำให้เคลื่อนที่ไป โดยลมชั้นกลางในบรรยากาศ และเมื่อลมที่ใช้ขับเคลื่อนนี้มีกำลังอ่อนลงก็มีผลทำให้พายุเคลื่อนตัวช้าลงและเมื่อเกิดปรากฏการณ์นี้เมื่อพายุพัดเข้าสู่แผ่นดิน ฝนก็จะตกบริเวณนั้นเป็นเวลาหลายชั่วโมงหรือเป็นวันซึ่งปริมาณฝนที่มากนี้ทำให้เกิดน้ำท่วม (Christ Vaccaro. 2001) ในเรื่องนี้ ไลโชว์ เช็น (Lianshou Chen) อธิบายไว้ได้น่าสนใจ ดังนี้ เมื่อพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนขึ้นฝั่งแล้วเคลื่อนตัวช้าหรือเกือบจะไม่เคลื่อนที่เลย จะทำให้บริเวณนั้นมีปริมาณฝนมากและอาจทำให้เกิดน้ำท่วมได้ ดังตัวอย่างเช่น ศูนย์กลางของไต้ฝุ่น "Gloria" มีการเคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ ในขณะที่เคลื่อนตัวไปยังบริเวณ Baixin ของประเทศไต้หวัน ในวันที่ 10-12 กันยายน 1963 โดยวัดปริมาณฝน 24 ชั่วโมงได้ 1248 มิลลิเมตร ซึ่งสาเหตุที่ทำให้พายุมีการเคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ มีหลายสาเหตุ ดังนี้

1. ศูนย์กลางของพายุหมุนเขตร้อนอยู่ในบริเวณลมอ่อนที่มีทิศทางการพัดที่ไม่แน่นอน ทำให้พายุหมุนไม่มีกำลังในการเคลื่อนที่
2. เมื่อพายุหมุนเขตร้อนอยู่ในบริเวณความกดอากาศสูง ซึ่งเป็นการสร้างสิ่งแวดล้อมที่ดีที่ช่วยให้พายุคงอยู่ได้ ในบรรยากาศชั้นกลางและชั้นล่าง เนื่องจากว่ากระแสลมจะพัดในทิศทางตรงกันข้าม หรือในทิศทางกลับกัน ทำให้พายุหมุนเคลื่อนที่อย่างช้า ๆ หรือเกือบไม่เคลื่อนที่เลย
3. เมื่อพายุหมุนเขตร้อนเข้าใกล้บริเวณที่เป็นความกดอากาศต่ำ ซึ่งความกดอากาศต่ำนี้อาจจะเป็นพายุหมุนเขตร้อนลูกอื่น หรืออาจเป็นการหมุนเวียนของลมในเขตละติจูดกลาง ปฏิกิริยาระหว่างระบบการหมุนเวียนนี้อาจจะทำให้พายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวอยู่กับที่ หรือเคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ

4. เมื่อพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวไปทางตอนเหนือของประเทศจีน ก็จะไปปะทะกับความกดอากาศสูงที่อยู่ทางตอนเหนือของประเทศจีน ซึ่งความกดอากาศสูงนี้จะเป็นตัวปะทะ (Block) อย่างเช่น ที่บริเวณความกดอากาศสูงเหนือธิเบต (Tibetan High) ทำให้พายุหมุนเคลื่อนตัวช้า
5. ทิศทางลมในระดับต่าง ๆ อาจมีทิศทางการพัดที่ตรงกันข้ามกันเหนือพายุหมุนเขตร้อน ตัวอย่างเช่น ลมฝ่ายตะวันออก (easterly winds) ในบรรยากาศชั้นล่างลมอาจจะพัดในทิศทางตรงกันข้ามกับลมฝ่ายตะวันตก (westerly winds) ซึ่งทำให้ลมพัดในทิศทางสวนทางกัน จึงเป็นผลทำให้พายุหมุนเขตร้อนมีการเคลื่อนที่อย่างช้า ๆ (Lianshou Chen. 1998 : 261-262)

ความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

นักภูมิศาสตร์หลายท่านได้กล่าวว่ามีหลายองค์ประกอบที่มีอิทธิพลต่อปริมาณน้ำฝน และ ระยะห่างของพื้นที่จากทะเล ก็เป็นปัจจัยหนึ่งที่มีส่วนทำให้ปริมาณฝนในแต่ละที่มีปริมาณที่แตกต่างกัน ดังเช่น แบลร์ (Blair) เขากล่าวว่า ระยะทางห่างจากทะเล มีผลทำให้ปริมาณฝนแต่ละที่แตกต่างกัน โดยปริมาณฝนจะลดลงเมื่อบริเวณนั้น ๆ อยู่ลึกเข้ามาในภาคพื้นทวีป เพราะแหล่งความชื้นของอากาศส่วนใหญ่จะอยู่ใกล้มหาสมุทร (Blair. 1958 : 277-278) ซึ่งสอดคล้องกับ อาร์จี วู้ดคล็อก (R.G. Woodcock) ที่กล่าวว่าความใกล้ไกลของทะเลมีผลต่อภูมิอากาศและแน่นอนที่ย่อมมีผลต่อปริมาณฝนด้วย ลมที่พัดจากชายฝั่งทะเลขึ้นสู่ฝั่งจะพัดพาความชื้นมาด้วย และเมื่อมีการสะสมความชื้นมาก ๆ เข้าจะเกิดการกลั่นตัวกลายเป็นฝน และปริมาณฝนนี้จะลดลงเรื่อยๆ เมื่อพื้นที่นั้นอยู่ไกลจากทะเล เนื่องจากอิทธิพลของลมพัดพาความชื้นเข้าไปไม่ถึง (R.G. Woodcock. 1976) ทางด้าน เอ ออสติน มิลเลอร์ (A.Austin Miller) กล่าวไว้ว่า ทะเลเป็นแหล่งความชื้นขนาดใหญ่ บริเวณที่มีความชื้นและปริมาณฝนมากที่สุดจะพบบริเวณที่อยู่ในทิศทางที่ลมพัดผ่าน และปริมาณฝนจะลดลงในบริเวณที่อยู่ไกลจากทะเล เนื่องจากความชื้นที่ลมพัดพามา พัดเข้าไปไม่ถึง (A.Austin Miller. 1971 : 39-41) และจากการศึกษาของ เอ็ดเวิร์ด และ บารท์ (Edward & Bart) พบว่า ปริมาณฝนที่ตกเหนือพื้นทะเลมีปริมาณมากกว่าฝนที่ตกบนแผ่นดิน ซึ่งนั่นหมายความว่า ซีกโลกใต้ซึ่งมีพื้นที่ทะเลมากกว่าจะมีปริมาณฝนตกมากกว่าทางซีกโลกเหนือ โดยมีสัดส่วน 1,080 มิลลิเมตรต่อเอเคอร์ และ 960 มิลลิเมตรต่อเอเคอร์ ตามลำดับ ซึ่งบ่งชี้อย่างชัดเจนว่า องค์ประกอบที่สำคัญที่มีต่อปริมาณฝนบนพื้นทวีป คือการที่บริเวณพื้นที่นั้นอยู่ติดทะเลหรืออยู่ใกล้ทะเล ส่วนบริเวณที่อยู่ห่างจากทะเลก็จะมีปริมาณฝนที่น้อยลงโดยเฉพาะอย่างยิ่งเขตเงาฝน (Rain shadow) ตัวอย่างเช่นปริมาณฝนทางด้านตะวันตกของเทือกเขานิวซีแลนด์ (New zealand Alp) มีปริมาณฝนตกมากกว่า 10,000 มิลลิเมตรต่อเอเคอร์ แต่มีฝนตกบริเวณด้านอับลม (Leeward) เพียงแค่ 500 มิลลิเมตรต่อเอเคอร์ (Edward and Bart. 1997 : 196-198)

กล่าวโดยสรุปแล้วทุกท่านมีความเห็นที่เป็นไปในทิศทางเดียวกันที่ว่า บริเวณที่อยู่ไกลจากทะเลมากขึ้นเท่าไร ปริมาณฝนที่ตกก็จะลดน้อยลง เนื่องจากอิทธิพลความชื้นที่มาจากทะเลพัดพาไปไม่ถึง และจากการที่พายุหมุนเขตร้อนก่อตัวและสะสมความชื้นจากมหาสมุทร ดังนั้น เมื่อพายุเคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่งพายุหมุนมีแนวโน้มที่จะอ่อนกำลังลงเมื่อพายุปะทะแผ่นดิน เพราะพายุสูญเสียพลังงานที่ได้รับจากผิวน้ำ

โดยเฉพาะความร้อนแฝงจากการกลั่นตัวของไอน้ำและแผ่นดินทำให้เกิดแรงฝืด ซึ่งขัดขวางการเคลื่อนที่ของมวลอากาศที่พัดเข้าไปเสริมในพายุหมุนและลดอุณหภูมิของมวลอากาศลงอย่างรวดเร็ว บรรยากาศมีความทรงตัวมากขึ้น บริเวณที่ปรากฏลมแรงสูงสุดจะขยายออกไปเป็นบริเวณกว้างมากยิ่งขึ้นและความกดอากาศรอบแกนพายุหมุนลดลง ดังนั้นพายุหมุนจึงลดความรุนแรงลงอย่างรวดเร็ว

ในเรื่องนี้ โจนาธาน เอ็ดเวิร์ด (Jonathan Edwards) มีความเห็นว่า พายุหมุนเขตร้อนไม่สามารถที่จะมีอานุภาพอยู่บนแผ่นดินได้นานเนื่องจากขาดแหล่งพลังงานและความชื้น ตัวอย่างเช่น เฮอริเคน Camille ในปี 1969 ซึ่งเป็นเฮอริเคนที่มีความรุนแรงมากที่สุดที่ทำให้เกิดฝนปริมาณมากบนฝั่งทวีปของสหรัฐอเมริกา โดยมีความแรงลม 190 ไมล์ต่อชั่วโมง พายุนี้ยังคงเคลื่อนตัวไปยังรัฐเทนเนสซี โดยลดความรุนแรงลง หลังจากที่พายุพัดขึ้นฝั่ง และลดกำลังลงเป็นพายุดีเปรสชั่นและสลายตัวไปในที่สุด (Jonathan Edwards. 2001)

ทางด้าน ดานีลสัน เลวิน อบรามส์ (Danielson Levin Abrams) กล่าวว่า พายุหมุนจะยังคงมีอานุภาพอยู่ได้จะต้องได้พลังงานจากน้ำที่มีอุณหภูมิสูงและเป็นน้ำที่ลึกเพียงพอ อีกทั้งต้องมีกระแสลมแรงเพื่อช่วยในการเปลี่ยนพลังงานความร้อนจากากรระเหยของน้ำไปสู่บรรยากาศ ด้วยเหตุนี้เมื่อพายุเคลื่อนขึ้นสู่ฝั่ง ปัจจัยดังกล่าวจะถูกจำกัด อีกทั้ง ต้นไม้ อาคาร และภูเขา ยังเป็นอุปสรรคต่อการพัดของลมและเป็นผลทำให้ความเร็วลมลดลง เมื่อฝนตกจะทำให้พื้นดินเปียก การระเหยของไอน้ำของพื้นผิวดินก็จะลดลง พายุจึงไม่สามารถดึงเอาพลังงานนี้มาทดแทนพลังงานที่เสียไปได้ ทำให้พายุอ่อนกำลังและสลายตัวไปในที่สุด (Danielson Levin Abrams. 1998 : 380-381)

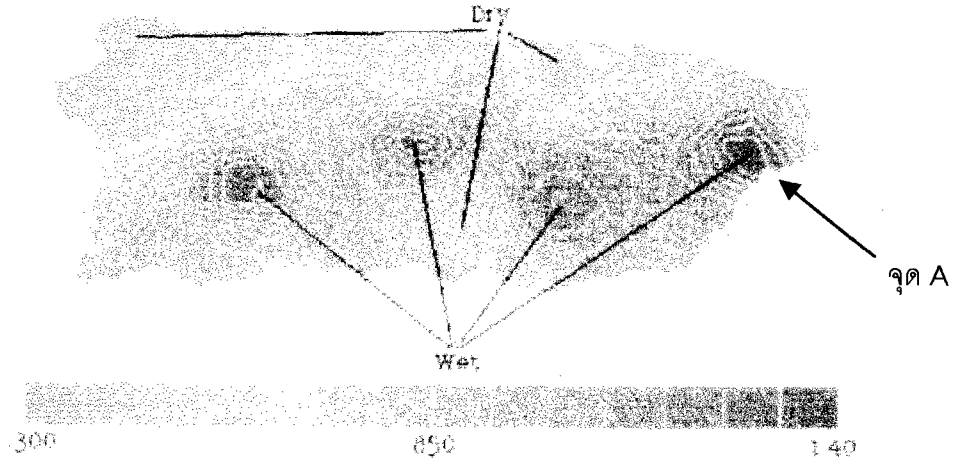
ส่วน เกล็น อาร์ เม็กกรีเกอร์ (Glenn R. Mcgregor) กล่าวว่า เมื่อพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนขึ้นฝั่งพายุจะอ่อนกำลังและสลายตัวไปในที่สุด สาเหตุเนื่องมาจากไม่สามารถนำความชื้นจากน้ำทะเลที่ใช้เป็นพลังงานของพายุได้และเมื่อไม่มีความชื้นที่เพียงพอ บริเวณศูนย์กลางพายุมีความกดอากาศเพิ่มขึ้น ตัวอย่างเช่น พายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวผ่าน ฟิลิปปินส์และไต้หวัน มีกำลังลดลง 33 % และ 40 % ตามลำดับ แต่ในบางกรณีพายุอาจจะยังคงอยู่ได้เมื่อมันเคลื่อนที่ผ่านบริเวณที่เป็นหนองน้ำ (Swampy) เช่นที่ บึงเอเวอร์เกลด มลรัฐฟลอริดา สำหรับในอ่าว Bengal และทะเล Arabian พายุหมุนเขตร้อนมักเคลื่อนขึ้นฝั่งหลังจากที่เกิดได้ไม่นาน ซึ่งจะทำ ให้ช่วงเวลาการอยู่ของพายุสั้นกว่าพายุที่ไม่ได้พัดเข้าสู่ฝั่ง (Glenn R. Mcgregor. 1982 : 156-157)

จากที่ได้อ้างถึงมาสามารถสรุปได้ว่า ทะเลและมหาสมุทรเป็นแหล่งความชื้นขนาดใหญ่ พายุหมุนก่อตัวเหนือทะเล พลังงานของพายุหมุนได้จากการระเหยของน้ำทะเล เมื่อพายุหมุนพัดขึ้นสู่ฝั่งจะทำให้บริเวณที่อยู่ใกล้ชายฝั่งมีปริมาณฝนที่ตกมาก และเมื่อพายุพัดเข้าสู่พื้นที่ที่อยู่ลึกเข้ามา พื้นที่นั้นจะมีปริมาณฝนที่ตกลดน้อยลง เนื่องจากพายุอ่อนกำลังลงเพราะไม่มีแหล่งความชื้นที่จะช่วยทดแทนความชื้นที่พายุเสียไปในที่สุดพายุก็จะสลายตัวลง

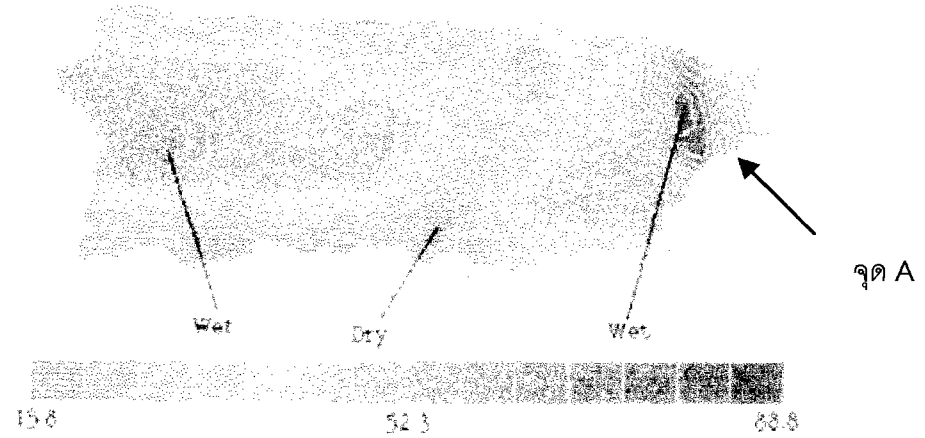
ความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

โจเซฟ เอ็ม มอร์แรน และ ไมเคิรล์ มอร์แกน (Joseph M. Moran & Michael D. Morgan) กล่าวว่า ปัจจัยที่ควบคุมลักษณะภูมิอากาศในแต่ละพื้นที่มีหลายปัจจัย โดยปัจจัยทางด้านความสูงของภูมิประเทศ (elevation) ก็เป็นปัจจัยที่มีความสำคัญ ความสูงของภูมิประเทศมีอิทธิพลต่ออุณหภูมิและการกลั่นตัวในรูปแบบของหิมะและฝน เช่น ด้านรับลมของภูเขาสูงจะมีปริมาณฝนมากกว่าด้านหลังเขา (Joseph M. Moran & Michael D. Morgan. 1991 : 412-414) โดยเรียกฝนชนิดนี้ว่าฝนปะทะภูเขา (Orographic rain) ซึ่งก็คือฝนที่เกิดจากมวลอากาศหรือกลุ่มของมวลอากาศถูกพัดพาไปปะทะภูเขาหรือบริเวณที่สูง ลมนี้จะพัดสูงขึ้นไปตามลาดเขาอุณหภูมิจะลดลงเนื่องจากากรขยายตัวของมวลอากาศ จนถึงจุดที่ไอน้ำกลั่นตัวตกลงมาเป็นฝนทางด้านหน้าเขา (Windward) เมื่อลมนี้ข้ามภูเขาไปแล้วจะจมตัวลงตามลาดเขาทำให้อุณหภูมิเพิ่มขึ้นเนื่องจากากรหดตัวของมวลอากาศ มีผลทำให้ฝนตกน้อยเรียกว่าด้านอับลม (leeward) ฝนปะทะภูเขาจะตกมากหรือตกน้อยขึ้นอยู่กับองค์ประกอบหลายประการ คือ 1) ความสูงของภูเขา ลมที่พัดมาปะทะภูเขาสูง ๆ จะทำให้ไอน้ำที่ลมพัดพามามีโอกาสกลั่นตัวเป็นเมฆและฝนมากขึ้น 2) ทิศทางลมที่มาปะทะภูเขา ถ้าลมนั้นพัดผ่านบริเวณที่เป็นทะเลหรือมหาสมุทร ลมสามารถพัดพาเอาไอน้ำมาได้มาก เมื่อมาปะทะภูเขาโอกาสที่ ไอน้ำจะกลั่นตัวเป็นเมฆและฝนก็มีมากขึ้น 3) ความแรงหรือความเร็วของลมที่พัด ลมที่พัดมาด้วยความแรงและเร็วมาก สามารถจะพัดพาเอาความชื้นขึ้นไปเบื้องบนได้มาก โอกาสที่ความชื้นจะกลั่นตัวตกลงมาเป็นฝนก็มีมากด้วย

จากการศึกษาของ เอ็มเอ็ม คาร์เทอร์ (M.M Carter) ในเรื่อง Tropical Cyclone Rainfall Climatology เขาพบว่า พายุหมุนเขตร้อนที่พัดผ่านพื้นที่ Puerto Rico โดยศึกษาเฉพาะลูกที่พัดผ่านภายในรัศมี 500 กิโลเมตร จากตอนกลางของเกาะ โดยศึกษาทั้งหมด 57 ลูก ผลการศึกษาพบว่า ช่วงเวลาที่พายุพัดผ่าน บริเวณที่มีปริมาณฝนตกมากที่สุด คือ บริเวณภูเขา Loquillo ซึ่งส่วนหนึ่งของปริมาณฝนนี้เกิดจากฝนปะทะภูเขา โดยมีค่า สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ที่ 0.642 ที่ระดับความเชื่อมั่นร้อยละ 95 และเมื่อศึกษาในช่วงที่ไม่ได้มีพายุพัดผ่าน ค่าสหสัมพันธ์ระหว่างความสูงและปริมาณฝนเท่ากับ 0.3 ที่ระดับความเชื่อมั่นร้อยละ 95 ซึ่งสรุปได้ว่า ฝนปะทะภูเขาเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้เกิดความแตกต่างของปริมาณฝนในเขตร้อน ดังภาพประกอบ 2.5 และ ภาพประกอบ 2.6



ภาพประกอบ 2.5 แผนที่เส้นชั้นน้ำฝนแสดงถึงบริเวณที่มีฝนตกมากช่วงที่มีพายุหมุน รวบรวมข้อมูลตั้งแต่ ค.ศ.1955-1993



ภาพประกอบ 2.6 แผนที่แสดงปริมาณน้ำฝนในช่วงที่ไม่มีพายุพัดผ่าน เมื่อเปรียบเทียบกับรูปที่ 2-4 จะเห็นว่าจุด A ซึ่งเป็นภูเขาสูงก็ยังคงมีปริมาณฝนตกมาก ถึงแม้ว่าจะไม่ได้รับอิทธิพลของพายุหมุนเขตร้อน เนื่องจากบริเวณนี้เป็นฝนปะทะภูเขา

ความเห็นของ คาร์เทอร์ (Carter) สอดคล้องกับ เอ ออสติน มิลเลอร์ (A. Austin Miller) ที่กล่าวว่า พื้นที่สูงเป็นปัจจัยสำคัญที่ทำให้เกิดการกระจายของฝน โดยบริเวณภูเขาจะมีปริมาณฝนมากกว่าบริเวณที่เป็นพื้นที่ต่ำ ซึ่งเห็นได้อย่างชัดเจนจากแผนที่แสดงเส้นชั้นน้ำฝน ประจำปี ของ อเมริกา โดยที่ Cordillerlas และ Appalachians เป็นบริเวณที่มีฝนตกมาก เพราะเป็นภูเขาสูง (A.Austin Miller. 1971 : 38-39)

ทางด้าน อิโตะ ฮิโรชิ (Ito Hiroshi) ศึกษาเรื่องการกระจายของปริมาณฝน (Distribution) ของพายุไต้ฝุ่น 3 ลูก ได้แก่ ไต้ฝุ่น June,Tess,Lorna เขาพบว่าปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อการกระจายของปริมาณฝนที่เกิดจากพายุทั้ง 3 ลูกก็คือ ลักษณะภูมิประเทศ โดยเฉพาะบริเวณที่เป็นที่สูงจะมีปริมาณฝนที่ตกมากกว่าบริเวณที่เป็นที่ราบ (Ito Hiroshi. 1957 : 3932) และ ยาซูดะ เค (Yasuda K.) พบว่า จากการศึกษาข้อมูลฝนรายชั่วโมงของไต้ฝุ่น Ise Bay เขาพบว่าฝนที่เกิดจากไต้ฝุ่น แบ่งได้เป็น 2 ชนิดคือ 1.ฝนปะทะภูเขา (Orographic rain) 2.ฝนจากการพาความร้อน (Convectional rain) โดยฝนประเภทแรกจะมีปริมาณฝนตกมากเมื่อส่วนในของพายุ (Inner region of the typhoon) มาปะทะภูเขา นอกจากนี้ยังพบว่าฝนที่เกิดจากการปะทะภูเขาไม่ค่อยมีอิทธิพลต่อพื้นที่ที่เป็นชายฝั่งทะเลมากนัก (Yasuda K.. 1961 : 2306) ซึ่งเป็นไปในทิศทางเดียวกับ อิมาคาโด (Imakado) ที่ศึกษาปริมาณฝนที่ตกหนัก ณ ตำบลกิวชู กับลักษณะภูมิประเทศ ซึ่งได้ข้อสรุปลักษณะการกระจายของฝนในพื้นที่ที่เป็นที่สูงว่า 1) แนวฝนที่เกิดขึ้นบ่อย ๆ จะ เกิดบริเวณที่มวลร้อนอากาศจากพื้นดินลอยขึ้นมาเจอกับมวลอากาศเย็นที่จมตัวลงมาตามลาดเขาทำให้เกิดเป็นแนวปะทะอากาศขึ้น 2) บริเวณด้านอับลมหรือด้านหลังเขา (Leeward) จะมีปริมาณฝนน้อยกว่าด้านหน้าเขาเสมอ (Imakado. 1980 : 757)

จากการศึกษาของนักวิจัยชาวญี่ปุ่น ทั้งสามท่าน ผลของการศึกษา เป็นในทิศทางเดียวกันกับ โรโมแทน บายานี (Lomotan Bayani) ที่ศึกษาถึงการกระจายของฝนในประเทศฟิลิปปินส์ โดยศึกษาจากปริมาณฝนของพื้นที่ที่มีรูปแบบการเกิดฝนที่แตกต่างกัน เช่นที่เมือง บาเกียว, มะนิลา และดาเนา ผลการศึกษาพบว่าประมาณร้อยละ 47 ของของปริมาณฝนรวมรายปีเกิดจากพายุหมุนเขตร้อนร้อยละ 7 เกิดจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ และอีกร้อยละ 39 เกิดจากรูปแบบอากาสอย่างอื่น เช่น ระบบแนวปะทะอากาศ นอกจากนี้จากการศึกษานี้พบว่าความเข้มของฝน (Rainfall intensity) ขึ้นอยู่กับอิทธิพลของ ละติจูดที่ตั้ง ภูมิประเทศและ ฤดูกาล โดยจะมีปริมาณฝนที่ตกมากบริเวณภูมิประเทศที่เป็นที่สูง (Lomotan Bayani. 1978 : 973)

ทางด้าน โรเซ็นฟิลด์ (Rosenfield,J) กล่าวว่า ฝนที่ตกหนักไม่ได้จำกัดอยู่เฉพาะพื้นที่ชายฝั่ง พายุสามารถทำให้ฝนตกหนักในพื้นที่ที่ลึกเข้ามาจากชายฝั่งได้โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณที่เป็นเนินเขาหรือภูเขาที่เป็นแหล่งต้นน้ำลำธาร ปริมาณฝนที่ตกมากนี้อาจทำให้ลำธารกลายเป็นแม่น้ำภายในเวลาไม่กี่นาทีได้ ยิ่งไปกว่านั้นภูเขาจะช่วยทำให้มวลอากาศของพายุลอยตัวสูงขึ้น ทำให้เกิดการกลั่นตัวกลายเป็นเมฆและเป็นฝนตามลำดับ (Rosenfield,J. 1997) ส่วน วิภา รุ่งดิลกโรจน์ กล่าวว่า ภูเขาขนาดใหญ่จะเป็นตัวขวางกั้นระบบหมุนเวียนลมที่ระดับล่างของพายุหมุนและก่อให้เกิดสภาพอากาศรุนแรงหลายชนิด ที่บริเวณเชิงเขา เช่น ลมกรรโชกแรง ฝนตกหนักมาก น้ำท่วมฉับพลัน เป็นต้น นอกจากนี้ความชื้นในมวลอากาศที่ลดลงอย่างรวดเร็วและกระแสอากาศแห้งที่ไหลตามไหล่เขาจะทำให้พายุหมุนสลายตัวลงอย่างรวดเร็ว (วิภา รุ่งดิลกโรจน์. 2536 : 41-42)

จากที่อ้างมาแล้วข้างต้น สามารถสรุปได้ว่าทุกท่านมีความเห็นเป็นไปในทิศทางเดียวกันที่ว่า บริเวณที่เป็นพื้นที่สูงหรือภูเขา จะมีปริมาณฝนที่ตกมาก เนื่องจากการที่ ความชื้นจากพายุหมุนเขตร้อน พัดมาปะทะกับภูเขาทำให้เกิดการลอยตัวของมวลอากาศขึ้น เมื่อมวลอากาศเกิดการเย็นตัวก็จะกลั่นตัวเป็นฝนในที่สุด

บทที่3
วิธีดำเนินการศึกษา

ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา

ในการศึกษา ผู้วิจัยได้ค้นคว้าจากข้อมูลดังต่อไปนี้

1 ข้อมูลเกี่ยวกับพายุหมุนเขตร้อน

1.1ข้อมูลและรายละเอียดเกี่ยวกับพายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ได้มาจากเอกสารของกรมอุตุนิยมวิทยา กระทรวงคมนาคมซึ่ง ใช้ข้อมูลในช่วง พ.ศ. 2526-2542 แต่ได้คัดเลือกมาเฉพาะลูกที่อยู่ในขอบเขตที่จะทำการศึกษาเท่านั้น เกณฑ์ที่ใช้ในการคัดเลือกข้อมูลพายุหมุนเขตร้อน จากการศึกษา ค้นคว้าเอกสาร เกี่ยวกับพายุหมุนเขตร้อนที่พัดเข้าสู่ประเทศไทยและพื้นที่ศึกษา พบว่า มีเพียงข้อมูลตั้งแต่ พ.ศ. 2526-2542 เท่านั้น ที่กรมอุตุนิยมวิทยา ได้มีการตรวจวัดความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุ โดยจะทำการวัดทุก 6 ชั่วโมงตั้งแต่ 01.00, 07.00, 13.00, 19.00 นาฬิกา ตามลำดับ โดยมีพายุหมุนเขตร้อนที่พัดเข้าสู่ประเทศไทยทั้งหมด 45 ลูก โดยพัดเข้าสู่พื้นที่ที่ศึกษาจำนวน 30 ลูก อีก 15 ลูกพัดเข้าสู่พื้นที่ภาคใต้ของประเทศไทย และในจำนวน 30 ลูกนี้มีเพียง 14 ลูกที่มีค่าตัวเลขความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุและพัดเข้าสู่ประเทศไทยเกิน 6 ชั่วโมง (ตาราง 3.1) สรุปแล้วพายุที่ใช้ในการศึกษามีจำนวนทั้งสิ้น 14 ลูก

1.2 ข้อมูลฝนที่เกิดจากอิทธิพลของพายุหมุนเขตร้อน

ข้อมูลฝนหรือปริมาณฝนที่นำมาใช้ในการศึกษานี้จะใช้ข้อมูลฝนรายสามชั่วโมงโดยทำการวัดข้อมูลฝนตั้งแต่ 01.00, 04.00, 07.00, 10.00, 13.00, 16.00, 19.00 และ 22.00 นาฬิกา ตามลำดับ ซึ่งได้จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา โดยจะเริ่มพิจารณาวันที่ศูนย์กลางพายุพัดเข้าสู่ประเทศไทยไปจนถึงวันที่พายุลูกนั้น ๆ สลายตัว เกณฑ์ในการคัดเลือกสถานีจะทำการวัดจากศูนย์กลางพายุหมุน ณ วันที่พัดเข้าสู่ประเทศไทย เป็นรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุหมุน และดูว่าในรัศมี 200 กิโลเมตรครอบคลุมสถานีใดบ้าง ก็จะนำข้อมูลฝนของทุกสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรมาหาค่าเฉลี่ย

1.3 ข้อมูลฝนของสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยาเท่าที่มีข้อมูลฝนราย 3 ชั่วโมง ตั้งแต่ พ.ศ. 2526-2540 มีทั้งหมด 40 สถานี (ตาราง 3.2) (ภาพประกอบ3.1)

2 วิธีการรวบรวมข้อมูล

2.1. คัดเลือกข้อมูลพายุหมุนเขตร้อนตามข้อกำหนดเบื้องต้น โดยมีทั้งหมด 14 ลูก

2.2.ทำการคัดลอกข้อมูลพายุหมุนเพื่อต้องการทราบตำแหน่งศูนย์กลางของพายุหมุนและพื้นที่ในรัศมี 200 กิโลเมตร ลงบนแผนที่ที่แสดงตำแหน่งของสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา มาตราส่วน 1:4,000,000 อีกทั้งกำหนดตำแหน่ง (plot) พายุหมุนในโปรมแกรม ArcView version 3.1 ด้วย เพื่อความถูกต้องในการคำนวณมากขึ้น

2.3. เมื่อทราบตำแหน่งของศูนย์กลางพายุหมุนแล้วก็ ทำการหารัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุ นอกจากนี้ยังอาศัยโปรแกรม ArcView version 3.1 ในการช่วยหารัศมี 200 กิโลเมตรรอบศูนย์กลางพายุหมุน เพื่อที่จะได้ทราบว่าครอบคลุมสถานีตรวจอากาศแห่งใดบ้าง และ ใช้โปรแกรมนี้ในการช่วยหาระยะทาง

ของศูนย์กลางพายุจากเวลาหนึ่งไปอีกเวลาหนึ่งด้วย เช่น เราจะหาจุดกึ่งกลางของ ตำแหน่งของพายุ ณ เวลา 01.00 และตำแหน่ง ณ เวลา 07.00น (ตำแหน่งของพายุจะทำการวัดทุก 6 ชั่วโมง) เพื่อที่จะได้ทราบว่าตำแหน่งของพายุ ณ เวลา 04.00 น อยู่ที่ใดซึ่งวิธีนี้จะทำให้ทราบตำแหน่งของพายุและความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุหมุน ที่ได้จากสูตรการหาความเร็วในการเคลื่อนที่

2.4. จากนั้นทำการวัดระยะทางจากศูนย์กลางพายุ ณ เวลานั้นๆถึงชายฝั่งทะเลจีนใต้ หน่วยเป็นกิโลเมตร

2.5. ค่าความสูงของแต่ละสถานีตรวจอากาศได้จากกรมอุตุนิยมวิทยา

2.6. รวบรวมสถิติปริมาณน้ำฝนของสถานีตรวจวัดอากาศในรัศมี 200 กิโลเมตร ณ ตำแหน่งของจุดศูนย์กลางพายุแต่ละลูกและแต่ละช่วงเวลา

2.7. หาค่าสหสัมพันธ์ ระหว่าง ความเร็วลมที่ศูนย์กลางพายุหมุน ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุหมุน ระยะห่างจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และระดับความสูงของสถานีตรวจวัดอากาศ กับปริมาณฝน

2.8. หาสมการทำนาย ของตัวแปรความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ ระยะห่างจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และระดับความสูงของสถานีตรวจวัดอากาศ กับปริมาณน้ำฝน

การวิเคราะห์ข้อมูล

สถิติที่ใช้ในการวิเคราะห์ข้อมูล

1.การหาค่าเฉลี่ย คำนวณได้จากสูตร

$$\bar{X} = \frac{\Sigma X}{N}$$

1.1 ในการหาค่าเฉลี่ยของความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุ และตำแหน่งของพายุทุก 3 ชั่วโมง เช่น เวลา 01.00 น มีความเร็วลม 20 กม/ชม และ 07.00 น มีความเร็วลม 10 กม/ชม และระยะห่างของตำแหน่งพายุ ณ เวลา 01.00 น ถึง 07.00 น มีค่าเท่ากับ 40 กม เราต้องการทราบตำแหน่งของพายุ และความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ ณ เวลา 04.00 น ดังนั้น

$\bar{X}$ = ค่าเฉลี่ยของความเร็วลมสูงสุด , ตำแหน่งของพายุ ณ เวลา 04.00 น

ΣX = ความเร็วลมสูงสุดเวลา 01.00 น. รวมกับความเร็วลมสูงสุด เวลา 07.00 น. ระยะทางจากเวลา 01.00 น.มายัง 07.00 น. เพื่อหาตำแหน่งของเวลา 04.00 น.

N =จำนวนตัวอย่างที่นำมาคำนวณในที่นี้ คือ 2

2.การหาความเร็วในการเคลื่อนที่

$$V = \frac{S}{T}$$

เมื่อ

V = ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ หน่วยเป็นกิโลเมตร ต่อ ชั่วโมง

S = ระยะทางของตำแหน่งพายุจากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่ง หน่วยเป็นกิโลเมตร

T =เวลาในการเคลื่อนที่ของพายุจากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่ง หน่วยเป็นชั่วโมง

3หาค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์

$$r = \frac{N\Sigma XY - \Sigma X\Sigma Y}{\sqrt{[(N\Sigma X^2) - (\Sigma X)^2][(N\Sigma Y^2) - (\Sigma Y)^2]}}$$

เมื่อ

r = ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์

X = ปริมาณฝน

Y = ความเร็วสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ, ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุน, ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล, ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

N = จำนวนตัวอย่างที่นำมาคำนวณ

4. ทดสอบค่านัยสำคัญของสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ คำนวณได้จากสูตร

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

เมื่อ

t = ค่าสถิติ t ที่มีการแจกแจงแบบ t

r = ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ที่คำนวณได้

N = จำนวนของข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา

5. สมการวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณ (Multiple regression)

$$X = a+b_1Y_1+b_2Y_2+.....b_nY_n$$

เมื่อ

X= ปริมาณฝน

a = Y–intercept

b_1 = แทนสัมประสิทธิ์การถดถอยของความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ

b_2 = แทนสัมประสิทธิ์การถดถอยของความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน

b_3 = แทนสัมประสิทธิ์การถดถอยของระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

b_4 = แทนสัมประสิทธิ์การถดถอยระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

Y_1 = ความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ

Y_2 = ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน

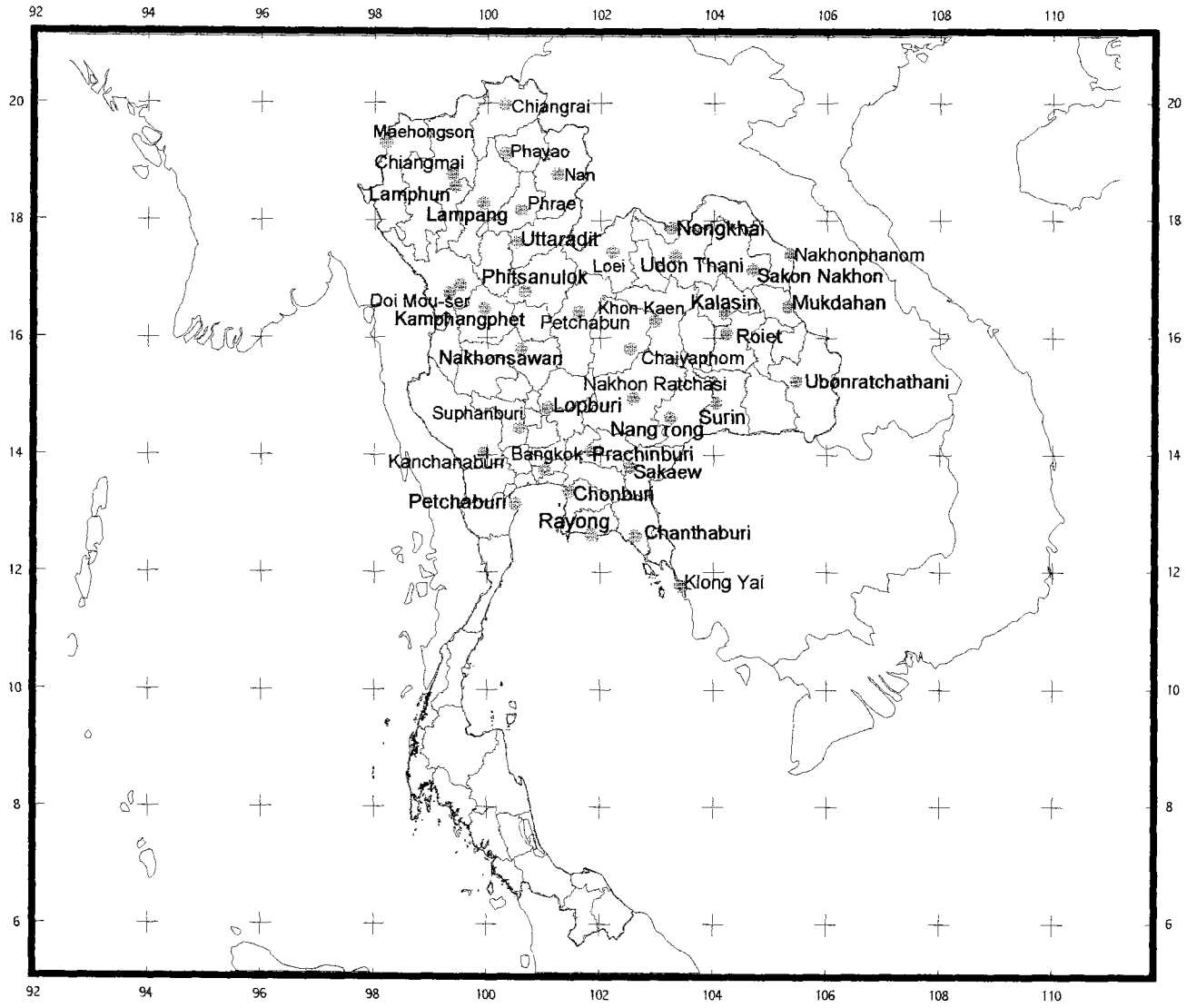
Y_3 = ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

Y_4 = ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

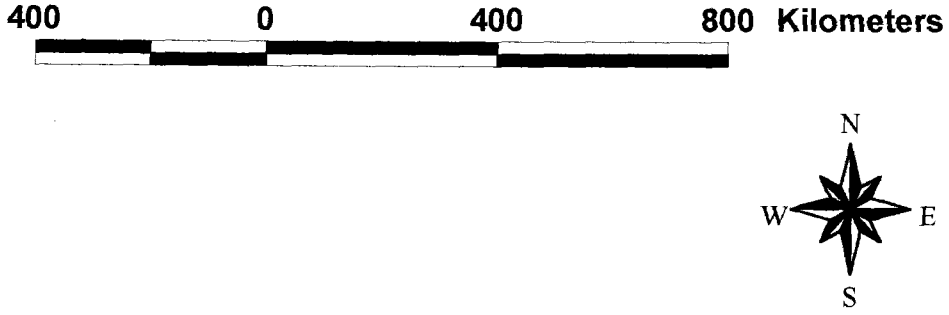
ตาราง 3.1 รายละเอียดของพายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษา

ลำดับ	ชื่อพายุ	วันที่พัดเข้าสู่ประเทศไทย	เวลา	ความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ
1	โซนร้อนเฮอร์เบิร์ต	10/10/83	19.00	25
		11/10/83	01.00	25
			07.00	25
2	โซนร้อนคิม	18/10/83	07.00	27
			13.00	27
			19.00	27
		19/10/93	01.00	27
3	ไต้ฝุ่นเอกเนส	8/11/84	13.00	32
			19.00	27
4	ดีเปรสชั่น 9	16/9/85	07.00	19
			13.00	16
			19.00	16
		17/9/85	01.00	16
			07.00	13
			13.00	18
5	ไต้ฝุ่นเซซิล	16/10/85	16.00	38
			22.00	32
		17/10/85	01.00	32
			07.00	22
			13.00	16
6	โซนร้อนจอร์เจีย	23/10/86	01.00	32
			07.00	30
			13.00	22
			19.00	13
7	ไต้ฝุ่นเฟรด	18/8/91	01.00	60
			07.00	40
			13.00	33
			19.00	30
		19/8/91	01.00	25
			07.00	24
8	ดีเปรสชั่น 1	20/9/92	13.00	28
			19.00	25
9	แองเจลา	31/10/92	01.00	27
			07.00	30
			13.00	25
10	คอลลีน	29/10/92	01.00	30
			07.00	30
11	วิโนนา	30/8/93	01.00	20
			07.00	18
12	โซนร้อนเอมี	31/7/94	19.00	27
		1/8/94	01.00	27
			07.00	27
13	ดีเปรสชั่น 8	3/11/96	19.00	27
		4/11/96	01.00	25
14	ฟริทซ์	26/9/97	07.00	27
			13.00	27

Location of Meteorological Stations



ภาพประกอบ 3.1 แผนที่แสดงตำแหน่งสถานีตรวจอากาศ ที่ใช้ในการศึกษา จำนวน 40 สถานี



ตาราง 3.2 สถานีที่ใช้ในการศึกษาวิจัยครั้งนี้

รหัส	ชื่อสถานี	ความสูงของสถานีจากระดับน้ำทะเล (เมตร)
48300	แม่ฮ่องสอน	267
48303	เชียงราย	390
48310	พะเยา	377
48327	เชียงใหม่	312
48328	ลำปาง	241
48329	ลำพูน	296
48303	แพร่	161
48331	น่าน	200
48351	อุตรดิตถ์	63
48352	หนองคาย	174
48353	เลย	253
48354	อุดรธานี	177
48356	สกลนคร	171
48357	นครพนม	140
48376	ตาก	121
48378	พิษณุโลก	44
48379	เพชรบูรณ์	114
48380	กำแพงเพชร	80
48381	ขอนแก่น	165
48383	มุกดาหาร	138
48459	ชลบุรี	1
48465	เพชรบุรี	2
48478	ระยอง	3
48480	จันทบุรี	3
48501	คลองใหญ่	2
48387	ดอยมูเซอร์	863
48388	กาฬสินธุ์	139
48400	นครสวรรค์	34
48403	ชัยภูมิ	182
48405	ร้อยเอ็ด	140
48407	อุบลราชธานี	123
48425	สุพรรณบุรี	7
48426	ลพบุรี	10
48430	ปราจีนบุรี	5
48431	นครราชสีมา	187
48432	สุรินทร์	146
48436	นางรอง	179
48440	สระแก้ว	41
48450	กาญจนบุรี	28
48455	กรุงเทพ	2

บทที่ 4
การวิเคราะห์ข้อมูล

การวิเคราะห์ข้อมูลแบ่งออกเป็น 5 ส่วน คือ

1. การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

2. การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน

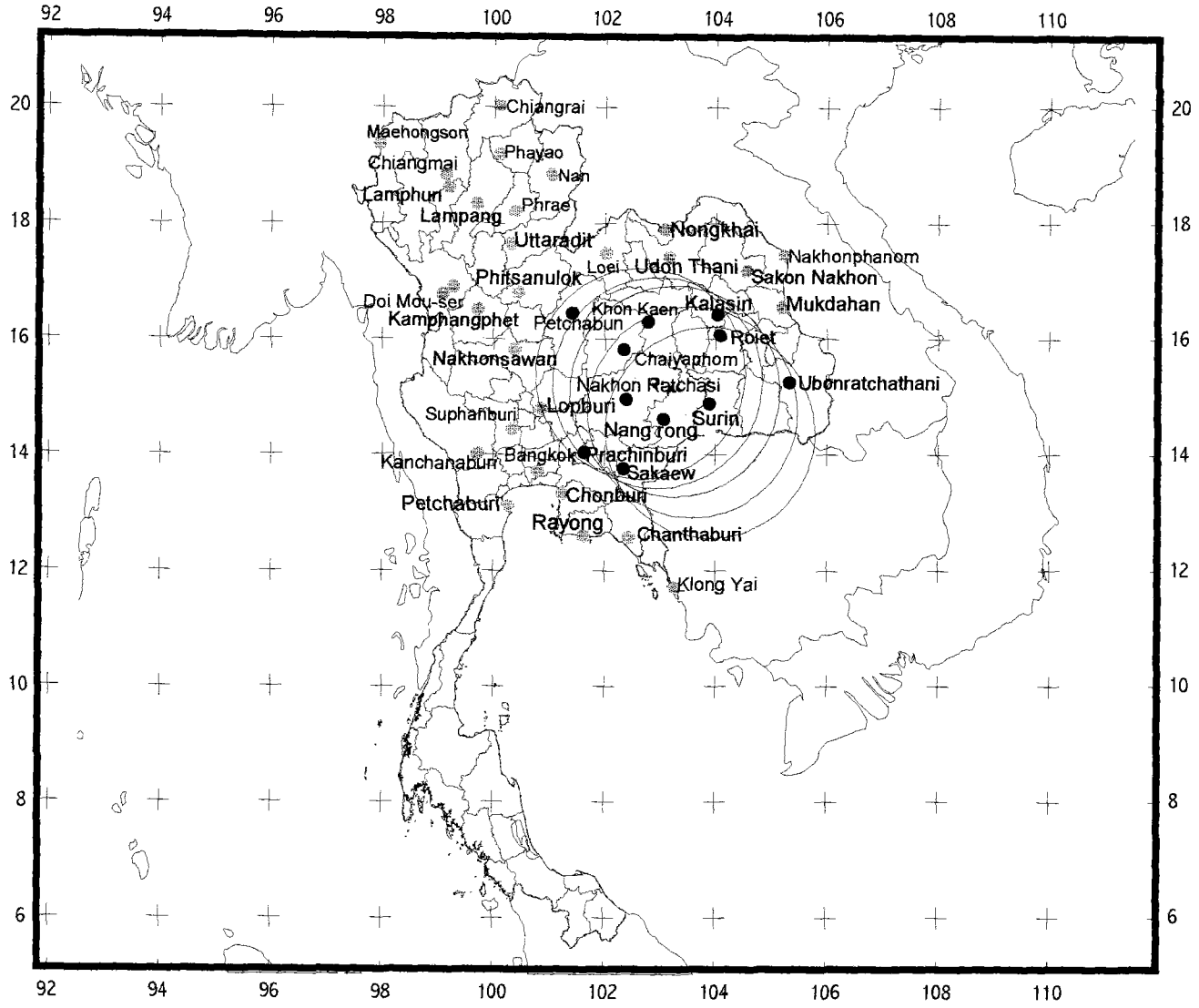
3. การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

4. การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับระดับความสูงของสถานี

5.การวิเคราะห์สมการถดถอยพหุคูณระหว่าง ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับ ตัวแปรทั้ง 4 ตัวแปร อันได้แก่ ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน, ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน, ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และระดับความสูงของสถานี

ในการวิเคราะห์ข้อมูลครั้งนี้ ได้ใช้ข้อมูลฝนของสถานีตรวจอากาศภายในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ จำนวนทั้งหมด 14 ลูก โดยแสดงไว้ในภาพประกอบ ตั้งแต่ หน้า 30 ถึงหน้า 56

Herbert



ภาพประกอบ 4.1 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุโซนร้อน เฮอร์เบิร์ต

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

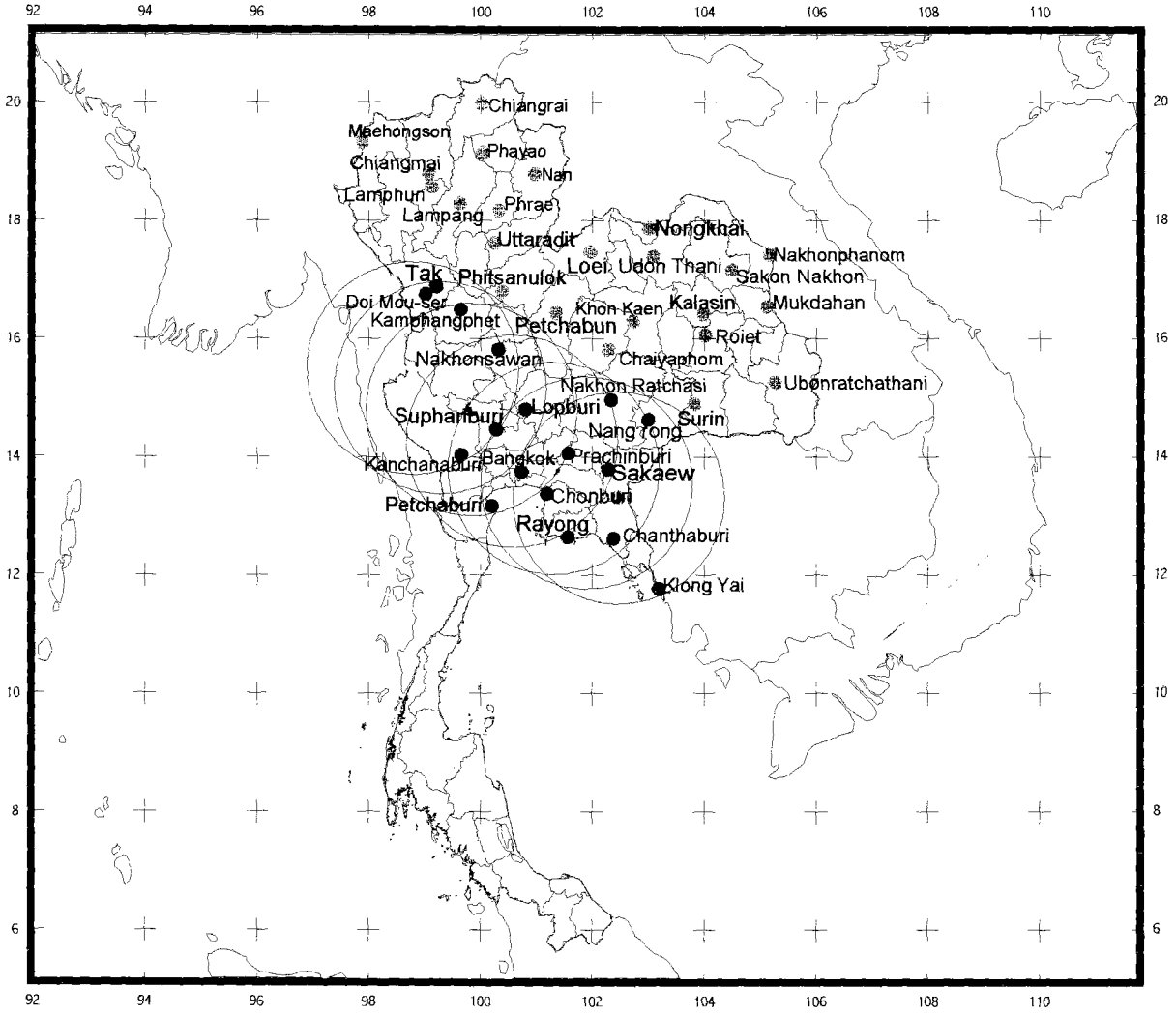
ตาราง 4.1

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
เฮอร์เบิร์ต Herbert ภาพประกอบ 4.1	ทะเลจีนใต้	10 ต.ค. 2526 เวลา 19.00 น.	25	อุบลราชธานี นครราชสีมา สุรินทร์ สระแก้ว
		เวลา 22.00 น.	25	อุบลราชธานี* นครราชสีมา ชัยภูมิ ร้อยเอ็ด สุรินทร์ สระแก้ว ขอนแก่น
		11 ต.ค. 2526 เวลา 01.00 น.	25	นครราชสีมา ชัยภูมิ* ร้อยเอ็ด สุรินทร์ สระแก้ว ขอนแก่น
		เวลา 04.00 น.	25	นครราชสีมา ชัยภูมิ ร้อยเอ็ด สุรินทร์ สระแก้ว เพชรบูรณ์
		เวลา 07.00 น.	25	นครราชสีมา ชัยภูมิ ร้อยเอ็ด สุรินทร์ เพชรบูรณ์ ปราจีนบุรี ขอนแก่น ลพบุรี สระแก้ว*

หมายเหตุ
1. * คือสถานีที่มีปริมาณฝนเป็นศูนย์ จะแสดงเครื่องหมายนี้ไว้หลังชื่อสถานี
2. ___ คือ สถานีที่มีปริมาณฝนมากที่สุดในช่วงเวลานั้นๆ
3. สถานีที่มีปริมาณฝนน้อยกว่า 0.1 ม.ม. จะไม่ได้ใส่ชื่อสถานีนั้นๆ ในตาราง

พายุโซนร้อนเฮอร์เบิร์ตเริ่มเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 10 ต.ค.2526 มีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ 25 นอต เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยทางด้านตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่างบริเวณ จังหวัดสุรินทร์ เคลื่อนตัวในแนวตะวันตกเฉียงเหนือ และสลายตัวเมื่อเคลื่อนตัวถึง จ. นครราชสีมา วันที่ 11 ต.ค. 2526 เวลา 07.00 น สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลาได้แก่ สุรินทร์ และนครราชสีมา ตามลำดับ

Kim



ภาพประกอบ 4.1 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุโซนร้อนคิม

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

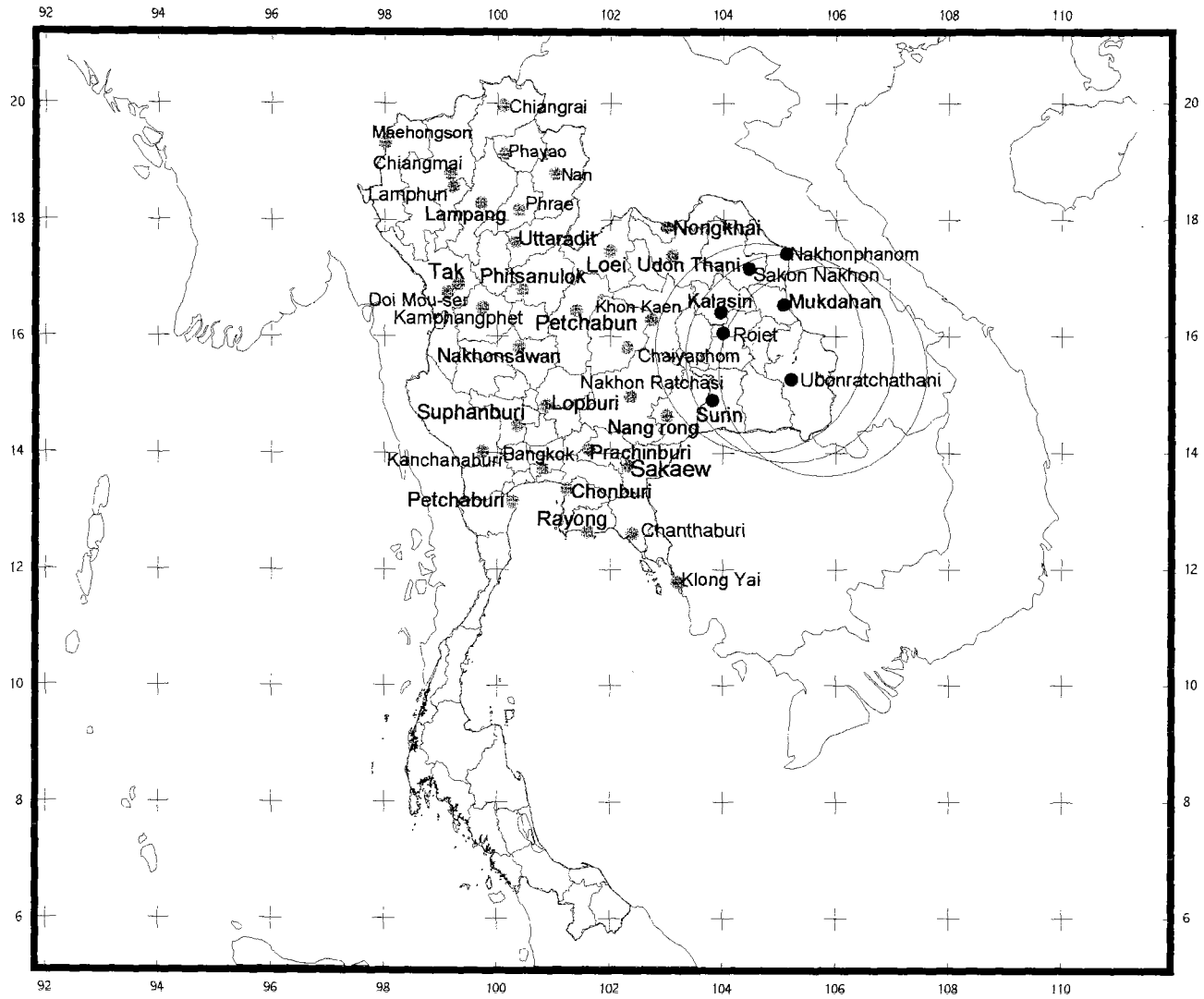
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.2

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
คิม Kim ภาพประกอบ 42	ทะเลจีนใต้	18 ต.ค.2526 เวลา 07.00 น	27	ปราจีนบุรี สระแก้ว นครราชสีมา ระยอง กรุงเทพ ชลบุรี จันทบุรี คลองใหญ่
		เวลา 10.00 น	27	ปราจีนบุรี สระแก้ว นครราชสีมา ระยอง สุพรรณบุรี ชลบุรี ลพบุรี จันทบุรี เพชรบุรี
		เวลา 13.00 น	27	กาญจนบุรี กรุงเทพ ระยอง นครราชสีมา ปราจีนบุรี ลพบุรี สุพรรณบุรี ชลบุรี จันทบุรี เพชรบุรี
		เวลา 16.00 น	27	กาญจนบุรี กรุงเทพ ชลบุรี นครราชสีมา นครสวรรค์ ปราจีนบุรี สุพรรณบุรี สระแก้ว เพชรบุรี ลพบุรี
		เวลา 19.00 น	27	กำแพงเพชร สุพรรณบุรี นครสวรรค์ ลพบุรี ปราจีนบุรี กาญจนบุรี กรุงเทพ เพชรบุรี
		เวลา 22.00 น	27	ตาก นครสวรรค์ กาญจนบุรี สุพรรณบุรี
		19 ต.ค. 2526 เวลา 01.00 น	27	ตาก กำแพงเพชร นครสวรรค์ สุพรรณบุรี กาญจนบุรี

พายุโซนร้อนคิม เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย เมื่อวันที่ 18 ต.ค.2526 มีความเร็วลม 27 นอต เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออก บริเวณ จ.จันทบุรี จากนั้นเคลื่อนเข้าสู่ภาคกลาง และภาคตะวันตกของประเทศไทยตามลำดับ มีทิศทางการเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ และสลายตัวในวันที่ 19 ต.ค. 2526 บริเวณ จ. กาญจนบุรี สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ วัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ ปราจีนบุรี สุพรรณบุรี นครราชสีมา ปราจีนบุรี กาญจนบุรี กาญจนบุรี และตาก ตามลำดับ

Akenest



ภาพประกอบ 4.1 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุไต้ฝุ่นแอกเนส

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

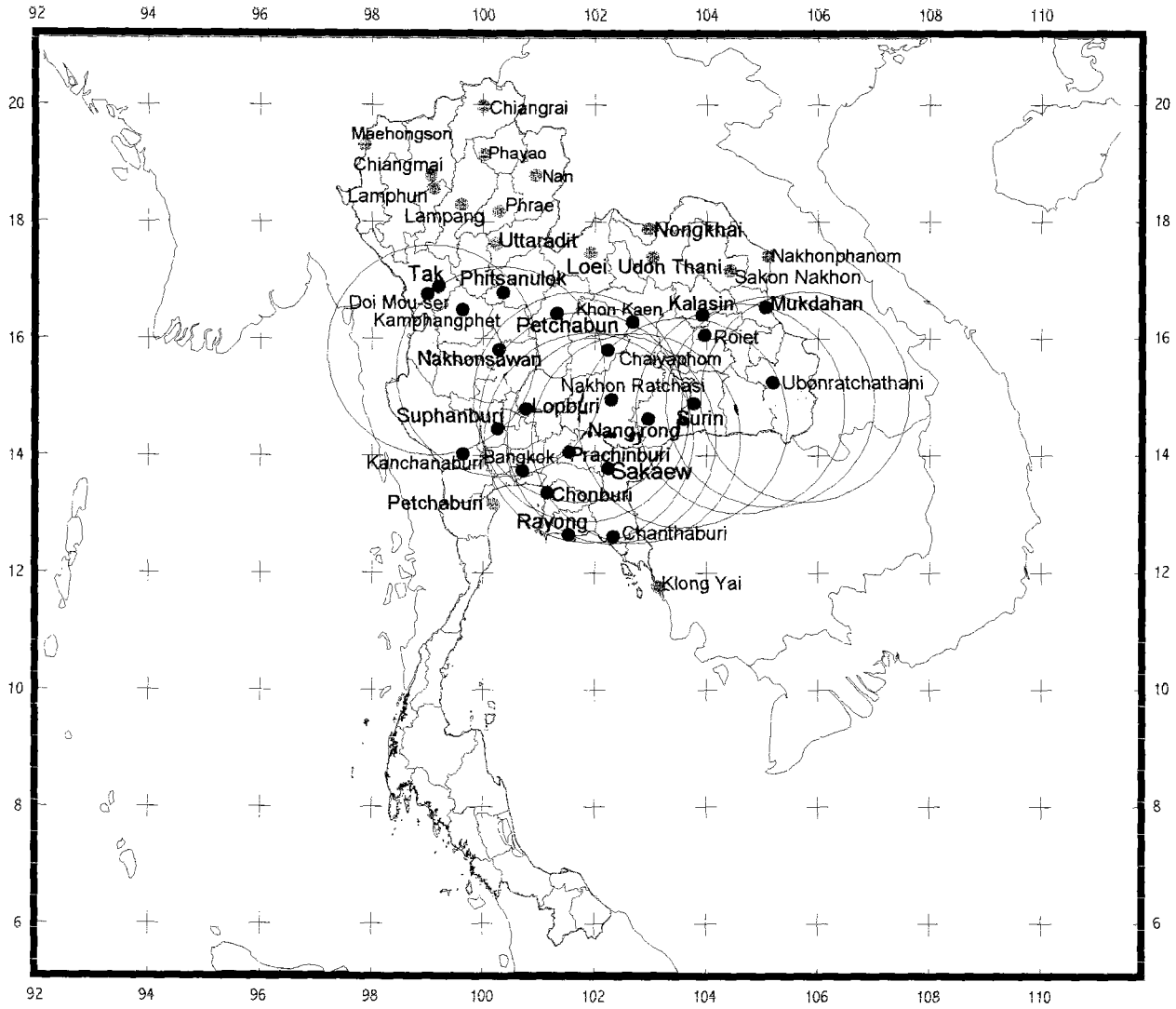
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.3

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
แอกเนส Akenest ภาพประกอบ 4.3	มหาสมุทรแปซิฟิค	8 พ.ย. 2527 เวลา 13.00 น	32	มุกดาหาร อุบลราชธานี
		เวลา 16.00 น	30	มุกดาหาร ร้อยเอ็ด อุบลราชธานี สุรินทร์
		เวลา 19.00 น	27	สกลนคร มุกดาหาร ร้อยเอ็ด สุรินทร์ * อุบลราชธานี

ไต้ฝุ่นแอกเนสเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 8 พ.ย. 27 มีความเร็วลม 32 นอต เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือบริเวณ จ.อุบลราชธานี โดยมีช่วงเวลาอยู่ในประเทศไทยไม่นาน นักก็สลายตัวบริเวณ จ.ร้อยเอ็ด สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุดเรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ มุกดาหาร มุกดาหาร และ อุบลราชธานี ตามลำดับ

Depression 9



ภาพประกอบ 4.4 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุดีเปรสชั่น 9

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

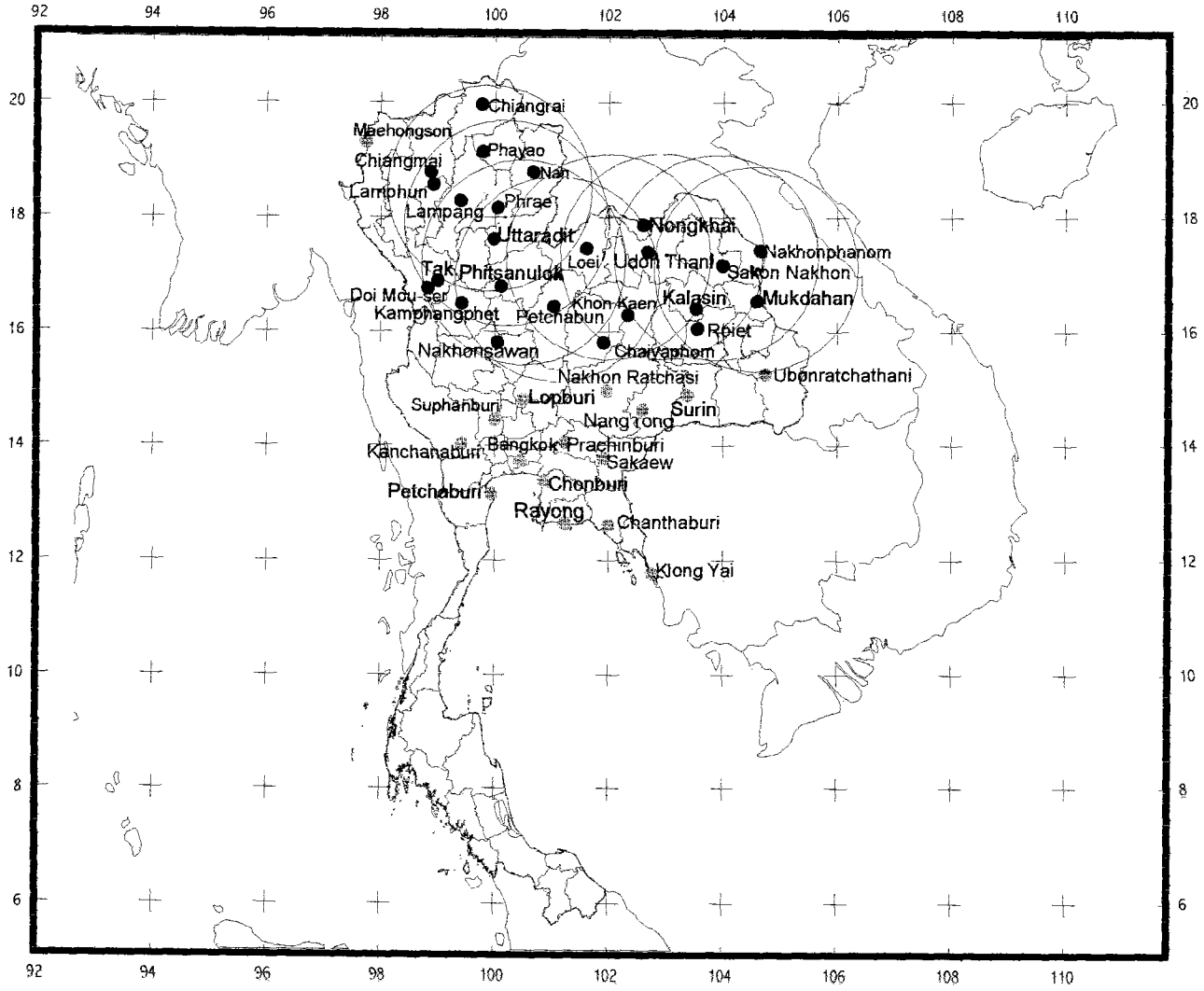
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.4

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
ดีเปรสชั่น 9	ทะเลจีนใต้	16 ก.ย. 2528	19	อุบลราชธานี สุรินทร์
Depression 9		เวลา 07.00 น		
ภาพประกอบ		เวลา 10.00 น	18	ร้อยเอ็ด สุรินทร์ อุบลราชธานี
4.4		เวลา 13.00 น	16	อุบลราชธานี* สุรินทร์
		เวลา 16.00 น	16	ร้อยเอ็ด สุรินทร์ อุบลราชธานี สระแก้ว* นครราชสีมา
		เวลา 19.00 น	16	สุรินทร์ นครราชสีมา ปราจีนบุรี จันทบุรี ชลบุรี* สระแก้ว*
		เวลา 22.00 น	16	ลพบุรี สุรินทร์ นครราชสีมา ระยองสระแก้ว จันทบุรี ชลบุรี กรุงเทพ
		17 ก.ย. 2528 เวลา 01.00 น	16	สุพรรณบุรี ลพบุรี นครราชสีมา สระแก้ว ชลบุรี ระยอง กรุงเทพ ปราจีนบุรี
		เวลา 04.00 น	15	ขอนแก่น สุพรรณบุรี ลพบุรี นครสวรรค์ กรุงเทพ ชลบุรี นครราชสีมา เพชรบูรณ์ *
		เวลา 07.00 น	13	ลพบุรี นครสวรรค์ สุพรรณบุรี ปราจีนบุรี เพชรบูรณ์ * ขอนแก่น *กำแพงเพชร*
		เวลา 10.00 น	16	กำแพงเพชร ลพบุรี สุพรรณบุรี นครสวรรค์ ปราจีนบุรี* ตาก* พิษณุโลก *เพชรบูรณ์ *
		เวลา 13.00 น	18	ตาก พิษณุโลก กำแพงเพชร กาญจนบุรี นครสวรรค์ สุพรรณบุรี*

ดีเปรสชั่น 9 เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 16 ก.ย.2528 มีความเร็วลมรอบศูนย์กลาง 19 นอต เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและเคลื่อนตัวในทิศตะวันตก เมื่อจุดศูนย์กลางพายุเข้าใกล้ จ. ปราจีนบุรี การเคลื่อนตัวเปลี่ยนไปในทิศตะวันตกเฉียงเหนือและมีกำลังมากขึ้นก่อนออกจากประเทศไทยไปสู่ประเทศพม่า สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลาได้แก่ สุรินทร์ สุรินทร์ สุรินทร์ นครราชสีมา สุรินทร์ จันทบุรี นครราชสีมา นครสวรรค์ นครสวรรค์ สุพรรณบุรี กำแพงเพชร ตามลำดับ

Zazil



ภาพประกอบ 4.5 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุไต้ฝุ่นเซซิล

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

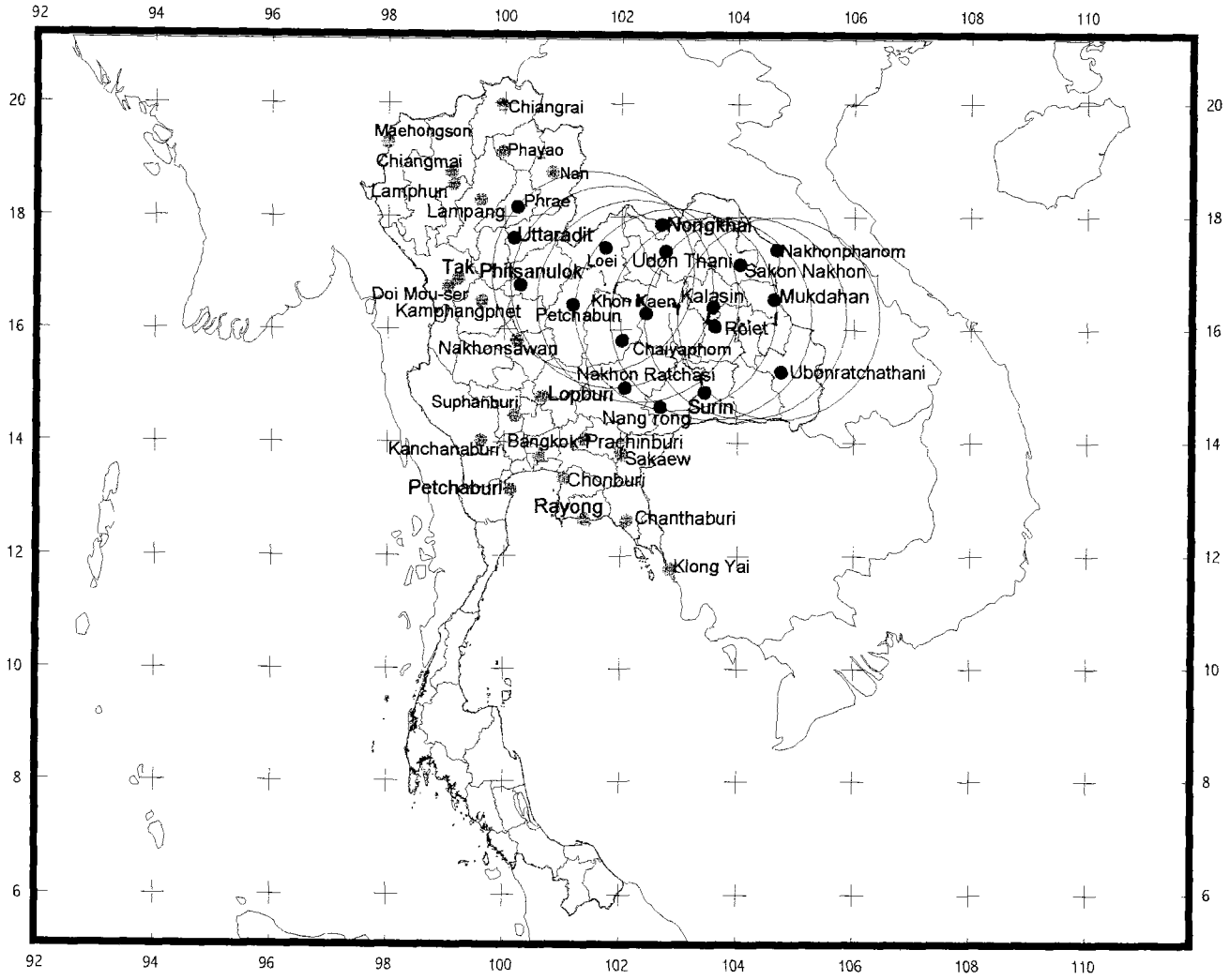
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.5

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
เซซิล Zazil ภาพประกอบ 4.5	มหาสมุทรแปซิฟิค	16 ต.ค.2528 เวลา 16.00 น	38	นครพนม ร้อยเอ็ด
		เวลา 19.00 น	35	หนองคาย อุดรธานี ร้อยเอ็ด นครพนม สกลนคร
		เวลา 22.00 น	32	ขอนแก่น หนองคาย อุดรธานี สกลนคร ร้อยเอ็ด เลย
		17 ต.ค. 2528 เวลา 01.00 น	32	หนองคาย อุดรธานี เลย เพชรบูรณ์ ขอนแก่น
		เวลา 04.00 น	27	หนองคาย อุดรธานี เลย เพชรบูรณ์ กำแพงเพชร พิษณุโลก อุตรดิตถ์ ขอนแก่น แพร่ นครสวรรค์
		เวลา 07.00 น	22	ลำปาง แพร่ น่าน เลย ตาก อุตรดิตถ์ พิษณุโลก กำแพงเพชร เพชรบูรณ์ นครสวรรค์
		เวลา 10.00 น	19	พะเยา ลำปาง ลำพูน นครสวรรค์ เพชรบูรณ์ แพร่ น่าน เลย ตาก อุตรดิตถ์ พิษณุโลก กำแพงเพชร
		เวลา 13.00 น	16	เชียงราย พะเยา เชียงใหม่ ลำปาง ลำพูน แพร่ น่าน อุตรดิตถ์ พิษณุโลก

พายุใต้ฝุ่นเซซิลเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 16 ต.ค.2528 มีความเร็วลม 38 นอต โดยเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยทางด้านตะวันออกเฉียงเหนือทางด้าน จ. นครพนม มีทิศทางเคลื่อนตัวทางทิศตะวันตกและเมื่อเคลื่อนตัวถึง จ.เพชรบูรณ์ เปลี่ยนทิศทางการเคลื่อนตัวไปทางตะวันตกเฉียงเหนือ สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ นครพนม สกลนคร เลย พิษณุโลก ตามลำดับ

Jorjea



ภาพประกอบ 4.6 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุโซนร้อนจอร์เจีย

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

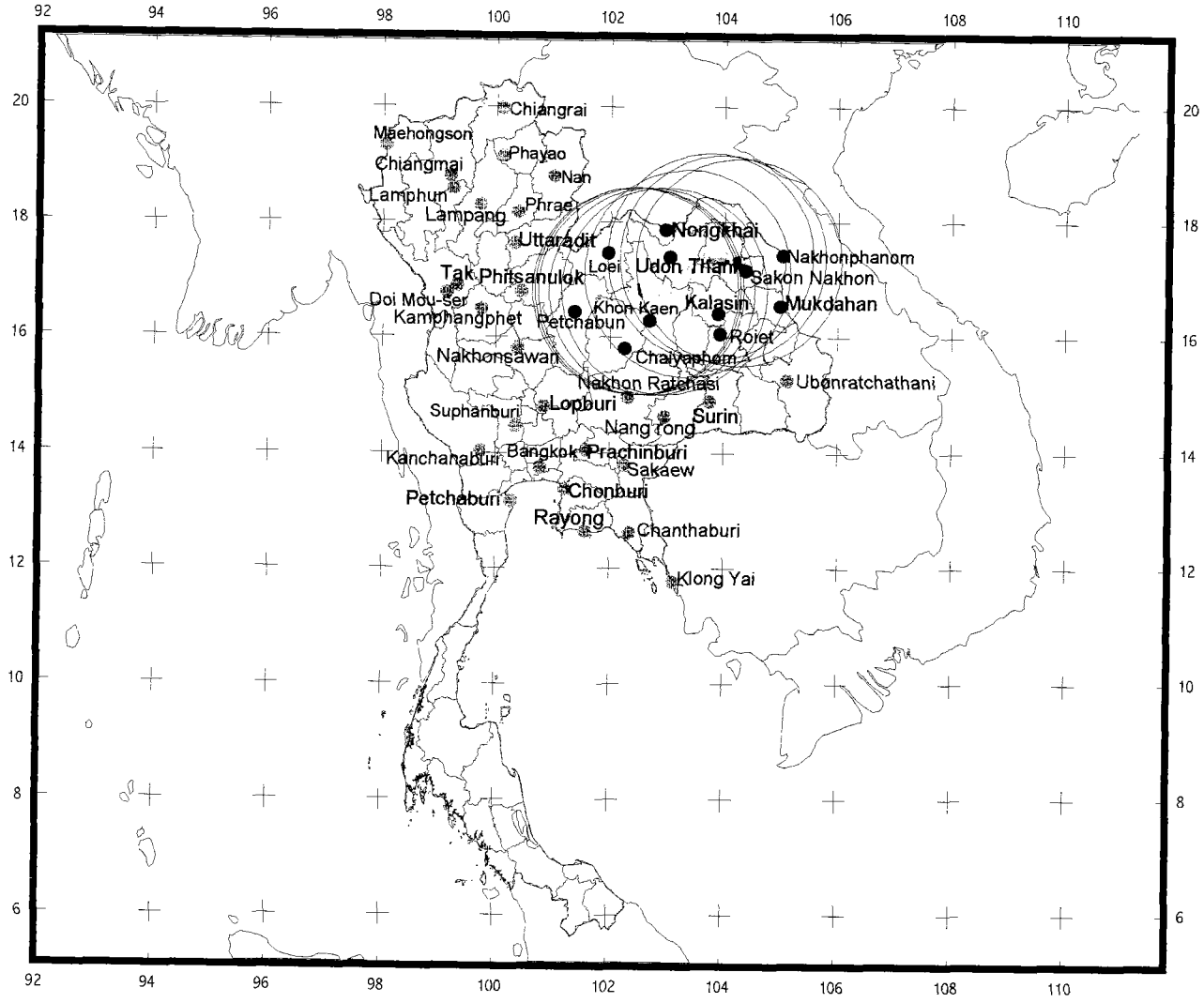
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง4.6

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
พายุโซนร้อนจอร์เจีย Jorjea ภาพประกอบ 4.6	ทะเลจีนใต้	23 ต.ค. 2529 เวลา 01.00 น	32	นครพนม สกลนคร ร้อยเอ็ด อุบลราชธานี
		เวลา 04.00 น	31	สกลนคร ขอนแก่น ร้อยเอ็ด อุบลราชธานี สุรินทร์ มุกดาหาร*
		เวลา 07.00 น	30	สุรินทร์ มุกดาหาร อุบลราชธานี ชัยภูมิ ขอนแก่น อุดรธานี สกลนคร* นครพนม*ร้อยเอ็ด
		เวลา 10.00 น	26	หนองคาย เลย ขอนแก่น ชัยภูมิ ร้อยเอ็ด มุกดาหาร อุดรธานี
		เวลา 13.00 น	22	ร้อยเอ็ด ชัยภูมิ ขอนแก่น อุดรธานี เพชรบูรณ์ หนองคาย เลย
		เวลา 16.00 น	18	ชัยภูมิ เพชรบูรณ์ หนองคาย เลย ขอนแก่น อุดรธานี พิษณุโลก *
		เวลา 19.00 น	13	แพร่ อุตรดิตถ์ เลย เพชรบูรณ์ หนองคาย อุดรธานี ขอนแก่น* พิษณุโลก*

พายุโซนร้อนจอร์เจียเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย เมื่อวันที่ 23 ต.ค. 2529 โดยมีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ 32 นอต เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยบริเวณ จังหวัดมุกดาหาร โดยมีทิศทางการเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ และสลายตัวเมื่อ เวลา 19.00น โดยมีศูนย์กลางพายุหมุนใกล้ จ. เลย สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ นครพนม ขอนแก่น ชัยภูมิ เลย เลย เลย เพชรบูรณ์

Fred



ภาพประกอบ 4.1 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุไต้ฝุ่นเฟรด

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

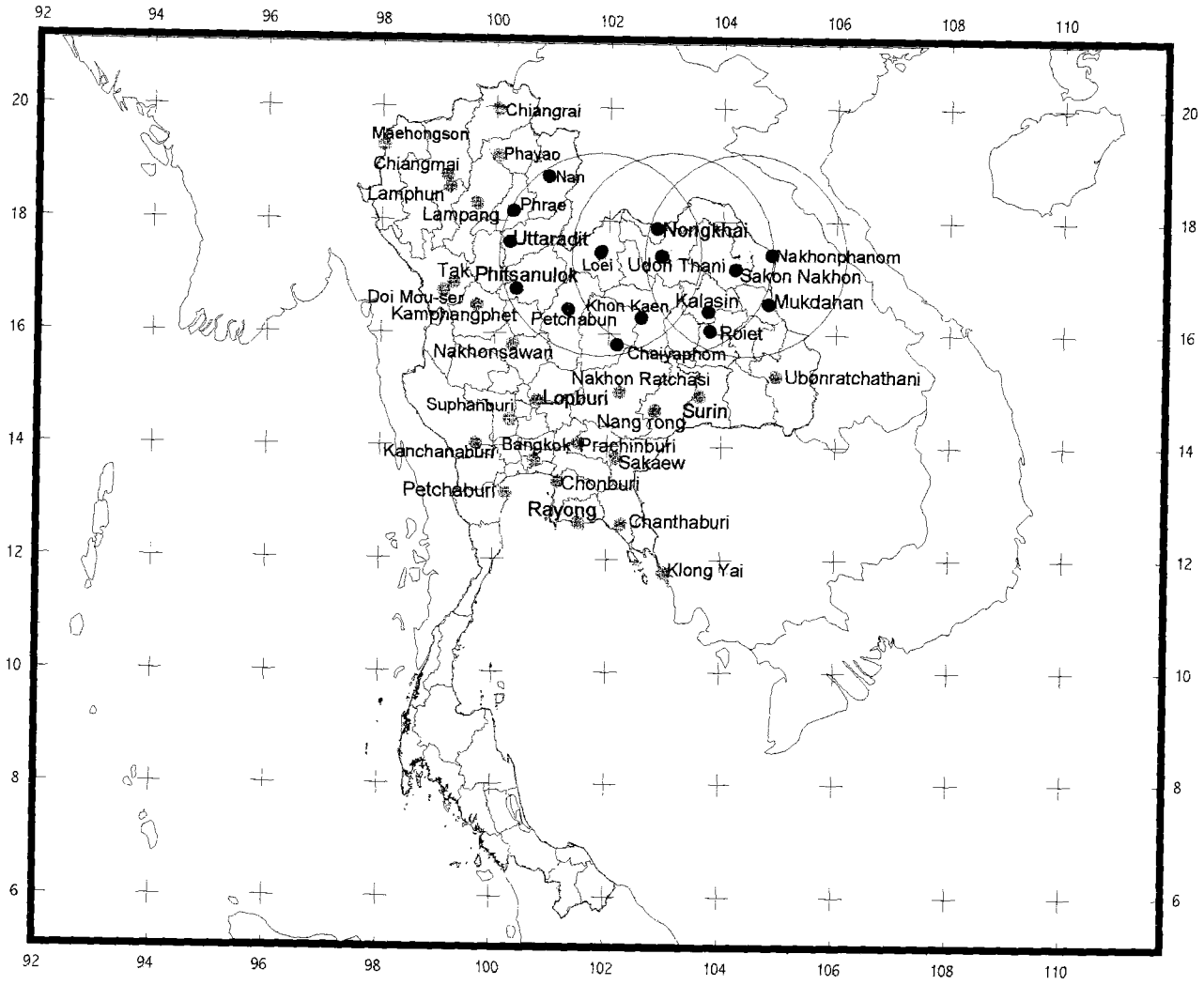
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.7

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
ไต้ฝุ่นเฟรด Fred ภาพประกอบ 4.7	มหาสมุทรแปซิฟิค	18 ส.ค. 2534 เวลา 01.00 น	60	หนองคาย อุดรธานี ร้อยเอ็ด มุกดาหาร สกลนคร นครพนม
		เวลา 04.00 น	50	หนองคาย อุดรธานี ขอนแก่น ร้อยเอ็ด มุกดาหาร สกลนคร นครพนม
		เวลา 07.00 น	40	นครพนม สกลนคร มุกดาหาร หนองคาย เลย อุดรธานี ขอนแก่น ร้อยเอ็ด
		เวลา 10.00 น	36.5	ขอนแก่น เลย ชัยภูมิ อุดรธานี ร้อยเอ็ด นครพนม* หนองคาย มุกดาหาร สกลนคร
		เวลา 13.00 น	33	สกลนคร ร้อยเอ็ด หนองคาย อุดรธานี ขอนแก่น เลย ชัยภูมิ เพชรบูรณ์
		เวลา 16.00 น	31.5	ขอนแก่น ร้อยเอ็ด หนองคาย อุดรธานี เลย ชัยภูมิ เพชรบูรณ์
		เวลา 19.00 น	30	ร้อยเอ็ด ชัยภูมิ เลย ขอนแก่น เพชรบูรณ์
		เวลา 22.00 น	27.5	เลย ชัยภูมิ อุดรธานี ขอนแก่น เพชรบูรณ์ ร้อยเอ็ด
		19 ส.ค. 2534 เวลา 01.00 น	25	ร้อยเอ็ด ชัยภูมิ เลย ขอนแก่น เพชรบูรณ์ หนองคาย
		เวลา 04.00 น	24.5	ร้อยเอ็ด ชัยภูมิ เพชรบูรณ์ อุดรธานี ขอนแก่น เลย*
		เวลา 07.00 น	24	ร้อยเอ็ด อุดรธานี เพชรบูรณ์ ขอนแก่น เลยหนองคาย * ชัยภูมิ *

พายุไต้ฝุ่นเฟรดเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 18 ส.ค. 2534 โดยมีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ 60 นอต เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบนของไทยบริเวณ จ.นครพนม พายุลูกนี้เคลื่อนตัวไม่ไกลนัก หรือ เกือบอยู่กับที่ สลายตัวไป เมื่อวันที่ 19 ส.ค. 2534 เวลา 07.00 สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ นครพนม สกลนคร ขอนแก่น เลย เพชรบูรณ์ ตามลำดับ

Depression 1



ภาพประกอบ 4.1 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุดีเปรสชั่น 1

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

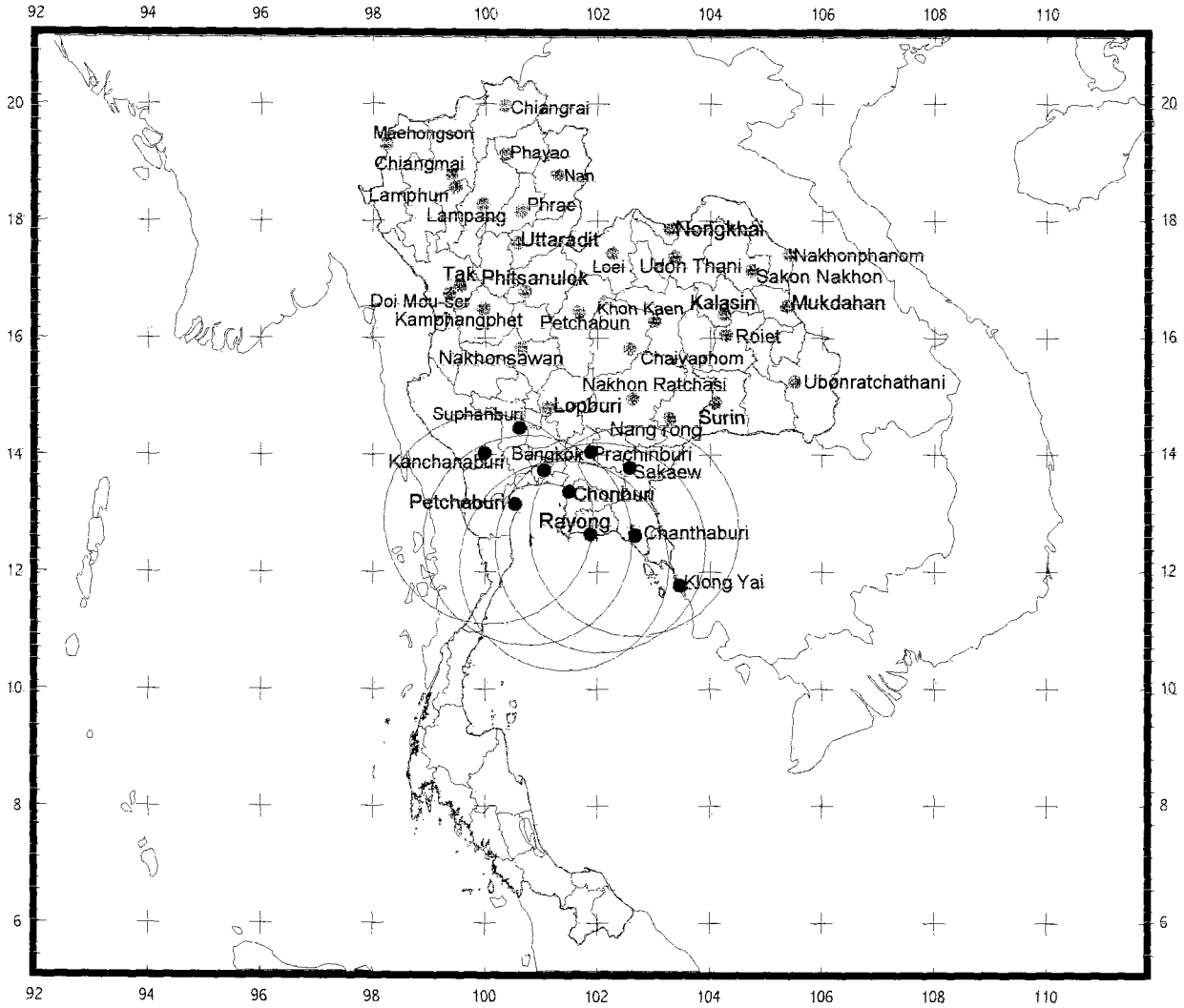
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.8

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
ดีเปรสชั่น1 Depression 1 ภาพประกอบ 4.8	ทะเลจีนใต้	20 ก.ย.2535 เวลา 13.00 น	28	นครพนม สกลนครร้อยเอ็ด หนองคาย อุดรธานี มุกดาหาร*
		เวลา 16.00 น	26.5	เลย อุดรธานี ร้อยเอ็ด* หนองคาย นครพนม
		เวลา 19.00 น	25	น่าน อุตรดิตถ์ เลย อุดรธานี หนองคาย ชัยภูมิ แพร่ * เพชรบูรณ์*

พายุดีเปรสชั่น 1 เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย เมื่อวันที่ 20 ก.ย. 2535 โดยมีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ 28 นอตเคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือทางตอนบน บริเวณ จ. นครพนม และมีทิศทางการเคลื่อนตัวไปในทิศตะวันตก มีการเคลื่อนตัวค่อนข้างเร็ว แต่มีอานุภาพอยู่ที่ประเทศไทยไม่นานก่อนสลายตัวเมื่อศูนย์กลางพายุอยู่ใกล้จังหวัดเลย ในเวลา 19.00 น สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ นครพนม อุดรธานี หนองคาย ตามลำดับ

Angela



ภาพประกอบ 4.1 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุไต้ฝุ่นแองเจลา

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

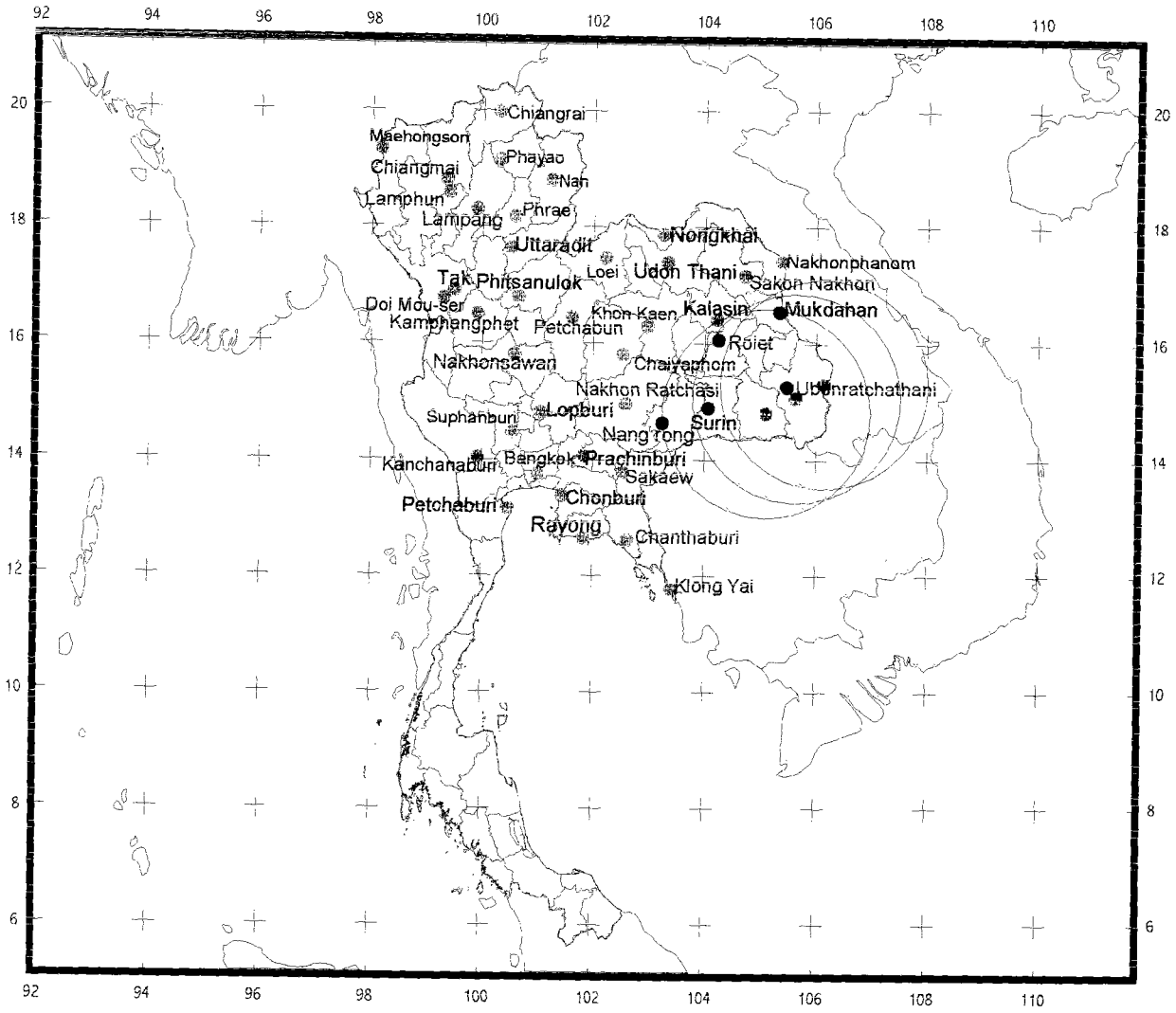
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.9

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
ไต้ฝุ่นแองเจลา Angela ภาพประกอบ 4.9	ทะเลจีนใต้	31 ต.ค. 2535 เวลา 01.00 น	27	ปราจีนบุรี สระแก้ว ชลบุรี ระยอง จันทบุรี คลองใหญ่*
		เวลา 04.00 น	28.5	กรุงเทพ เพชรบุรี ระยอง ปราจีนบุรีสระแก้ว ชลบุรี คลองใหญ่*
		เวลา 07.00 น	30	กรุงเทพ จันทบุรี ชลบุรี เพชรบุรี ระยอง
		เวลา 10.00 น	27.5	ชลบุรี ระยอง กรุงเทพ เพชรบุรี กาญจนบุรี
		เวลา 13.00 น	25	สุพรรณบุรี กรุงเทพ เพชรบุรี กาญจนบุรี ระยอง ชลบุรี

ไต้ฝุ่นแองเจลา เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 31 ต.ค. 2535 โดยมีความเร็วลมรอบศูนย์กลาง 27 นอต มีความเร็วลมระดับดีเปรสชั่น เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันตกของประเทศไทยบริเวณ จ.จันทบุรี มีแนวการเคลื่อนตัวไปทาง ตะวันตกเฉียงเหนือ โดยพาดผ่านอ่าวไทย ทำให้พายุมีกำลังแรงขึ้น จากนั้นได้ลดกำลังลง เมื่อพายุเคลื่อนตัวเข้าสู่ฝั่งแผ่นดิน บริเวณจังหวัดเพชรบุรี และสลายตัวในที่สุดเมื่อเวลา 13.00 น สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ ชลบุรี ชลบุรี ระยอง เพชรบุรี เพชรบุรี ตามลำดับ

Collin



ภาพประกอบ 4.10แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุไต้ฝุ่นคอลลีน

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

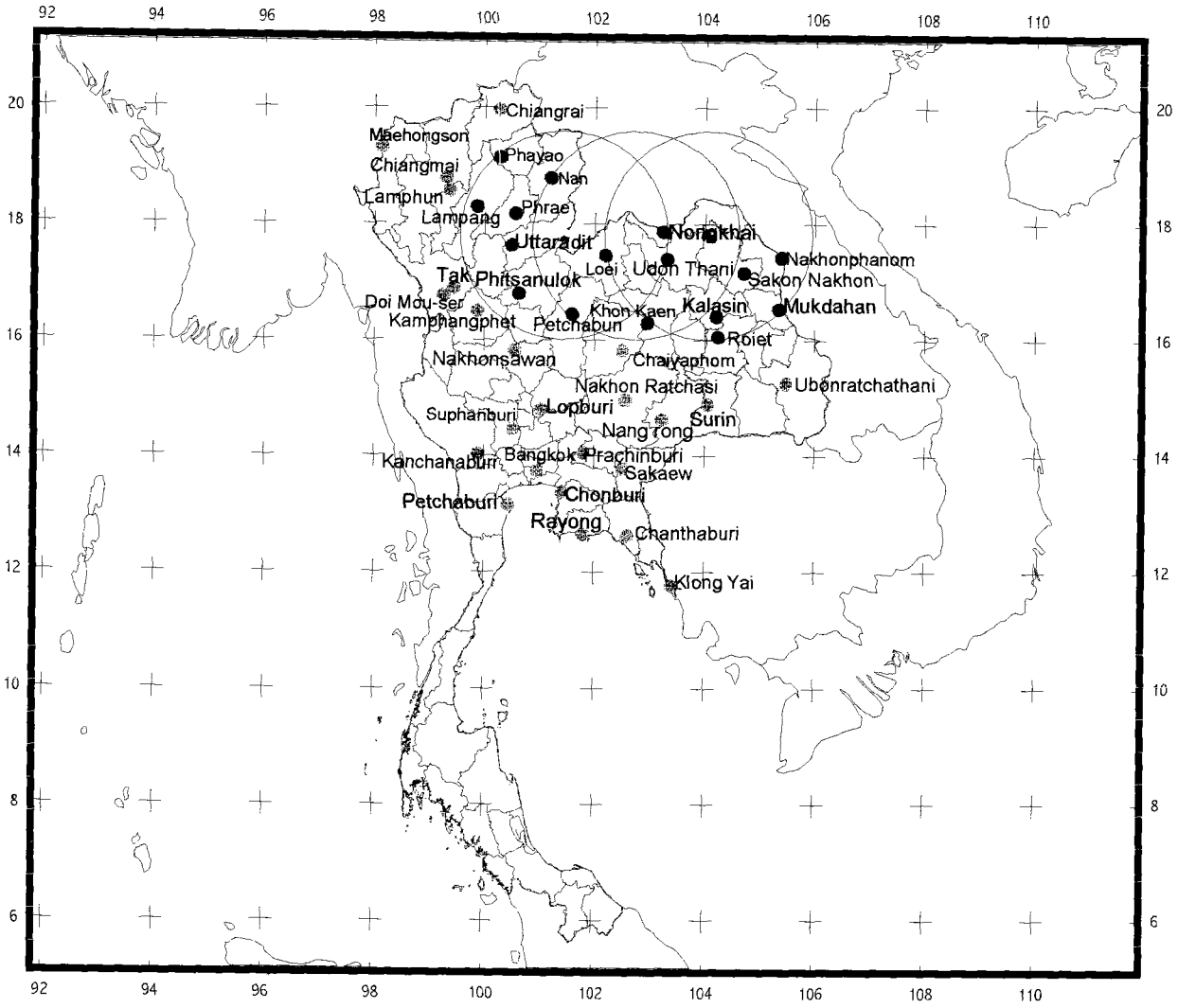
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.10

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
ไต้ฝุ่นคอลลีน Collin ภาพประกอบ 4.10	มหาสมุทรแปซิฟิค	29 ต.ค. 2535 เวลา 01.00 น	30	มุกดาหาร อุบลราชธานี
		เวลา 04.00 น	30	มุกดาหาร สุรินทร์ อุบลราชธานี ร้อยเอ็ด
		เวลา 07.00 น	30	มุกดาหาร สุรินทร์ อุบลราชธานี ร้อยเอ็ด

ไต้ฝุ่นคอลลีน เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย เมื่อวันที่ 29 ต.ค. 2535 โดยมีความเร็วลม 30 นอต มีความเร็วลมระดับดีเปรสชั่น เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง บริเวณจังหวัดอุบลราชธานี มีแนวการเคลื่อนตัวทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ อยู่ในประเทศไทยประมาณ 7 ชั่วโมง และสลายตัวไปในที่สุด เมื่อเวลา 07.00 น สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ อุบลราชธานี อุบลราชธานี และสุรินทร์ ตามลำดับ

Vinona



ภาพประกอบ 4.11 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุโซนร้อนวิโนนา

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

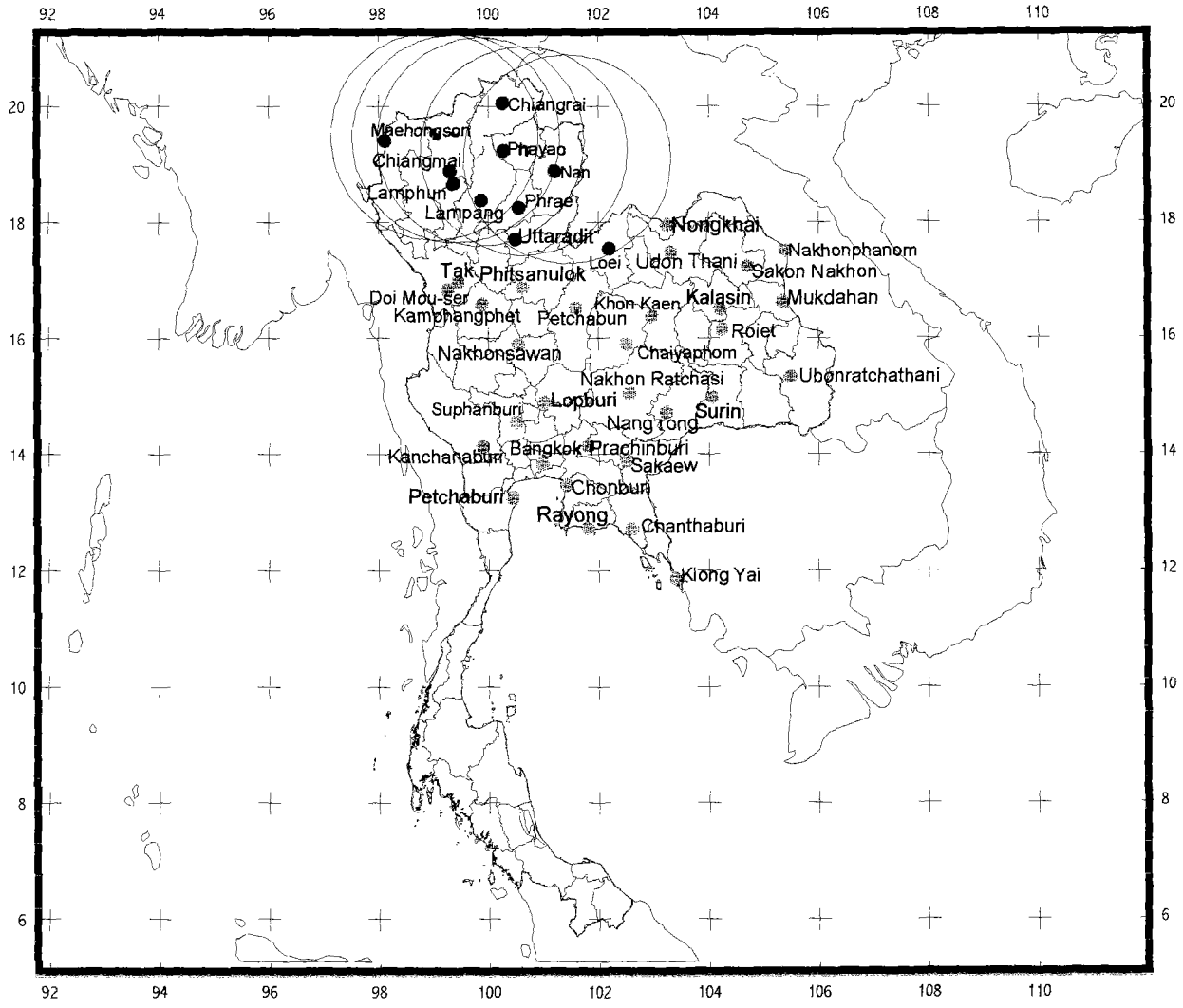
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง4.11

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
พายุโซนร้อนวิโนนา Vinona ภาพประกอบ 4.11	ทะเลจีนใต้	30 ส.ค. 2536 เวลา 01.00 น	20	นครพนม ร้อยเอ็ด มุกดาหาร* อุดรธานี หนองคาย สกลนคร*
		เวลา 04.00 น	19	อุดรธานี หนองคาย น่าน เลย* ขอนแก่น เพชรบูรณ์
		เวลา 07.00 น	18	พะเยา แพร่ น่าน ลำปาง อุตรดิตถ์ เลย* หนองคาย เพชรบูรณ์

พายุโซนร้อนวิโนนา เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย เมื่อวันที่ 30 ส.ค. 2536 มีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ 20 นอต มีความเร็วลมระดับดีเปรสชั่น เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบนของไทย บริเวณ จ.หนองคาย และ เคลื่อนตัวไปยังภาคเหนือ โดยมีแนวการเคลื่อนตัวทางทิศตะวันตก เมื่อเริ่มเคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคเหนือ บริเวณจังหวัดน่าน พายุก็ได้อ่อนกำลังลงและสลายตัวในที่สุด เมื่อ เวลา 07.00 น สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ ร้อยเอ็ด น่าน และ อุตรดิตถ์

Amy



ภาพประกอบ 4.12 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุโซนร้อนเอมี่

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

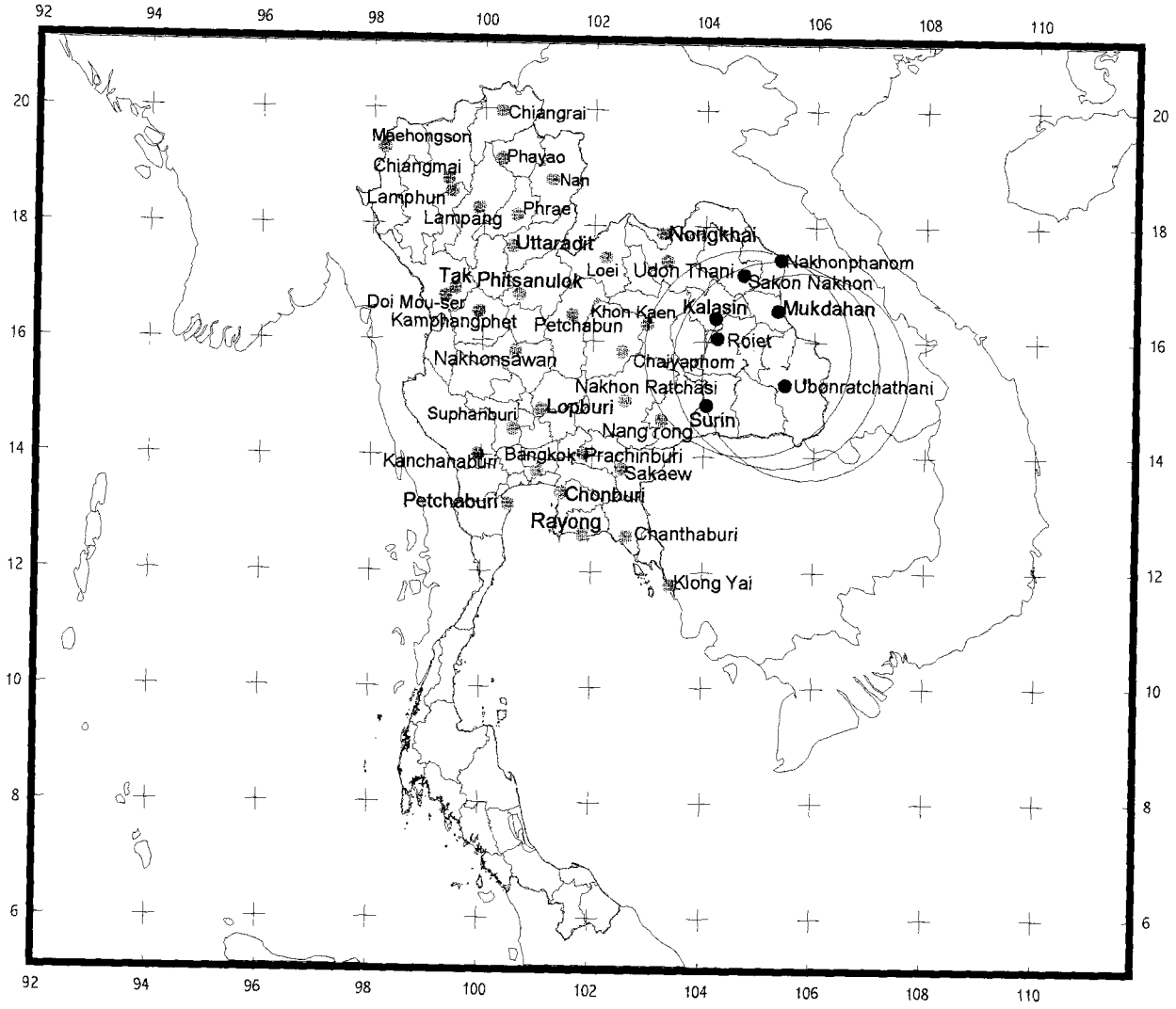
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง4.12

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
พายุโซนร้อนเอมี่	อ่าวตังเกี๋ย	31 ก.ค. 2537 เวลา 19.00 น	27	เชียงราย พะเยา น่าน ลำปาง เลย แพร่ อุตรดิตถ์
Amy		เวลา 22.00 น	27	เชียงราย พะเยา น่าน ลำปาง แพร่ อุตรดิตถ์ เชียงใหม่ ลำพูน
ภาพประกอบ 4.12		1 ส.ค. 2537 เวลา 01.00 น	27	แม่ฮ่องสอน ลำพูน เชียงใหม่ ลำปาง อุตรดิตถ์ เชียงราย พะเยา แพร่ น่าน*
		เวลา 04.00 น	27	แพร่ น่าน เชียงราย ลำปาง ลำพูน แม่ฮ่องสอน เชียงใหม่
		เวลา 07.00 น	27	ลำปาง ลำพูน แม่ฮ่องสอน เชียงใหม่ พะเยา*

พายุโซนร้อนเอมี่ เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 31 ก.ค. 2537 โดยมีความเร็วลม 27 นอต เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคเหนือ บริเวณจังหวัดน่าน มีแนวการเคลื่อนตัวทางทิศตะวันตก และสลายตัวลงเมื่อมีศูนย์กลางพายุอยู่ใกล้ จังหวัดเชียงใหม่ วันที่ 1 ส.ค.2537 เวลา 07.00น สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ อุตรดิตถ์ แพร่ พะเยา ลำพูน เชียงใหม่

Depression 8



ภาพประกอบ 4.13 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุดีเปรสชั่น 8

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

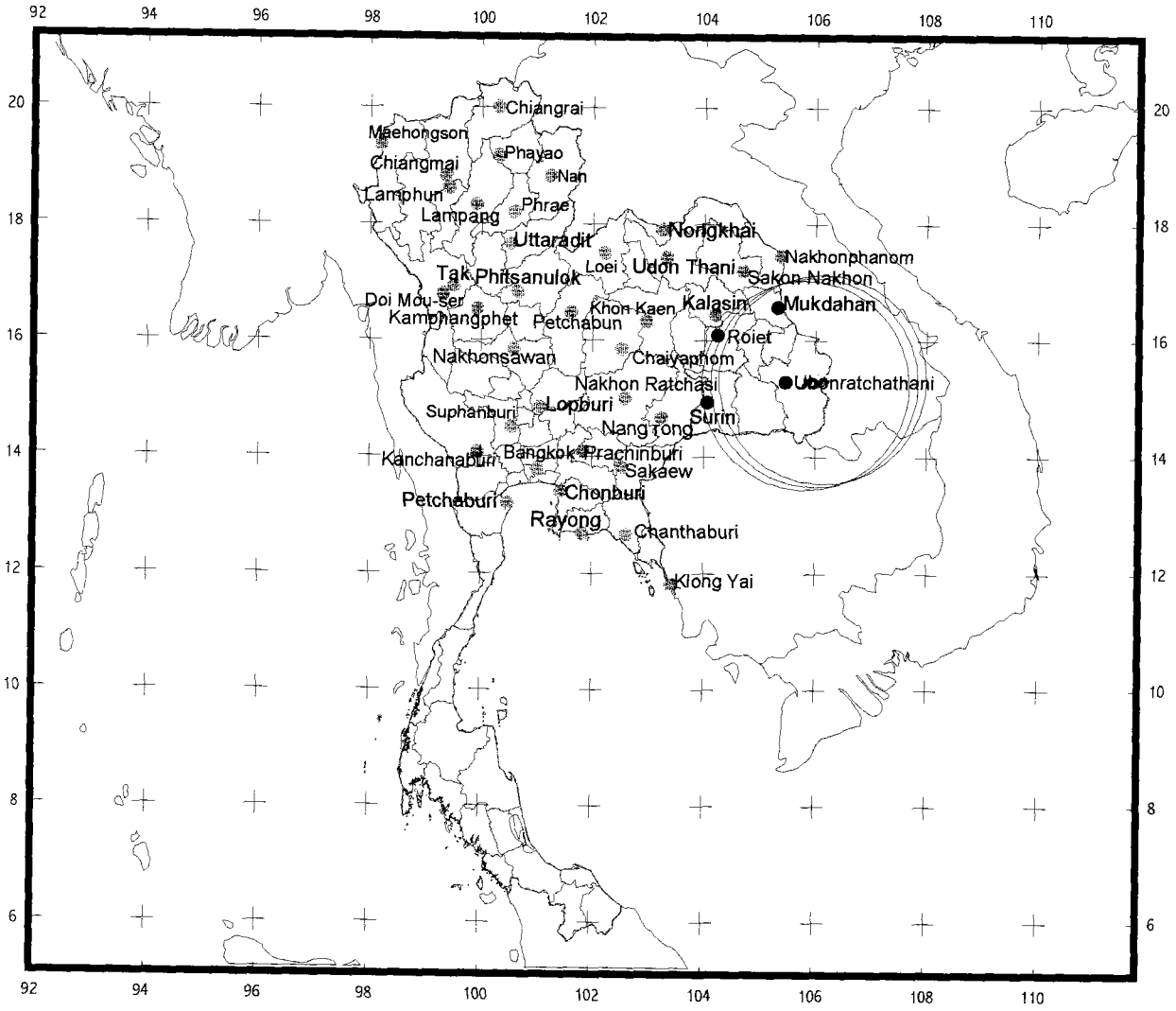
● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง 4.13

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
ดีเปรสชั่น8	ทะเลจีนใต้	3 พ.ย. 2539	27	มุกดาหาร อุบลราชธานี
depression 8		เวลา 19.00น		สุรินทร์ ร้อยเอ็ด
ภาพประกอบ		เวลา 22.00 น	26	สกลนคร กาฬสินธ์ ร้อยเอ็ด
4.13				สุรินทร์ อุบลราชธานี มุกดาหาร
		4 พ.ย. 2539	25	นครพนม สกลนคร กาฬสินธ์
		เวลา 01.00 น		ร้อยเอ็ด อุบลราชธานี สุรินทร์

ดีเปรสชั่น 8 เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย เมื่อวันที่ 3 พ.ย.2539 มีความเร็วลมสูงสุด 27 นอตเข้าสู่ประเทศไทยทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง บริเวณจังหวัด อุบลราชธานี มีแนวการเคลื่อนตัวไปทางตะวันตกเฉียงเหนือ อยู่ในประเทศไทย ประมาณ 6 ชั่วโมง ก่อนสลายตัว เมื่อวันที่ 4 พ.ย. 2539 เวลา 01.00 น มีศูนย์กลางพายุใกล้จังหวัดร้อยเอ็ด สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ สุรินทร์ สุรินทร์ สกลนคร

Frint



ภาพประกอบ 4.14 แผนที่แสดงสถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุโซนร้อนฟริทซ์

ที่ตั้งสถานีตรวจอากาศ

ตำแหน่งจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ทุก 3 ชั่วโมง

● สถานีตรวจอากาศที่อยู่ใน รัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ตาราง4.14

ชื่อพายุ	แหล่งกำเนิด	วันที่ศูนย์กลางพายุเข้าสู่ประเทศไทย	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กม จากศูนย์กลางพายุ
พายุโซนร้อนฟริทซ์	ทะเลจีนใต้	26 ก.ย.2540 เวลา 07.00 น	27	มุกดาหาร อุบลราชธานี
Frint ภาพประกอบ 4.14		เวลา 10.00 น	27	มุกดาหาร อุบลราชธานี
		เวลา 13.00 น	27	มุกดาหาร อุบลราชธานี สุรินทร์

พายุโซนร้อนฟริทซ์ เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 26 ก.ย. 2540 มีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ 27 นอตเคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือทางตอนล่าง บริเวณ จังหวัดอุบลราชธานี พายุลูกนี้เมื่อเข้าสู่ประเทศไทยแล้ว แทบจะไม่มีการเคลื่อนตัวเลย ประมาณ 6 ชั่วโมงก่อนสลายตัวไปในที่สุด เมื่อเวลา 13.00 น สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตร จากศูนย์กลางพายุ ซึ่งวัดปริมาณฝนได้มากที่สุด เรียงตามช่วงเวลา ได้แก่ อุบลราชธานี อุบลราชธานี สุรินทร์ ตามลำดับ

สรุปข้อมูลจากตารางและแผนที่ของพายุที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ทั้งหมดจำนวน 14 ลูก

แหล่งกำเนิด	เริ่มก่อตัวจากทะเลจีนใต้จำนวน 9 ลูก มหาสมุทรแปซิฟิค 4 ลูก และจากอ่าวตังเกี๋ยอีก 1 ลูก
เดือนที่เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย	เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยมากที่สุดในเดือนตุลาคม จำนวน 6 ลูก ในเดือน กันยายน 3 ลูก เดือนสิงหาคม 2 ลูก เดือนพฤศจิกายน 2 ลูก และเดือนกรกฎาคม 1 ลูก
ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ	พายุที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ส่วนใหญ่เมื่อเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยจะมีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุอยู่ในระดับ พายุดีเปรสชั่น
ทิศทางการเคลื่อนตัวของพายุ	เคลื่อนตัวทางทิศตะวันตก และทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ
สถานีที่มีปริมาณฝนมากที่สุดในรัศมี 200 กม.	ส่วนใหญ่จะเป็นสถานีที่อยู่ใกล้กับศูนย์กลางพายุ และในแต่ละช่วงเวลาสถานีที่มีปริมาณฝนตกมากอาจเปลี่ยนแปลงไปตามแนวการเคลื่อนตัวของพายุ
บริเวณที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน	บริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง บริเวณจังหวัดอุบลราชธานี เป็นบริเวณที่พายุเคลื่อนตัวผ่านมากที่สุด รองลงมาคือภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบนบริเวณจังหวัดนครพนม

เมื่อทราบว่าสถานีใดบ้างอยู่ในรัศมี 200 กม. จากศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อนแล้ว จึงหาข้อมูลฝนของสถานีในบริเวณนั้น ในช่วงเวลาที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน จากนั้นนำมาหาค่าสหสัมพันธ์ กับ ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน, ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน, ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และระดับความสูงของสถานี ซึ่งผลของการวิเคราะห์ข้อมูลปรากฏผล ดังนี้คือ

1.ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

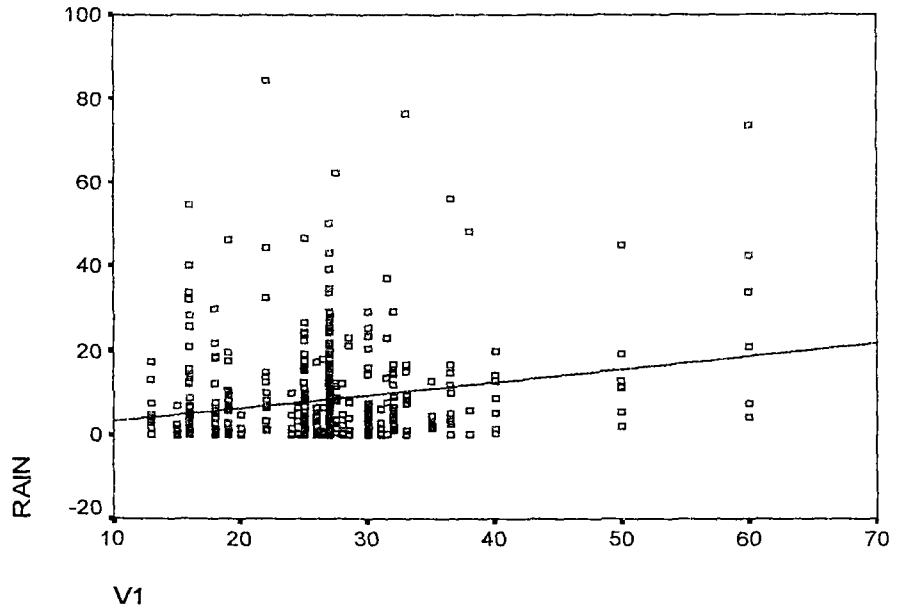
การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน ได้ค่า สหสัมพันธ์ดังตาราง 4.15

ตาราง 4.15 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร	r	t
ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน	0.201	0.000*

มีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น .05* (ข้อมูลตัวเลขที่ใช้ในการคำนวณทั้งหมด อยู่ที่ภาคผนวก)

ภาพประกอบ 4.15 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน



โดย rain หมายถึง ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน

v1 หมายถึง ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

จากตาราง 4.15 แสดงให้เห็นว่า ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อนมีค่าสหสัมพันธ์ = 0.201 ที่ระดับความเชื่อมั่นที่ .05 และมีความสัมพันธ์ในทางบวก ซึ่งหมายถึงค่าของตัวแปรทั้งสองมีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงไปในทิศทางเดียวกัน ซึ่งพิจารณาดูได้จากภาพประกอบ 4.15 นั่นคือ เมื่อพายุมีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุมาก ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุก็จะมากขึ้นด้วย เพราะพลังงานของพายุได้จากพลังงานความร้อนแฝงซึ่งเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำ ไอน้ำทั้งหมดในพายุหมุนได้จากการระเหยของน้ำทะเล อัตราการระเหยของน้ำทะเลจะมีมากขึ้นเมื่ออัตราเร็วของลมเพิ่มขึ้น เมื่อพายุหมุนมีกำลังแรงมากอัตราการดูดซับพลังงานก็มากขึ้นด้วย ซึ่งตรงกับงานวิจัยของ วิกิจ ไชยวิจารณ์ พบว่า ถ้าพายุหมุนมีความรุนแรงในขั้นพายุโซนร้อนก่อนเข้าสู่ฝั่งของประเทศไทยทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จะมีแนวโน้มที่ก่อให้เกิดปริมาณฝนรวมเฉลี่ยทั้งภาคได้มากกว่าพายุหมุนเขตร้อนที่มีความรุนแรงในขั้นดีเปรสชั่น (วิกิจ ไชยวิจารณ์.2335:75-76) แต่ความสัมพันธ์ที่คำนวณได้มีความสัมพันธ์กันน้อยมาก ซึ่งได้อภิปรายผลในบทต่อไป

2.ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับ ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน

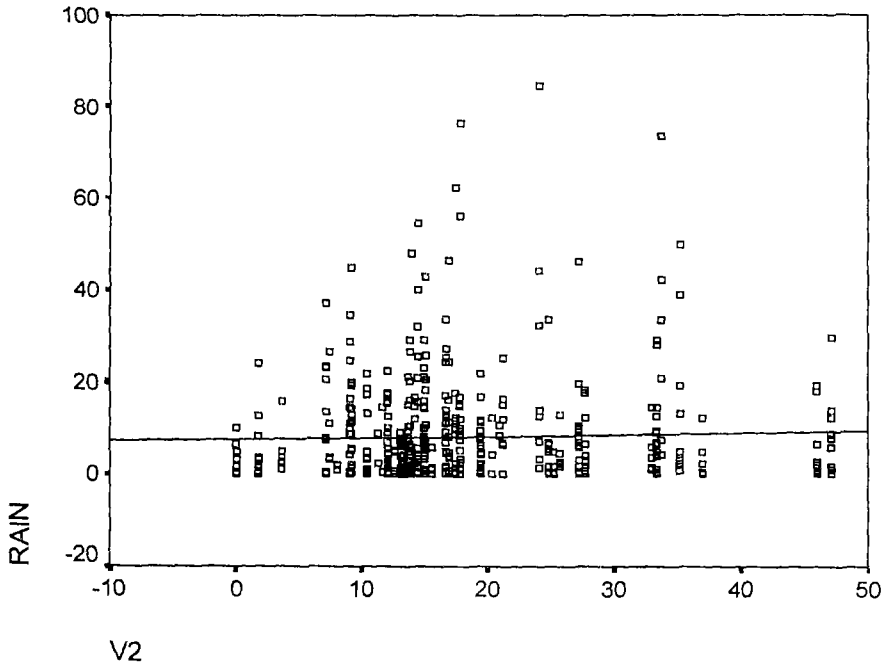
การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน ได้ค่าสหสัมพันธ์ดังตาราง 4.16

ตาราง 4.16_ ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน

ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร	r	t
ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน	0.032	0.49

(ข้อมูลตัวเลขที่ใช้ในการคำนวณทั้งหมด อยู่ที่ภาคผนวก)

ภาพประกอบ 4.16 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน



โดย rain หมายถึง ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน
v2 หมายถึง ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน

จากตาราง 4.16 แสดงให้เห็นว่า ค่า t ที่คำนวณได้มากกว่าระดับนัยสำคัญที่ระดับ .05 ผลที่คำนวณได้นี้ทำให้วิเคราะห์ได้ว่า ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านมีความสัมพันธ์กับ ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน อย่างไม่มีนัยสำคัญ ซึ่งเป็นไปในทิศทางเดียวกับ ภาพประกอบ 4.16 แสดงให้เห็นเส้นกราฟที่ได้เป็นเส้นตรงในแนวระนาบ แสดงให้เห็นว่าตัวแปรทั้งสองมีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ แต่ในความเป็นจริงแล้วการที่พายุหมุนเขตร้อนมีการเคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ จะทำให้ความเข้มของปริมาณฝนที่ตก ณ พื้นที่ที่พายุเคลื่อนตัวผ่านมีมากขึ้น ซึ่งอาจเป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดน้ำท่วมอย่างฉับพลันได้ ตัวอย่างเช่น การศึกษาของ เฮอร์เบิร์ต ไรล์ (Herbert Riehl) กล่าวว่า เดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1963 ได้เกิดน้ำท่วมอย่างฉับพลันที่ตะวันออกของประเทศคิวบา โดยมีสาเหตุจากการที่พายุที่เคลื่อนตัวผ่านบริเวณนั้น มีการเคลื่อนที่อย่างช้า ๆ เป็นระยะเวลาห้าวันติดต่อกัน เป็นผลทำให้เกิดน้ำท่วมและผู้คนล้มตายเป็นจำนวนมาก (Herbert Riehl. 1978 : 212-213) แต่จากการวิจัยครั้งนี้ได้ค่าสหสัมพันธ์ที่ไม่มีนัยสำคัญระหว่างความสัมพันธ์ของปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับ ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน ซึ่งไม่ตรงกับความเป็นจริง ซึ่งได้อภิปรายผลในบทต่อไป

3.ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

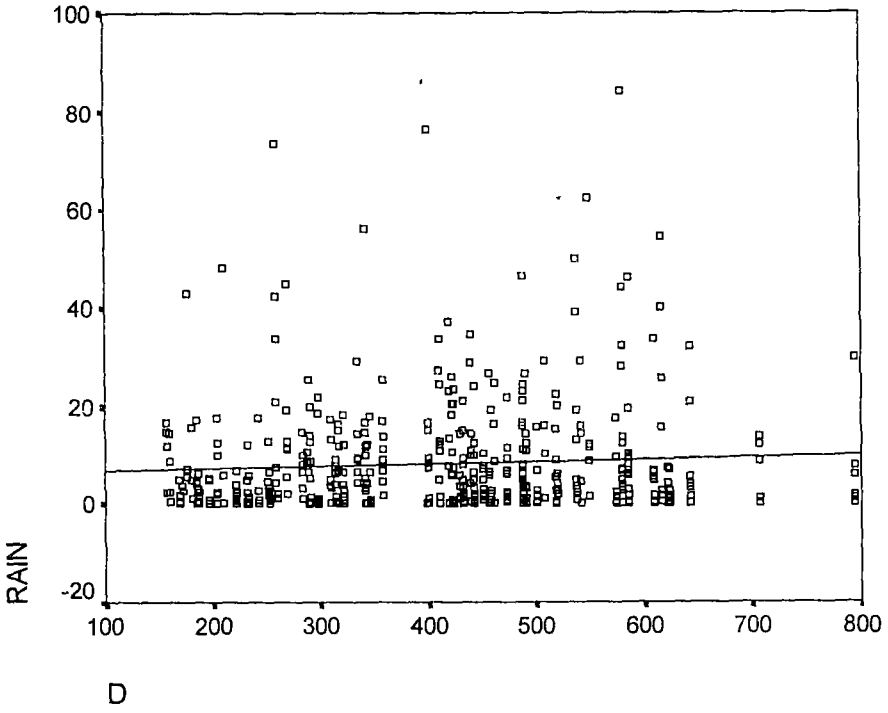
การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล ได้ค่าสหสัมพันธ์ดังตาราง 4.17

ตาราง4.17 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร	r	t
ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	0.055	0.23

(ข้อมูลตัวเลขที่ใช้ในการคำนวณทั้งหมด อยู่ที่ภาคผนวก)

ภาพประกอบ 4.17 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล



โดย rain หมายถึง ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน

D หมายถึง ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

จากตาราง 4.17 แสดงให้เห็นว่าค่า t ที่คำนวณได้มากกว่าระดับนัยสำคัญที่ระดับ .05 ผลที่คำนวณได้นี้ทำให้วิเคราะห์ได้ว่า ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล มีความสัมพันธ์กันอย่างไม่มีนัยสำคัญ ซึ่งเป็นไปในทิศทางเดียวกับ ภาพประกอบ 4.17 แสดงให้เห็นเส้นกราฟที่ได้เป็นเส้นตรงในแนวระนาบ แสดงให้เห็นว่าตัวแปรทั้งสองมีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ แต่ในความเป็นจริงแล้วพายุหมุนเขตร้อนได้ก่อตัวขึ้นจากมหาสมุทร หรือทะเล เมื่อเคลื่อนตัวออกจากแหล่งกำเนิดโดยใช้พลังงานที่ได้จากไอน้ำที่ระเหยจากทะเลเป็นพลังงานในการขับเคลื่อน เมื่อพายุเคลื่อนที่ไกลจากแหล่งกำเนิดเท่าใด พลังงานของพายุก็จะลดลง โดยเฉพาะเมื่อเคลื่อนขึ้นสู่แผ่นดิน เนื่องจากบนแผ่นดินมีแรงฝืด ซึ่งขัดขวางการเคลื่อนที่ของมวลอากาศที่จะเข้าไปเสริมในพายุหมุน จึงทำให้พายุหมุนลดความรุนแรงลง ตรงกับความเห็นของ โจนาทาน เอ็ดวาร์ด (Jonathan Edwards) มีความเห็นว่า พายุหมุนเขตร้อนไม่สามารถจะมีอานุภาพอยู่บนแผ่นดินได้นานเนื่องจากขาดแหล่งพลังงานความชื้น ตัวอย่างเช่น เฮอริเคน คามิลล่า (Camille) ในปี ค.ศ.1969 ซึ่งเป็นเฮอร์ริเคนที่มีความรุนแรงมากที่สุดที่ทำให้เกิดฝนปริมาณมากบนฝั่งทวีปของสหรัฐอเมริกาโดยมีความเร็วลม 190 ไมล์ต่อชั่วโมง พายุนี้ยังคงเคลื่อนตัวไปยังมลรัฐ เท็นเนสซี่ (Tennessee) โดยลดความเร็วลงหลังจากที่พายุเคลื่อนตัวขึ้นฝั่ง และลดกำลังลงเป็นดีเปรสชั่นและสลายตัวไปในที่สุด (Jonatha Ewards.2001) แต่จากการวิจัยครั้งนี้ได้ค่าสหสัมพันธ์ที่ไม่มีนัยสำคัญระหว่างความสัมพันธ์ของปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเลซึ่งไม่ตรงกับความเป็นจริง ซึ่งได้อภิปรายผลในบทต่อไป

4.ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับ ความสูงของสถานีตรวจอากาศ

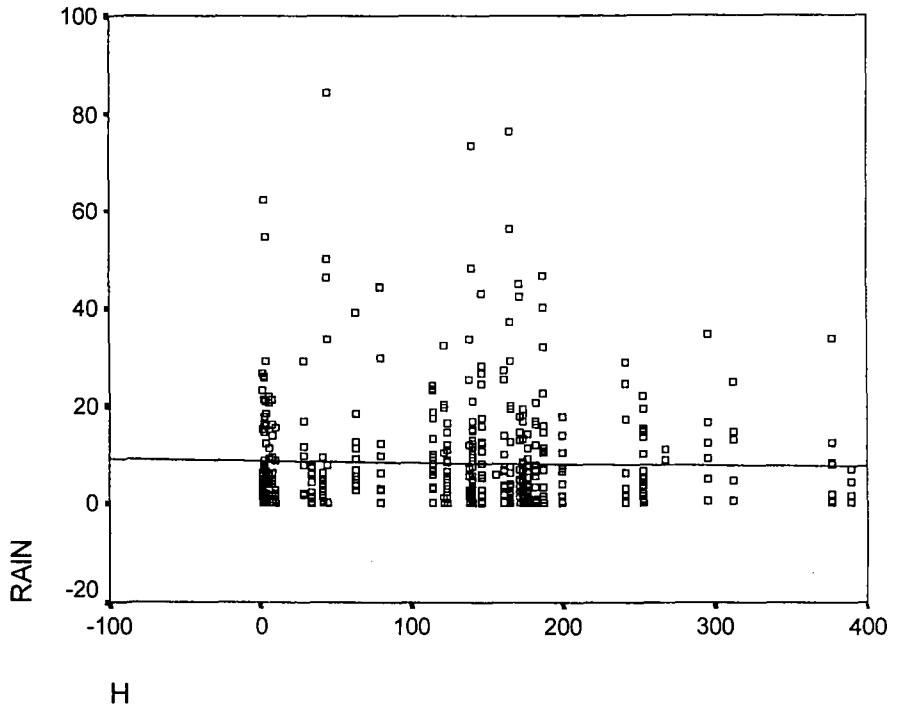
การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความสูงของสถานีตรวจอากาศ ได้ค่าสหสัมพันธ์ดังตาราง 4.18

ตาราง 4.18 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร	r	t
ปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความสูงของสถานีตรวจอากาศ	-0.25	.589

(ข้อมูลตัวเลขที่ใช้ในการคำนวณทั้งหมด อยู่ที่ภาคผนวก)

ภาพประกอบ 4.18 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความสูงของสถานีตรวจอากาศ



โดย rain หมายถึง ปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน

H หมายถึง ความสูงของสถานีตรวจอากาศ

จากตาราง 4.18 แสดงให้เห็นว่า ค่า t ที่คำนวณได้มากกว่าระดับนัยสำคัญที่ระดับ .05 ผลที่คำนวณได้นี้ทำให้วิเคราะห์ได้ว่า ปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความสูงของสถานีตรวจอากาศ มีความสัมพันธ์กันอย่างไม่มีนัยสำคัญ ซึ่งเป็นไปในทิศทางเดียวกับ ภาพประกอบ 4.18 แสดงให้เห็นเส้นกราฟที่ได้เป็นเส้นตรงในแนวระนาบ แสดงให้เห็นว่าตัวแปรทั้งสองมีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ และค่าความสัมพันธ์ที่ได้เป็นลบ ซึ่งหมายถึงค่าของตัวแปรทั้งสองมีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงไปในทิศทางตรงกันข้ามกัน นั่นคือ สถานีตรวจอากาศที่ตั้งอยู่ในพื้นที่สูง ปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีก็จะมีปริมาณฝนที่น้อยซึ่งไม่ถูกต้องตามความเป็นจริง ที่ว่า การที่พายุพัดพาเอาความชื้นจากทะเลหรือมหาสมุทรที่เป็นแหล่งกำเนิดของพายุมาปะทะกับพื้นที่ที่เป็นที่สูงก็จะทำให้เกิดการยกตัวของมวลอากาศทำให้เกิดการกลั่นตัวกลายเป็นฝนได้มากกว่าบริเวณที่เป็นพื้นที่ราบ ตัวอย่างเช่นการศึกษาของ เอ็มเอ็ม คาร์เทอร์ (M.M Carter) ศึกษาพายุที่เคลื่อนผ่านประเทศ Puerto Rico ผลการศึกษาพบว่า ในช่วงที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน บริเวณภูเขา Loquillo เป็นบริเวณที่มีฝนตกมากที่สุด ซึ่งฝนส่วนหนึ่งเกิดจากฝนปะทะภูเขาที่เกิดจากความชื้นที่พายุหมุนเคลื่อนตัวพามาโดยมีค่าสหสัมพันธ์ที่ 0.64 ที่ระดับความเชื่อมั่น 0.5 (M.M Carter.2000) แต่จากการวิจัยครั้งนี้ได้ค่าสหสัมพันธ์ที่ไม่มีนัยสำคัญระหว่างความสัมพันธ์ของปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความสูงของสถานีตรวจอากาศซึ่งผลที่ได้ไม่สอดคล้องกับงานวิจัยของ เอ็มเอ็ม คาร์เทอร์ และไม่เป็นไปตามความเป็นจริง โดยได้อภิปรายไว้ในบทต่อไป

5.การศึกษาการถดถอยพหุคูณระหว่างปริมาณฝน (x) กับตัวแปรพยากรณ์ อันได้แก่ ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน (v1) ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน,(v2) ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) และระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ (H)

การศึกษาการถดถอยพหุคูณระหว่างปริมาณฝน (x) กับ ตัวแปร v1, v2, D และ H ได้ค่าดังตาราง 4.19

ตาราง 4.19

ตัวพยากรณ์	ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวพยากรณ์ ß	ค่าสถิติความน่าจะเป็นในการทดสอบสมมุติฐาน (Sig of t)
v1	.289	.006
v2	.022	.637
D	.184	.001
H	.001	.986

$R = .262$

$R^2 = .069$

Std . Error = 11.24

สมการณ์พยากรณ์ปริมาณฝน โดยใช้ตัวพยากรณ์ v1 v2 D และ H เป็นตัวพยากรณ์ได้สมการณ์ในรูปคะแนนดิบดังนี้

$$X = -9.756+0.443\ v1+2.333\ v2+1.477\ D+1.097\ H$$

จากตาราง 4.19 แสดงให้เห็นว่า ค่าสถิติความน่าจะเป็นในการใช้ทดสอบสมมุติฐาน นัยสำคัญ (Significant) ของ ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน (v1) ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) น้อยกว่า .05 ดังนั้นจึงยอมรับสมมุติฐานที่ว่าทั้ง ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน (v1) ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) มีความสัมพันธ์กับปริมาณฝนที่ระดับนัยสำคัญ .05 ในขณะที่ค่า นัยสำคัญ ของความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน (v2) และระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ (H) มากกว่า .05 แสดงว่ามีความสัมพันธ์กับปริมาณฝนอย่างไม่มีนัยสำคัญ โดยค่าความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน (v1) มีความสำคัญสูงสุดในการพยากรณ์ปริมาณฝน โดยมีค่าสัมประสิทธิ์ของตัวพยากรณ์ เท่ากับ 0.289 รองลงมาคือ ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) โดยมีค่าสัมประสิทธิ์ของตัวพยากรณ์เท่ากับ 0.184 ส่วน ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน (v2) และระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ (H) เป็นตัวพยากรณ์ที่มีความสำคัญน้อยที่สุด มีค่าเท่ากับ 0.022 และ0.001 ตามลำดับ แต่อย่างไรก็ตามตัวพยากรณ์ทั้งสี่ตัวนี้มีความคลาดเคลื่อน (Std of error) ในการใช้พยากรณ์ปริมาณฝนอยู่ 11.24 % และค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์พหุ (R) ซึ่งแสดงถึงขนาดความสัมพันธ์ระหว่างตัวพยากรณ์ทั้งสี่ กับ ปริมาณฝน เท่ากับ 0.262 หรือประมาณ 26% การที่ตัวแปรทั้งสี่ตัวมีความสัมพันธ์กันในระดับต่ำน่าจะมีสาเหตุมาจากตัวแปรทั้งสี่ตัวเป็นตัวแปรคนละแบบกัน เช่น ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน (v1) ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน,(v2) เป็นค่าที่ได้จากการวัดเป็นช่วง ๆ และไม่ค่อยแตกต่างกันมากนักเนื่องจากเป็นพายุที่อ่อนกำลังและใกล้จะสลายตัวแล้ว ความเร็วลม และความเร็วในการเคลื่อนที่จึงไม่มากนัก เช่น ทุก 6 ชั่วโมงที่มีการวัดจุดศูนย์กลางของพายุ ส่วนระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) เปลี่ยนแปลงไปตามตำแหน่งของพายุ แต่ละตำแหน่งจะมีระยะทางไม่เท่ากัน ยิ่งเคลื่อนตัวออกจากแหล่งกำเนิดมากเท่าใดระยะทางก็จะเพิ่มมากขึ้นเท่านั้น และค่าระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ (H) เป็นค่าคงที่ของสถานีนั้น ๆ ซึ่งเป็นการหาความสัมพันธ์ของตัวแปรที่ผันแปรไม่เท่ากัน ด้วยเหตุนี้ความสัมพันธ์ของตัวแปรทั้งสี่จึงมีในระดับต่ำ

เป็นที่น่าสังเกตว่าตัวแปรระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) เมื่อหาค่าความสัมพันธ์กับปริมาณฝนปรากฏว่ามีความสัมพันธ์กันอย่างไม่มีนัยสำคัญ (ตารางที่ 4.3) แต่เมื่อนำค่าระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) มาคำนวณร่วมกับค่าความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน (v1) ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน (v2) และระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ (H) ในการเป็นตัวพยากรณ์ฝนปรากฏว่า ตัวแปรระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) สามารถใช้อธิบายปริมาณฝนได้อย่างมีนัยสำคัญ และมีความสำคัญในการเป็นตัวพยากรณ์ฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อนเป็นลำดับที่สอง รองจาก ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน (v1)

บทที่ 5
สรุปผล อภิปรายผล และข้อเสนอแนะ

การศึกษาครั้งนี้ผู้วิจัยสนใจที่จะศึกษาว่าปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อนผันแปรไปตามตัวแปรใดบ้าง ซึ่งตัวแปรที่ใช้ในการศึกษามีด้วยกัน 4 ตัวแปร ได้แก่ ความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุน, ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุหมุน, ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และ ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ ซึ่งตัวแปรเหล่านี้ยังไม่เป็นที่ทราบแน่ชัดว่ามีอิทธิพลต่อปริมาณน้ำฝนในประเทศไทยมากน้อยเพียงใด

จุดมุ่งหมายในการศึกษาค้นคว้า

1.เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

2.เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อนที่ของศูนย์กลางพายุหมุน เขตร้อน

3. เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระยะศูนย์กลางพายุถึงทะเล

4. เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

5.เพื่อศึกษาสมการทำนายระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ ระยะทางจากสถานีตรวจอากาศถึงทะเล และ ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

สมมุติฐานที่ใช้ในการศึกษา

1.ปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

2.ปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน

3.ปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล

4.ปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ.

5.ตัวแปรความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ,ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ, ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล และ ความสูงของสถานีตรวจอากาศน่าจะนำมาสร้างสมการทำนายปริมาณน้ำฝนได้

วิธีดำเนินการวิจัย

ข้อมูลและรายละเอียดเกี่ยวกับพายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ได้มาจากเอกสารของกรมอุตุนิยมวิทยา กระทรวงคมนาคม โดยใช้ข้อมูลในช่วง พ.ศ. 2526-2542 แต่ได้คัดเลือกมาเฉพาะพายุที่อยู่ในขอบเขตที่จะทำการศึกษาเท่านั้น จำนวน 14 ลูก โดยศึกษาทุกภาคของประเทศไทยที่พายุเคลื่อนตัวผ่านยกเว้นภาคใต้ จะศึกษาปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน ที่วัดได้จากสถานีตรวจอากาศภายในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อนเนื่องจากภายในรัศมี 200 กิโลเมตรน่าจะเป็นบริเวณที่ได้รับอิทธิพลจากพายุหมุนเขตร้อนมากที่สุด ซึ่งใช้โปรแกรม ArcView version 3.1 ช่วยในการหารัศมี 200 กิโลเมตรรอบศูนย์กลางพายุ นอกจากนี้ยังใช้ในการหาความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม/ชม) และช่วยวัดระยะทางจาก

ศูนย์กลางพายุถึงทะเล ในที่นี้คือชายฝั่งทะเลจีนใต้ ส่วนความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ และความสูงของสถานีตรวจอากาศได้ข้อมูลจากกรมอุตุนิยมวิทยา เมื่อรวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน และข้อมูลตัวแปรทั้งสี่เรียบร้อยแล้ว ก็นำมาหาค่า สหสัมพันธ์โดยใช้วิธีแบบเพียร์สัน และ สมการทำนายปริมาณฝน ตามลำดับ

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างฝนกับตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาและภูมิศาสตร์ตามแนวที่พายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวผ่าน สามารถอภิปรายผลได้ดังนี้คือ

1. ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน
2. ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อนที่ของศูนย์กลางพายุหมุน เขตร้อน
3. ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระยะศูนย์กลางพายุถึงทะเล
4. ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ
5. สมการทำนายระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ ระยะทางจากสถานีตรวจอากาศถึงทะเล และ ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

1.ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ผลที่ได้จากการวิเคราะห์ในบทที่ 4 ปรากฏว่า ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน มีค่าสหสัมพันธ์ = 0.201 ที่ระดับความเชื่อมั่นที่ .05 ซึ่งสอดคล้องกับสมมุติฐานในข้อ1 ที่กล่าวว่าปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน นอกจากนี้ค่าที่คำนวณได้เป็นค่าบวกซึ่งหมายถึงค่าของตัวแปรทั้งสองมีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงไปในทิศทางเดียวกัน นั่นคือ เมื่อพายุมีความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุมาก ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุก็จะมากขึ้นด้วยแต่ค่าสหสัมพันธ์ที่คำนวณได้มีค่าต่ำ ซึ่งอาจมีสาเหตุดังนี้ คือ

1.พายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ มีแหล่งกำเนิดจาก ทะเลจีนใต้ และ มหาสมุทรแปซิฟิก เมื่อพายุเคลื่อนตัวออกจากแหล่งกำเนิด ได้เคลื่อนผ่านพื้นประเทศ เวียดนาม ลาว และกัมพูชา มาแล้ว ทำให้ความรุนแรงของพายุลดลงเนื่องจากความฝืดของแผ่นดินและพายุขาดแหล่งความชื้นที่จะคอยเติมพลังงานเมื่อเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย พายุได้อ่อนกำลังลงมากแล้ว โดยจะอยู่ในระดับพายุดีเปรสชั่น (มีความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลาง ไม่เกิน 33 นอต หรือ 61 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) อีกทั้งพายุทั้ง 14 ลูกที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ได้เข้ามาสลายตัวในประเทศไทยทุกลูก ยกเว้น พายุดีเปรสชั่น 9 ที่มีกำลังแรงพอที่จะเคลื่อนเข้าสู่ประเทศพม่าและได้สลายตัวในเวลาไม่กี่ชั่วโมงต่อมา ซึ่งเป็นผลทำให้ความแตกต่างของความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ไม่แตกต่างกันมากนัก ซึ่งน่าจะมีผลต่อค่าสหสัมพันธ์ที่ได้

2.พายุหมุนเขตร้อนส่วนใหญ่ที่ใช้ในการศึกษาเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และเคลื่อนตัวสู่ภาคเหนือ เช่น ไต้ฝุ่นเซซิล (ภาพประกอบ 4.5) จากลักษณะภูมิประเทศของภาคตะวันออกเฉียงเหนือที่เป็นที่สูงมีทิวเขาสูงหลายแห่ง เช่น ทิวเขาเพชรบูรณ์ และทิวเขาดงพญาเย็น ซึ่งทิวเขาเหล่านี้คอยกั้นความชื้น และเป็นตัวปะทะทำให้ พายุหมุนเขตร้อนลดความรุนแรงลง ประกอบกับพายุหมุนเขตร้อนนี้ได้มีความรุนแรงลดลงแล้วก่อนที่จะเข้าสู่ประเทศไทยจากเหตุผลที่ได้กล่าวมาแล้วตามข้อที่1

3.การวัดความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ ได้ค่าความเร็วลมจากกรมอุตุนิยมวิทยา โดยทางกรมอุตุนิยมวิทยาทำการตรวจวัดความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อนทุก ๆ 6 ชั่วโมง เมื่อพายุเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย แต่ปริมาณฝนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ ใช้ปริมาณฝนที่วัดทุก ๆ 3 ชั่วโมง ทำให้ผู้วิจัยต้องทำการหาค่าเฉลี่ยของความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุน เพื่อที่จะได้ค่าความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุน ในทุก ๆ 3 ชั่วโมง ซึ่งอาจมีผลทำให้ค่าสหสัมพันธ์ที่ได้คลาดเคลื่อนไป

4.เนื่องจากข้อมูลที่ใช้ในการศึกษามีอยู่อย่างจำกัด คือมีพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวผ่านพื้นที่ศึกษาเพียง 14 ลูก และทั้ง 14 ลูกก็มีช่วงระยะเวลาที่มีอิทธิพลอยู่ในประเทศไทยไม่นานอีกทั้งเป็นพายุที่อ่อนกำลังแล้วจึงน่าจะเป็นเหตุผลหนึ่งที่ทำให้ผลการคำนวณที่ได้มีค่าสหสัมพันธ์อยู่ในระดับต่ำ

2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อนที่ของศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน

ผลที่ได้จากการวิเคราะห์ในบทที่ 4 ปรากฏว่า ปริมาณฝนกับความเร็วในการเคลื่อนที่ของศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน มีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ ซึ่งไม่ตรงตามสมมุติฐานข้อ 2 ที่ว่าปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อนโดยน่าจะมีสาเหตุที่พอจะอธิบายได้ดังนี้ คือ

1.พายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ ได้เคลื่อนตัวมาจากแหล่งกำเนิด โดยได้ผ่านประเทศเวียดนาม ลาว และกัมพูชามาก่อนที่จะเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย ทำให้พายุอ่อนกำลังลงเนื่องจากได้สูญเสียพลังงานไปโดยที่ไม่มีพลังงานมาทดแทน เมื่อเข้าสู่ประเทศไทยจึงเป็นพายุที่อ่อนกำลังลงแล้ว ดังนั้นไม่ว่าพายุจะเคลื่อนที่ช้าหรือเร็วจึงไม่ได้มีผลที่สำคัญต่อปริมาณฝนที่ตก โดยปริมาณฝนที่ตกไม่เปลี่ยนแปลงมากนัก ตัวอย่างเช่น ไต้ฝุ่นเฟรต (ภาพประกอบ 4.7) เมื่อวันที่ 19 สิงหาคม 2534 ไต้ฝุ่นเฟรตอยู่กับที่ ตั้งแต่ เวลา 01.00 นาฬิกาจนถึงเวลา 07.00 นาฬิกาแล้วก็สลายตัวไป จะเห็นได้ว่าแม้ว่าจะมีการเคลื่อนตัวช้ามากจนเกือบจะเคลื่อนตัวอยู่กับที่แต่ว่าปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีรอบศูนย์กลางพายุหมุน ในรัศมี 200 กม. พบว่ายังมีบางสถานีที่วัดค่าปริมาณฝนได้เป็นศูนย์ ได้แก่สถานีเลย ชัยภูมิ และหนองคาย (ตาราง 4.7) สาเหตุเนื่องจากพายุได้อ่อนกำลังลงมากแล้วและกำลังจะสลายตัว ปริมาณฝนจึงน้อยหรือไม่มีเลย แต่ถ้าเป็นพายุที่ยังคงมีความรุนแรงอยู่ การเคลื่อนที่ของพายุหมุนเขตร้อนก็น่าจะมีผลต่อปริมาณฝน ตัวอย่างเช่น จากการศึกษาของ National Weather Association ซึ่งมีการประชุมกันที่เมืองโอกลาโฮมา โดยได้ใช้ข้อมูลฝนจากพายุหมุนเขตร้อน 30 ลูก ที่มีการเคลื่อนที่เข้าสู่แผ่นดิน บริเวณทะเลสาบชาร์เลส (Lake Charles), มลรัฐลอสแองเจริส, ในระหว่างปี 1960 และ 1997. พบว่า การเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อนเมื่อขึ้นสู่ภาคพื้นดินมีความเร็วในการเคลื่อนที่ 25 นอต จะทำให้เกิดฝนมากที่สุดประมาณ 4นิ้ว ในขณะที่พายุหมุนมีการเคลื่อนที่ 10 นอต จะทำให้เกิดฝน มากที่สุดประมาณ 10 นิ้ว ดังตัวอย่างพายุที่เคลื่อนตัวช้าและทำให้เกิดฝนตกหนัก ดังนี้

NAME	DATE	MONTH	YEAR	LANDFALL SPD (kts)	MAX RAIN (In)
juan I	28,29,30,31	oct	1985	3	14.18
alberto II	3,4,5,6,7,8,9	july	1994	2.5	27.61
danny II	19,20,21	july	1997	2.5	35.31

(ที่มา Local research at NWS Jackson, 2000)

2.การวัดความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุหมุนเขตร้อนในการศึกษาครั้งนี้ วัดโดยใช้โปรแกรม Arc View version 3.1 ช่วยในการวัดโดยวัดระยะทางจากตำแหน่งพายุจากจุดแรกไปยังจุดที่สอง แล้วหารด้วยสองเนื่องจากพายุที่ทางกรมอุตุนิยมทำการวัดห่างกันทุกหกชั่วโมง แต่ต้องการให้สอดคล้องกับการวัดปริมาณฝนจึงทำการหาตำแหน่งพายุหมุนทุก สามชั่วโมง ด้วยเหตุนี้ค่าระยะในการเคลื่อนที่จากจุดแรกมายังจุดที่สองจึงต้องหารด้วยสองเพื่อให้ทราบว่าอัตราความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุมีหน่วยเป็นกิโลเมตรต่อชั่วโมง ซึ่งอาจทำให้ค่าความเร็วในการเคลื่อนที่เป็นค่าที่ได้จากการประมาณโดยการวัดเกิดความคลาดเคลื่อนและทำให้มีผลต่อค่าสหสัมพันธ์ที่ได้

3.จากเหตุผลในข้อที่สองทำให้ต้องสมมุติว่าแนวในการเคลื่อนที่ของพายุเป็นแนวเส้นตรงจากจุดแรกมายังจุดที่สองทั้ง ๆ ที่ในความเป็นจริงแนวในการเคลื่อนที่ของพายุอาจจะไม่ได้เป็นแนวเส้นตรงเพราะต้องเคลื่อนตัวผ่านบริเวณภูมิประเทศที่เป็นที่สูง ทำให้ระยะทางในการเคลื่อนที่แต่ละเวลาแตกต่างกันและในการศึกษาครั้งนี้พายุหมุนเขตร้อนได้เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคเหนือของประเทศไทยเป็นส่วนใหญ่ ซึ่งมีลักษณะภูมิประเทศเป็นที่สูง ทำให้พายุต้องเคลื่อนตัวผ่านพื้นที่ที่เป็นที่สูง เช่น พายุที่เคลื่อนตัวเข้าสู่ภาคเหนือต้องเคลื่อนตัวผ่านภูมิประเทศที่เป็นที่สูง ตัวอย่างเช่น พายุโซนร้อนเอมี่ (ภาพประกอบ 4.12) ที่เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยทางตอนเหนือ ต้องผ่านแนวเทือกเขาผีปันน้ำ ระยะทางและความเร็วในการเคลื่อนที่ในความเป็นจริงย่อมมีความแตกต่างกันอยู่แล้ว ด้วยเหตุนี้จึงอาจทำมีผลต่อค่า สหสัมพันธ์ที่ได้

3. ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระยะศูนย์กลางพายุถึงทะเล

ผลที่ได้จากการวิเคราะห์ในบทที่ 4 ปรากฏว่าปริมาณฝนกับระยะศูนย์กลางพายุถึงทะเล มีความสัมพันธ์กันอย่างไม่มีนัยสำคัญ ซึ่งไม่ตรงตามสมมุติฐานข้อ 3 ที่ว่า ปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล โดยน่าจะมีสาเหตุที่พอจะอธิบายได้ดังนี้ คือ

1.พายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ เข้ามาสู่ประเทศไทยในระยะเวลาไม่นานและเป็นพายุที่อ่อนกำลังแล้ว โดยส่วนใหญ่เข้ามาสลายตัวในประเทศไทย มีเพียงลูกเดียวที่เคลื่อนผ่านประเทศไทยไปยังประเทศพม่าแต่ก็เป็นพายุที่อยู่ในระดับดีเปรสชั่น ได้แก่ ดีเปรสชั่น 9 ด้วยเหตุนี้ทำให้ความแตกต่างของระยะใกล้ไกลทะเลไม่มีผลต่อพายุมากนัก

2.การวัดระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเลวัดโดยใช้โปรแกรม Arc View version 3.1 ซึ่งเป็นการวัดจากศูนย์กลางพายุถึงชายฝั่งทะเลโดยวัดจากชายฝั่งทะเลที่ใกล้ที่สุดของทะเลจีนใต้ โดยวัดจากจุดศูนย์กลางพายุมายังตำแหน่งชายฝั่งที่ใกล้ที่สุด ซึ่งพายุแต่ละตำแหน่งมีระยะทางห่างจากชายฝั่งที่แตกต่างกัน จึงทำให้ตำแหน่งชายฝั่งทะเลที่ใกล้ที่สุดของทะเลจีนใต้มายังศูนย์กลางพายุแตกต่างกัน หรือกล่าวได้ว่าเป็นคนละตำแหน่งกัน ด้วยสาเหตุนี้จึงอาจทำให้มีผลต่อค่าสหสัมพันธ์ที่คำนวณได้

3.ลักษณะภูมิประเทศของภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคเหนือโอบล้อมด้วยภูเขาทำให้พื้นที่เหล่านี้อยู่ด้านหลังภูเขาหรือเป็นเขตเงาฝน ซึ่งทิวเขาเหล่านี้เป็นตัวกั้นความชื้นจากทะเลให้เข้ามาสู่บริเวณด้านหลังทิวเขาได้น้อยมาก ถึงแม้ว่าจะเป็นบริเวณที่อยู่ไม่ห่างจากทะเลมากนัก ปริมาณน้ำฝนที่ได้จึงไม่สัมพันธ์กับระยะใกล้-ไกลทะเลของพายุหมุนเขตร้อน จากการศึกษา ของ วูลส์สัน (Wolfson, N) ศึกษาโดยใช้สถานีตรวจอากาศในประเทศอิสราเอล เลือกที่ตั้งของสถานีตรวจอากาศที่มีลักษณะภูมิประเทศแตกต่างกัน 3 ลักษณะ คือ 1) ความสูง 2) ความใกล้-ไกลทะเล 3 การเพิ่มขึ้นของละติจูด โดยผลของการศึกษาพบว่าระยะใกล้-ไกลจากทะเล มีค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์น้อยมากเมื่อเปรียบเทียบกับลักษณะภูมิประเทศแบบอื่น (Wolfson .1975:2268)

4.ประเทศไทยตั้งอยู่ห่างจากแหล่งกำเนิดของพายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้มาก และกว่าที่พายุหมุนเขตร้อนจะเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยได้เคลื่อนตัวผ่านประเทศเวียดนาม ลาว และ กัมพูชามาแล้ว ทำให้พายุได้อ่อนกำลังลง จากการศึกษาของ ซิม อเบอร์สัน (Sim Aberson) กล่าวว่า จริงๆ แล้วความฝืดของแผ่นดินไม่ใช่สาเหตุหลัก ที่ทำให้พายุหมุนเขตร้อนอ่อนกำลังลง แต่เป็นเพราะ พายุขาดแหล่งความชื้นและแหล่งความร้อนซึ่งพายุได้รับพลังงานเหล่านี้จากทะเลที่เป็นแหล่งกำเนิด เมื่อพายุเคลื่อนตัวออกห่างจากแหล่งกำเนิดมากเท่าใดและไม่มีแหล่งพลังงานทดแทนพายุก็จะอ่อนกำลังลงและสลายตัวไปในที่สุด แม้ว่าพายุจะเคลื่อนตัวขึ้นสู่ฝั่งในบริเวณที่เป็นแอ่ง หรือที่ชุ่มชื้น (Swamp) ก็จะต้องขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของแหล่งน้ำนั้น ๆ ด้วย พายุจึงจะดำรงอยู่ได้ ไม่ใช่ว่าผ่านแหล่งน้ำทุกแห่งแล้วพายุจะมีแหล่งพลังงานมาคอยเติมเต็มเสมอไป ตัวอย่างเช่น พายุแอนดริวได้อ่อนกำลังลง แม้ว่าจะได้เคลื่อนตัวผ่านบึงเอเวอร์เกลด ทางตะวันตกเฉียงใต้ของรัฐฟลอริด้า พายุนี้ได้อ่อนกำลังลงและสลายตัวไปในที่สุด (Sim Aberson.2000) ซึ่งก็เป็นไปในทิศทางเดียวกันกับการศึกษาครั้งนี้ที่ พายุ ทั้ง 14 ลูก ได้เคลื่อนตัวมาไกลจากแหล่งกำเนิดมากแล้วและไม่ได้เคลื่อนตัวผ่านแหล่งน้ำที่มาสนับสนุนพลังของพายุ จึงทำให้พายุอ่อนกำลังลงเมื่อเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย และอยู่ในประเทศไทยเพียงไม่กี่ชั่วโมงก่อนการสลายตัว มีเพียงลูกเดียวคือ พายุ Amy (ภาพประกอบ 4.12) ที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยทางภาคตะวันตกและเคลื่อนตัวผ่านอ่าวไทย ปรากฏว่ามีความเร็วลมเพิ่มขึ้น (ตาราง 4.12) และเมื่อเคลื่อนขึ้นสู่ฝั่งทาง จังหวัดเพชรบุรี ก็สลายตัวไปในที่สุด จากเหตุผลข้างต้นจึงน่าจะทำให้ค่าสหสัมพันธ์ที่ได้ระหว่างปริมาณฝนของสถานีตรวจอากาศที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล มีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ คือระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเลไม่สามารถนำมาอธิบายฝนที่เกิดจากพายุหมุนได้

4.ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

ผลที่ได้จากการวิเคราะห์ในบทที่ 4 ปรากฏว่า ปริมาณฝนกับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ มีความสัมพันธ์กันอย่างไม่มีนัยสำคัญ ซึ่งไม่ตรงตามสมมุติฐานข้อ 4 ที่ว่าปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านน่าจะมีความสัมพันธ์กับระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ. โดยน่าจะมีสาเหตุที่พอจะอธิบายได้ดังนี้ คือ

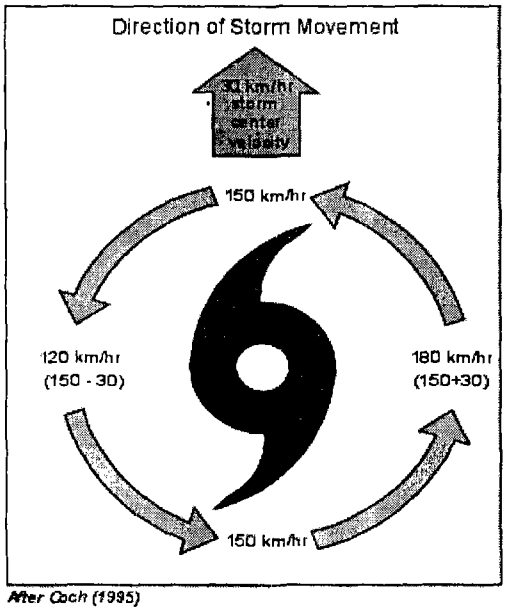
1.ที่ตั้งของสถานีตรวจอากาศอาจตั้งอยู่บริเวณหลังเขา หรืออาจจะไม่ได้ตั้งอยู่ในแนวที่พายุเคลื่อนผ่านโดยตรง จึงทำให้ปริมาณฝนที่ได้กับความสูงของสถานีมีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ ปราณี ว่องวิทวัส กล่าวไว้ว่า บริเวณที่มีฝนตกหนักจะอยู่บริเวณส่วนหน้าของภูเขาลมที่เคลื่อนตัวมาจากอ่าวไทยเข้าสู่ภาคตะวันออกของไทยจะปะทะกับเทือกเขาจันทบุรี และเทือกเขาบรรทัด ทำให้มีฝนตกหนักมากทางด้านต้นลม เช่น จังหวัดระนอง จันทบุรี และตราดเป็นต้น ส่วนจังหวัดที่อยู่ด้านอับลมก็จะมีปริมาณฝนน้อย เช่น จังหวัดตาก เพชรบุรี เป็นต้น (ปราณี ว่องวิทวัส.2532 :10-11)

2.ก่อนที่พายุหมุนเขตร้อนจะเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยได้เคลื่อนตัวผ่าน เวียดนาม ลาว มาแล้ว ทำให้เป็นพายุที่อ่อนกำลังลง ความชื้นที่พายุพัดพามาด้วยจึงเหลือน้อยเพราะไม่มีแหล่งพลังงานซึ่งแฝงอยู่กับความชื้นมาทดแทน โดยอาจทำให้พายุสลายตัวก่อนที่จะเคลื่อนตัวมาถึงที่สูง ประยูร ดาศรี กล่าวไว้ว่า ฝนภูเขาจะตกมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับองค์ประกอบหลายประการ โดยความแรงหรือความเร็วของลมที่เคลื่อนตัวก็เป็นองค์ประกอบหนึ่ง ลมที่เคลื่อนตัวมาด้วยความแรงหรือเร็วมาก ก็จะสามารถพัดพาเอาความชื้นขึ้นไปเบื้องบนได้มากโอกาสที่ความชื้นจะกลั่นตัวตกลงมาเป็นฝนก็มีมากด้วยเช่นกัน(ประยูร ดาศรี .2524:106) และจากการศึกษาของ อาจี พูดค็อก (R.G. Woodcock) เขากล่าวว่าบริเวณที่อยู่ในเขตร้อน ปริมาณฝนอาจจะลดลงตามความสูงก็เป็นได้ เนื่องมาจากว่า ส่วนใหญ่แล้วฝนที่เกิดในเขตร้อนจะเกิดฝนเนื่องจากความร้อน (Convectional Rain) ซึ่งเกิดจากการยกตัวของมวลอากาศร้อน และเนื่องจากความร้อนจะลดลงตามความสูง

ดังนั้นจึงทำให้การเกิดฝนมีความยากขึ้น (R.G. Woodcock.1976:90) ด้วยเหตุนี้จึงทำให้ความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ

3.ที่ตั้งของสถานีตรวจอากาศ อาจจะไม่ได้ตั้งอยู่บนพื้นที่ที่มีความสูงมากนัก โดยสถานีที่มีความสูงมากที่สุดที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ คือ สถานีดอยมูเซอร์ ซึ่งมีความสูง 863 เมตร และปรากฏว่ากว่าที่พายุจะเคลื่อนตัวไปถึงสถานีดังกล่าว พายุก็อ่อนกำลังลงมากแล้ว หรือสลายตัวไปก่อนที่จะเคลื่อนตัวมาถึง แต่ถ้าพายุเคลื่อนตัวมาถึงบริเวณนี้แล้วพายุยังคงมีอานุภาพแรงอยู่ ฝนที่เกิดจากการปะทะภูเขาก็น่าจะเกิดขึ้นด้วย แต่อาจจะไม่เห็นความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับความสูงของสถานีตรวจอากาศมากนัก เพราะจากการศึกษาของ นาคาจิมา (Nakajima) ได้ศึกษาความถี่ของการกระจายของฝนที่ตกหนัก โดยใช้ข้อมูลสิบปี ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1956-1965 ผลการศึกษาพบว่าบริเวณที่มีความถี่ของปริมาณฝนที่ตกหนักที่สุด อยู่ทางชายฝั่งตอนใต้ของญี่ปุ่น โดยพื้นที่บริเวณนั้นส่วนใหญ่เป็นภูเขาสูงที่มีความสูงมากกว่า 1,000 เมตร ขึ้นไป (Nakajima.1970) ซึ่งสอดคล้องกับ เกลีน อาร์ เม็คแกรเกอร์ และ ซีมอน นีฟโวลต์ (Glenn R. Mcgregor และ Simon Nievwolt) พบว่า ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อนจะมีปริมาณฝนมากขึ้นอย่างเห็นได้ชัด เมื่อพายุนั้นเคลื่อนตัวผ่านที่สูง (Orographic lifting) เคยมีการจดบันทึกไว้ที่ประเทศฟิลิปปินส์ว่า มีปริมาณฝนตกมากกว่า 2,000 มม ต่อวัน (Glenn . Mcgregor และ Simon Nievwolt.1998:156) ที่เป็นอย่างนี้อาจเป็นเพราะว่าถ้าพายุหมุนเขตร้อนลูกนั้นมีแหล่งกำเนิดจากมหาสมุทรแปซิฟิก ประเทศฟิลิปปินส์จะเป็นประเทศแรกที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน ดังนั้นความรุนแรงของพายุก็มีมากด้วย ในขณะที่พายุเคลื่อนตัวมาถึงประเทศไทยพายุได้อ่อนกำลังลงมากแล้ว ด้วยเหตุนี้อาจทำให้จึงทำให้ความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ

4.นักอุตุนิยมวิทยาหลายท่านมีความเห็นตรงกันในเรื่องบริเวณส่วนขวาด้านบนของพายุหมุนเขตร้อนจะเป็นบริเวณที่ได้รับอิทธพลของพายุหมุนเขตร้อนมากที่สุด ตัวอย่างเช่น คริสโตเฟอร์ (Christopher W.) กล่าวไว้ว่า บริเวณซีกขวาของพายุ (right side) โดยถ้าพายุเคลื่อนตัวไปทางตะวันตก ซีกขวาก็จะเป็นทางด้านเหนือของพายุ แต่ถ้าพายุเคลื่อนตัวไปทางเหนือ ซีกขวาของพายุก็จะเป็นด้านตะวันออกของพายุ สาเหตุที่ทำให้บริเวณซีกขวาของพายุเป็นบริเวณที่มีลมแรงก็เพราะทิศทางในการหมุนวนเข้าหาจุดศูนย์กลางของพายุ (ภาพประกอบ 4.19) โดยพายุเฮอริเคน อาจจะมีความเร็วลมบริเวณซีกขวาของพายุ 180 กม/ชม.และมีความเร็วลมซีกซ้ายของพายุเพียง 120 กม/ชม จากการศึกษาครั้งนี้ได้ใช้สถานีที่อยู่ในรัศมี 200 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางพายุ ของทุกช่วงเวลาของพายุทั้ง 14 ลูก ปรากฏว่ามีสถานีที่ตั้งอยู่บริเวณซีกขวาของพายุ มี 205 สถานี ในขณะที่สถานีที่อยู่ในซีกอื่นของพายุ มี 275 สถานี ด้วยเหตุนี้อาจเป็นไปได้ที่ทำให้ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนมีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญกับความสูงของสถานีตรวจอากาศ



ภาพประกอบ 4.19 แสดงภาพทิศทางการหมุนของพายุหมุนเขตร้อน ในซีกโลกเหนือ โดยจะมีทิศการหมุนทวนเข็มนาฬิกา จึงทำให้บริเวณซีกขวาของพายุ เป็นบริเวณที่มีความรุนแรงมากที่สุด (Christopher W. Lndsea, 2000)

5.จากการหาค่าความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่านกับความสูงของสถานีตรวจอากาศ พบว่ามีความสัมพันธ์กันอย่างไม่มีนัยสำคัญและมีความสัมพันธ์เป็นไปในทางลบ คือตัวแปรทั้งสองมีแนวโน้มเปลี่ยนแปลงไปในทิศทางตรงข้ามกัน หมายถึงถ้าสถานีตรวจอากาศตั้งอยู่บนที่สูงมากปริมาณฝนที่วัดได้จะน้อย ซึ่งผลที่คำนวณได้แบบนี้เกิดจากข้อมูลดิบ ตัวอย่างเช่น พายุแองเจลา (แผนที่ 4.9) เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 31 ตุลาคม พ.ศ.2535เมื่อเวลา 04.00 น เคลื่อนเข้าสู่ภาคตะวันออกและภาคกลางของประเทศไทย สถานีที่มีฝนตกมากที่สุดในรัศมี 200 กิโลเมตร จากจุดศูนย์กลาง คือ สถานีชลบุรี มีความสูงของสถานี 1 เมตรจากระดับน้ำทะเล วัดปริมาณฝนได้ 23.1 มิลลิเมตร ส่วนสถานีปราจีนบุรี มีความสูงของสถานี 5 เมตรจากระดับน้ำทะเล วัดปริมาณฝนได้ 0.2 มิลลิเมตร หรือ พายุไต้ฝุ่นเฟรด เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 18 กันยายน พ.ศ.2534 เมื่อเวลา 04.00 น เคลื่อนเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยสถานีที่มีฝนตกมากที่สุด คือสถานีเพชรบูรณ์ มีความสูงของสถานี 114 เมตรจากระดับน้ำทะเล วัดปริมาณฝนได้ 6.5 มิลลิเมตร ในขณะที่ สถานีเลยมีความสูงของสถานี 253 เมตรจากระดับน้ำทะเล วัดปริมาณฝนได้ 0 มิลลิเมตร (ภาพประกอบ 4.7) ซึ่งเราไม่อาจหาความสัมพันธ์ของฝนที่เกิดจากพายุหมุนและความสูงของสถานีตรวจอากาศได้ เพราะ ที่ตั้งของสถานีเป็นเพียงแค่ที่ตั้งจุดเดียวที่เป็นตัวแทนของพื้นที่นั้น ๆ ซึ่งจริง ๆ แล้ว อาจจะมีฝนตกหนักมาก ในจังหวัดนั้น ๆ แต่สถานีตรวจอากาศไม่ได้ตั้งอยู่ในสถานที่ หรืออำเภอนั้นจึงทำให้ค่าที่คำนวณได้ระหว่างตัวแปรทั้งสองไม่สัมพันธ์กัน

5.สมการทำนายระหว่างปริมาณฝนกับความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุ ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ ระยะทางจากสถานีตรวจอากาศถึงทะเล และ ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ

ผลที่ได้จากการวิเคราะห์ในบทที่ 4 ปรากฏว่าตัวแปรที่สามารถใช้เป็นตัวพยากรณ์ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน ได้แก่ ความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน และ ระยะศูนย์กลางพายุถึงทะเล โดยตัวแปรความเร็วลมสูงสุดรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน มีความสำคัญมากกว่า ตัวแปรระยะศูนย์กลางพายุถึงทะเล การที่ตัวแปรทั้งสองช่วยสนับสนุนกันในการเป็นตัวพยากรณ์ฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน พอจะสามารถอธิบายได้ดังนี้ คือ พายุหมุนเขตร้อนมีแหล่งกำเนิดจากทะเลหรือมหาสมุทรในเขตร้อนที่มีอุณหภูมิสูงตั้งแต่ 26 องศาเซลเซียส ขึ้นไป และมีปริมาณไอน้ำสูง เมื่อไอน้ำมีอุณหภูมิสูงจึงเกิดการลอยตัวขึ้นอากาศที่อยู่รอบนอกเย็นกว่าจึงเคลื่อนตัวเข้าแทนอากาศที่ลอยตัวขึ้น เกิดการเคลื่อนตัวเวียนเข้าหาศูนย์กลางตามการหมุนของโลก โดยพายุหมุนเขตร้อนได้รับพลังงานจากความร้อนแฝงซึ่งไอน้ำจากทะเลกลั่นตัวกลายเป็นน้ำ อัตราการระเหยของน้ำทะเลจะเพิ่มมากขึ้นเมื่อเมื่ออัตราเร็วลมที่ศูนย์กลางพายุเพิ่มมากขึ้น นั่นคือ เมื่อพายุมีความเร็วลมที่จุดศูนย์กลางพายุมาก อัตราพลังงานที่จะได้รับก็มากขึ้นด้วย เช่นเมื่อพายุมีความรุนแรงในขั้น พายุได้ฝุ่นซึ่งมีความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางตั้งแต่ 64 นอตขึ้นไปย่อมจะทำให้เกิดปริมาณฝนมากกว่า พายุหมุนเขตร้อนที่อยู่ในขั้น ดีเปรสชั่น ซึ่งมีความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลาง ไม่เกิด 33 นอต เนื่องจากหลักการสะสมพลังงานที่กล่าวไว้แล้วข้างต้น เมื่อพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวออกจากแหล่งกำเนิด มายังแผ่นดินพายุได้สูญเสียพลังงานไปมากเนื่องจากไม่มีแหล่งพลังงานความชื้นเข้ามาเสริมพลังงานที่เสียไป อีกทั้งมีแรงเสียดทานที่เกิดจากการที่พายุเคลื่อนตัวผ่านพื้นดิน และภูเขาจึงทำให้พายุอ่อนกำลังลงและ สลายตัวไปในที่สุด จากหลักการข้างต้นสามารถสรุปได้ว่า เมื่อพายุหมุนเขตร้อนมีความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุมาก ก็จะทำให้มีปริมาณฝนที่ตกมากตามไปด้วย และเมื่อพายุหมุนเขตร้อนยิ่งเคลื่อนตัวไกลจากแหล่งกำเนิด คือ มหาสมุทร หรือ ทะเล ไกลมากขึ้นเท่าใดปริมาณฝนก็จะยิ่งลดลงเท่านั้น เนื่องจากความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุลดลง เพราะขาดแหล่งพลังงานที่จะเข้ามาเสริมพลังให้พายุ ตัวอย่างเช่น ไต้ฝุ่นเฟรด (แผนที่ 4.7) เคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยเมื่อวันที่ 18 ส.ค.2534 เมื่อเวลา 01.00 น วัดความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุได้ 60 นอต มีปริมาณฝนรวมของทุกสถานีในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุเท่ากับ 182.3 มิลลิเมตร ศูนย์กลางพายุไกลจากทะเล 258.43 กิโลเมตร ต่อมาเมื่อวันที่ 19 ส.ค. เวลา 07.00 น วัดความเร็วลมสูงสุดที่ศูนย์กลางพายุได้ 24 นอต มีปริมาณฝนรวมของทุกสถานีในรัศมี 200 กิโลเมตรจากศูนย์กลางพายุเท่ากับ 17.2 มิลลิเมตร ศูนย์กลางพายุไกลจากทะเล 442.68 กิโลเมตร จากตัวอย่างนี้ทำให้พอสรุปได้ว่าตัวแปรความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน (v1) และ ตัวแปรระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล (D) ช่วยสนับสนุนกันและกันในการเป็นตัวพยากรณ์ฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน

สรุปผลการศึกษา

ผลการอภิปรายดังกล่าวแล้วพอสรุปได้ดังนี้ คือ

1.ค่าสหสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน กับความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน มีความสัมพันธ์กันในทางบวก แต่ค่าสหสัมพันธ์ที่ได้ไม่มากนัก เพราะพายุหมุนเขตร้อนที่เข้าสู่พื้นที่ที่ศึกษาส่วนใหญ่แล้วมีความรุนแรงในขั้นดีเปรสชั่น (ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ ไม่เกิน 33 นอต) ทำให้ค่าความเร็วลมที่ใช้ในการศึกษามีความแตกต่างกันไม่มากนัก

2.ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน มีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ กับปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน แสดงว่า ความเร็วในการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อน ไม่มีความหมายในการอธิบาย ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน

3.ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล มีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ กับปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน แสดงว่า ระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล ไม่มีความหมายในการอธิบาย ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน

4. ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ มีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ กับปริมาณฝนของสถานีที่พายุเคลื่อนตัวผ่าน แสดงว่า . ระดับความสูงของสถานีตรวจอากาศ ไม่มีความหมายในการอธิบาย ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน

5.พิจารณาความสัมพันธ์กับตัวแปรต่าง ๆ ในภาพรวมปรากฏว่าตัวแปรความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อน และระยะจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล ช่วยสนับสนุนกันในการเป็นตัวพยากรณ์ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน เนื่องจากเมื่อพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนไกลจากทะเลที่เป็นแหล่งกำเนิดไอน้ำ ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อนจะลดลง ปริมาณฝนที่เกิดจากพายุก็จะลดลงไปด้วย

ข้อบกพร่องในการศึกษา

การศึกษาครั้งนี้พบข้อบกพร่องดังนี้ คือ

1.จำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ มีเพียง 14 ลูกเท่านั้น ซึ่งในทางสถิติถือว่าน้อยมากในการจะนำมาวิเคราห์ข้อมูลทางด้านอุตุนิยมวิทยา อีกทั้งพายุทั้ง 14 ลูกเมื่อเคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย ก็ได้ลดกำลังลงเป็นพายุดีเปรสชั่น ทำให้ความแตกต่างของความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุแต่ละลูกไม่แตกต่างกันนัก จึงทำให้ค่าสหสัมพันธ์ที่คำนวณได้มีความคลาดเคลื่อนจากความเป็นจริงได้

2.ตัวแปรทางด้านอุตุนิยมวิทยาและด้านภูมิศาสตร์ที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ ไม่ใช่ตัวแปรที่มีอิทธพลต่อปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อนทั้งหมด ดังนั้นค่าสหสัมพันธ์ที่ได้จึงไม่ใช่ตัวแปรที่มีอิทธิพลต่อปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อนอย่างแท้จริง ถ้าได้ศึกษาตัวแปรอื่น ๆ เพิ่มด้วย เช่น อุณหภูมิ ความชื้น อาจทำให้การอธิบายปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อนได้ดีขึ้น

3.ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล วัดจากศูนย์กลางพายุมายังชายฝั่งทะเลจีนใต้ในตำแหน่งชายฝั่งที่ใกล้ที่สุด ซึ่งทำให้ตำแหน่งของฝั่งทะเลที่ใกล้ที่สุดในแต่ละตำแหน่งของศูนย์กลางพายุไม่ได้วัดจากตำแหน่งชายฝั่งทะเลเดียวกัน ทำให้ค่าสหสัมพันธ์ที่ได้คลาดเคลื่อนจากความเป็นจริง

4.ลักษณะทางภูมิประเทศของสถานีตรวจอากาศแต่ละแห่งแตกต่างกัน เช่น บางสถานีอยู่ด้านรับลมของภูเขา บางสถานีอยู่ด้านหลังเขา ทำให้ค่าสหสัมพันธ์ที่ได้คลาดเคลื่อนไป

5.ในประเทศไทยยังมีงานวิจัย หรือการศึกษา พายุหมุนเขตร้อน อย่างน้อยมาก ทำให้เอกสารงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการศึกษาพายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย มีไม่มากนัก จึงต้องนำเอกสารจากต่างประเทศมาใช้ในการอ้างอิง ซึ่งผลที่วิเคราะห์ได้ย่อมแตกต่างกับงานวิจัยจากต่างประเทศ เนื่องลักษณะภูมิอากาศและภูมิประเทศที่แตกต่างกัน

ข้อเสนอแนะในการศึกษาต่อไป

1. ควรมีการศึกษาตัวแปรอื่น ๆ ที่น่าจะมีอิทธิพลต่อปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน เช่น อุณหภูมิ ความชื้น ทิศทางลม เป็นต้น

2. ควรจะมีจำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่ใช้ในการศึกษาให้มากกว่านี้ และถ้าเป็นไปได้น่าจะมีการศึกษาเปรียบเทียบปริมาณฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน ระหว่างประเทศเพื่อนบ้าน เช่น ลาว เวียดนาม กับประเทศไทย เพราะ ส่วนใหญ่แล้วพายุหมุนเขตร้อนก่อนเคลื่อนผ่านประเทศไทย ได้เคลื่อนผ่านประเทศเพื่อนบ้านเหล่านี้ เมื่อมาถึงประเทศไทยพายุหมุนได้ลดความรุนแรงลงแล้ว

3. ข้อมูลที่นำมาศึกษา ได้ข้อมูลจากกรมอุตุนิยมวิทยา ซึ่งเป็นสถานที่แห่งเดียวที่ได้เก็บรวบรวมข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาไว้ ดังนั้น ถ้ากรมอุตุนิยมวิทยามีเครื่องมือที่ทันสมัย ในการตรวจวัดปริมาณฝน และข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาตัวอื่นๆ ได้ละเอียดมากขึ้น ก็จะทำให้ข้อมูลที่ได้มีความถูกต้องยิ่งขึ้น เพื่อเป็นประโยชน์ในการศึกษาทางด้านอุตุนิยมวิทยาต่อไป

4. ควรศึกษาการกระจายของฝนที่เกิดจากพายุหมุนเขตร้อน ว่าเป็นในรูปแบบ หรือทิศทางใด เพราะจากการศึกษาครั้งนี้ พบว่าแม้ว่าศูนย์กลางพายุหมุนเขตร้อนจะอยู่ใกล้กับสถานีตรวจอากาศ แต่บางครั้งก็พบว่าสถานีนั้น ๆ วัดปริมาณฝนได้เป็นค่าศูนย์ หรือน้อยกว่าสถานีที่อยู่ไกลออกไป

บรรณานุกรม

บรรณานุกรม

กรมอุตุนิยมวิทยา ,พายุหมุนเขตร้อน ปี 2526-2642 ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย ,กรุงเทพ (รายปี)

ชูศรี วงศ์รัตนะ , (2541).เทคนิคการใช้สถิติเพื่อการวิจัย , พิมพ์ครั้งที่ 7 กรุงเทพ ฯ : เทพนิมิตรการพิมพ์, 400 หน้า

เทพรรณนี เสตสุบรรณ. (2541). ภัยพิบัติจากธรรมชาติในเขตร้อน, พิมพ์ครั้งที่ 1, กรุงเทพ : โอเดียนสโตร์

บุศราศิริ ธนะ. (2537). ความรู้ทั่วไปเกี่ยวกับ พายุหมุนเขตร้อน , กองพยากรณ์อากาศ , กรมอุตุนิยมวิทยา

ประยูร ดาศรี. ,(2524). อุตุนิยมวิทยา ,ภาควิชาภูมิศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร

ปราณี ว่องวิทวัส และ นงค์นาถ อู่ประสิทธ์วงศ์. (2532). ฝนในประเทศไทย , กองภูมิอากาศวิทยา, กรมอุตุนิยมวิทยา

วิกิจ ไชยวิจารณ์ม. (2535). ลักษณะการกระจายของฝนเนื่องจากพายุหมุนเขตร้อนที่ก่อให้เกิดอุทกภัยในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย, ;วิทยานิพนธ์ ,จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

วิภา รุ่งดิลกโรจน. (2537). อุตุนิยมวิทยาเบื้องต้น . กองการศึกษาและวิจัย : กรมอุตุนิยมวิทยา

สมาน วันชูเพลา. (2537). อุตุนิยมวิทยาเบื้องต้น. ภาควิชาฟิสิกส์ : มหาวิทยาลัยบูรพา

สุกิจ เย็นทรวง. (2534). พายุหมุนเขตร้อน. กรมอุตุนิยมวิทยา

สุดาพร นิ่มมา. (2535). ภัยธรรมชาติในประเทศไทย: ความรู้ทั่วไป, กรมอุตุนิยมวิทยา

สุวพันธ์ นิลายน. (2537). อุตุนิยมวิทยา : จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย , พิมพ์ครั้งที่ 3

A.Austin Miller. (1971). Climatology . London Methuen Co.Ltd ,

Blair ,Thomas A. (1958). Weather Element , Prentice-Hall,Inc.: New york

Christ Vaccaro. (2001) USATODAY.COM,Weather team,
(http://www.usatoday.com/weather)

Christopher w. landsea. (2000).Tropical cyclone wind, florida
(http://www.aol.noaa)

Danielson Levin Abrams, Meteorology,Mcgraw-Hill,1998

Edward Linacre and Bart Geerts, Climate & weather explained Routledge, New York,1997

Frank d. Marks . (1997). Tropical Cyclone rain Study . Development of a TRMM–based Tropical cyclone Precipitation Climatology ,
(http://www.asp.ucar.edu/colloquium/1998/marks.html)

Geerts B & G. Heymsfield,L. Tian and L. Rodriguez.(1999). Hurricane Georges'landfall in the Dominican Republic:detailed airborne Doppler radar imagery,
(http://www-das.uwyo.edu/~greets/cwx/chapter 10)

Glenn R. McGregor and Simon nieuwolt. (1982). Tropical cyclone Climatology, Second edition : John Wiley &Son Ltd.

G.S. Mandal. (1999). Tropical Cyclone and their Forecasting and warning Systems in India,International Conference on Disaster Management cooperative networking in south Asian, New Delhi,
(http://www.ignoudis mgtcont.org/mandal.htm)

Herbert Riehl. (1978). Introduction to the Atmosphere, 3 Edition,: Mr Graw-Hill

Hill ,Jerry D.(1980). , Apparent new record for extreme rainfall, Weatherwise : wash,D.C.

Horace H.P Burton and Selvin Dec. burton. (1999), Impact of tropical Cyclone , Caribbean Institute for Meteorology and Hydrology
(http://www.oas.org/en/cdmp)

Imakado Muneo. (1980). Study on the heavy rainfall and its damage in the Kyushu District, Journal of Meteorological Research, Tokyo,

Ito Hiroshi (Japan Met. Agency, Tokyo).(1957). Characteristic feature of rainfall distribution cause by a typhoon,Pacific Science Congress,Bangkok

Jerry Rogers. (1988). rainfall and runoff Model for Unregulated, Houston Area stream During tropical storm and Hurricane Events,university of Huston Texas
(http://twri.tamu.edu/twripubs/Newwaves/V1n3/abstract)

Jonathan Edwards. (2001). tropical Cyclone Formation,
(http://www.supertyphoon.com)

Joseph M. Moran, Michael D. Morgan. (1991). Meteorology, fourth edition, Macmillan college company : Newyork,

Lianshou Chen, Tropical cyclone programme, World Meteorological organization technical Document ,WMO/TD-No.693, Report No.TCP-36 ,Chapter 6 :

Lomotan,bayani. (1978). Typhoon research project:hydroclimatology,Philippine Atmospheric,Geophysical, and Astronomical Services Adminisstration,Quezon City,

M.M Carter. (2000). Tropical Cyclone Rainfall Climatology, Presented at 22 nd Conference on Hurricanes and tropical Meteorology, Fort Collins
(http://www. Melisa.edu)

Nakajima (1970). Meteorological and Geoastrophysical abstracts, vol 25, october

National weather service, Kidsweather topic, weather phenomena
(http://nimbo.wrh.noaa.gov)

R.G. Woodcock. (1976). Weather and climate, the M&E Handbook series, Macdonald and Evans limited ,

Rodgers,E.B,Adler,R.F. (1981). Tropical cyclóne rainfall characteristics as determined from a satellite passive microwave radiameter, Monthly weather review, Boston

Rosenfield,J. (1997). ,Storm Surge Hurricanes most powerful and deadly force, *(http://weather.jsums.edu/~web/hurricane.htm)*

The Nataional Weather Association. (1986). Meteorological Monographs, Volume 3

Weather.com. (2000). Hurricanes: Awesome power-Rain and Flooding *(http://www.weather.com/newscenter)*

Wolfson, N. (1975). Meteorological and Geoastrophysical abstracts, vol 26, November

Yasuda. K. (1961). On the rainfall distribution of Ise Bay typhoon., Journal of Meteorological Research ,Tokyo

Sim aberson (2000). Doesn't the fiction over land kill tropical cyclones (http://www.aoml.noaa.gov/hrd)

ภาคผนวก
ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
1.โซนร้อน	10.90	123.00	7.36	490.80	25.00
เฮอร์เบิร์ต	3.50	187.00	7.36	490.80	25.00
	26.60	146.00	7.36	490.80	25.00
	3.70	41.00	7.36	490.80	25.00
	.70	165.00	16.93	487.60	25.00
	16.20	182.00	16.93	487.00	25.00
	.90	140.00	16.93	487.00	25.00
	.00	123.00	16.93	487.00	25.00
	46.50	187.00	16.93	487.00	25.00
	24.60	146.00	16.93	487.00	25.00
	4.00	41.00	16.93	487.00	25.00
	.70	165.00	16.93	487.16	25.00
	.00	182.00	16.93	487.16	25.00
	11.50	187.00	16.93	487.16	25.00
	8.10	146.00	16.93	487.16	25.00
	4.60	41.00	16.93	487.16	25.00
	3.70	140.00	16.93	487.16	25.00
	7.00	114.00	12.04	500.48	25.00
	.60	182.00	12.04	500.48	25.00
	15.70	187.00	12.04	500.48	25.00
	2.80	146.00	12.04	500.48	25.00
	1.90	41.00	12.04	500.48	25.00
	.20	140.00	12.04	500.48	25.00
	.20	114.00	12.04	517.90	25.00
	5.50	182.00	12.04	517.90	25.00
	2.60	140.00	12.04	517.90	25.00
	15.60	10.00	12.04	517.90	25.00
	9.10	5.00	12.04	517.90	25.00
	22.50	187.00	12.04	517.90	25.00
	.50	146.00	12.04	517.90	25.00
	.00	41.00	12.04	517.90	25.00
	.40	165.00	12.04	517.90	25.00
2.โซนร้อนคิม	20.70	5.00	15.01	421.12	27.00
	10.80	187.00	15.01	421.12	27.00
	6.30	41.00	15.01	421.12	27.00
	.30	2.00	15.01	421.12	27.00
	5.90	1.00	15.01	421.12	27.00
	18.50	3.00	15.01	421.12	27.00
	.90	3.00	15.01	421.12	27.00
	26.00	2.00	15.01	421.12	27.00
	21.20	7.00	13.68	432.20	27.00
	1.30	187.00	13.68	432.20	27.00
	9.40	41.00	13.68	432.20	27.00
	15.10	1.00	13.68	432.20	27.00
	2.20	2.00	13.68	432.20	27.00
	.00	3.00	13.68	432.20	27.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	1.90	3.00	13.68	432.20	27.00
	.60	10.00	13.68	432.20	27.00
	4.80	5.00	13.68	432.20	27.00
	.80	10.00	13.68	450.20	27.00
	5.10	5.00	13.68	450.20	27.00
	10.30	187.00	13.68	450.20	27.00
	7.80	28.00	13.68	450.20	27.00
	7.30	2.00	13.68	450.20	27.00
	3.00	1.00	13.68	450.20	27.00
	1.40	2.00	13.68	450.20	27.00
	2.00	3.00	13.68	450.20	27.00
	1.90	3.00	13.68	450.20	27.00
	.80	7.00	13.68	450.20	27.00
	.40	34.00	19.38	472.57	27.00
	9.30	7.00	19.38	472.57	27.00
	21.90	5.00	19.38	472.57	27.00
	.70	187.00	19.38	472.57	27.00
	2.40	41.00	19.38	472.57	27.00
	6.10	1.00	19.38	472.57	27.00
	2.10	2.00	19.38	472.57	27.00
	1.40	10.00	19.38	472.57	27.00
	11.70	28.00	19.38	472.57	27.00
	7.00	2.00	19.38	472.57	27.00
	6.10	80.00	19.38	487.45	27.00
	.30	34.00	19.38	487.45	27.00
	4.60	7.00	19.38	487.45	27.00
	2.20	10.00	19.38	487.45	27.00
	11.30	5.00	19.38	487.45	27.00
	16.70	28.00	19.38	487.45	27.00
	7.90	2.00	19.38	487.45	27.00
	4.30	2.00	19.38	487.45	27.00
	1.00	34.00	13.78	507.84	27.00
	16.00	7.00	13.78	507.84	27.00
	10.30	121.00	13.78	507.84	27.00
	29.20	28.00	13.78	507.84	27.00
	20.40	121.00	13.78	519.98	27.00
	2.70	80.00	13.78	519.98	27.00
	4.30	34.00	13.78	519.98	27.00
	6.10	7.00	13.78	519.98	27.00
	2.20	28.00	13.78	519.98	27.00
3. ไต้ฝุ่นแอกเนส	2.20	138.00	8.09	259.86	32.00
	1.00	123.00	8.09	259.86	32.00
	25.30	138.00	21.17	287.80	30.00
	.10	140.00	21.17	287.80	30.00
	6.40	123.00	21.17	287.80	30.00
	.30	146.00	21.17	287.80	30.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	7.00	171.00	21.17	316.87	27.00
	15.20	140.00	21.17	316.87	27.00
	12.00	138.00	21.17	316.87	27.00
	.00	140.00	21.17	316.87	27.00
	16.50	123.00	21.17	316.87	27.00
	.00	146.00	21.17	316.87	27.00
4. ดีเปรสชั่น9	8.40	123.00	20.93	286.89	19.00
	10.80	146.00	20.93	286.89	19.00
	.10	140.00	20.28	342.92	18.00
	4.40	123.00	20.28	342.92	18.00
	12.30	146.00	20.28	342.92	18.00
	.00	123.00	20.28	398.53	16.00
	.30	146.00	20.28	398.53	16.00
	.40	140.00	33.29	489.67	16.00
	1.00	123.00	33.29	489.67	16.00
	14.70	187.00	33.29	489.67	16.00
	12.60	146.00	33.29	489.67	16.00
	.00	41.00	33.29	489.67	16.00
	4.10	5.00	33.29	579.05	16.00
	6.90	187.00	33.29	579.05	16.00
	28.40	146.00	33.29	579.05	16.00
	.00	41.00	33.29	579.05	16.00
	.00	1.00	33.29	579.05	16.00
	5.10	3.00	33.29	579.05	16.00
	1.70	10.00	14.47	616.22	16.00
	40.10	187.00	14.47	616.22	16.00
	1.80	146.00	14.47	616.22	16.00
	.50	41.00	14.47	616.22	16.00
	25.60	2.00	14.47	616.22	16.00
	2.80	1.00	14.47	616.22	16.00
	15.80	3.00	14.47	616.22	16.00
	54.40	3.00	14.47	616.22	16.00
	4.10	7.00	14.47	641.54	16.00
	1.30	10.00	14.47	641.54	16.00
	32.10	187.00	14.47	641.54	16.00
	.20	41.00	14.47	641.54	16.00
	3.20	1.00	14.47	641.54	16.00
	21.00	3.00	14.47	641.54	16.00
	5.70	5.00	14.47	641.54	16.00
	.00	114.00	13.29	623.42	15.00
	.50	165.00	13.29	623.42	15.00
	1.90	7.00	13.29	623.42	15.00
	2.80	10.00	13.29	623.42	15.00
	7.20	34.00	13.29	623.42	15.00
	.30	2.00	13.29	623.42	15.00
	1.00	1.00	13.29	623.42	15.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	.10	187.00	13.29	623.42	15.00
	.00	114.00	13.29	621.59	13.00
	.00	80.00	13.29	621.59	13.00
	1.70	7.00	13.29	621.59	13.00
	.30	10.00	13.29	621.59	13.00
	7.50	34.00	13.29	621.59	13.00
	.00	165.00	13.29	621.59	13.00
	4.30	5.00	13.29	621.59	13.00
	.00	121.00	47.18	706.46	16.00
	.00	44.00	47.18	706.46	16.00
	.00	114.00	47.18	706.46	16.00
	12.20	80.00	47.18	706.46	16.00
	1.10	34.00	47.18	706.46	16.00
	13.90	7.00	47.18	706.46	16.00
	8.80	10.00	47.18	706.46	16.00
	.00	5.00	47.18	706.46	16.00
	1.20	121.00	47.18	794.14	18.00
	7.80	44.00	47.18	794.14	18.00
	29.90	80.00	47.18	794.14	18.00
	6.00	34.00	47.18	794.14	18.00
	.00	7.00	47.18	794.14	18.00
	1.80	28.00	47.18	794.14	18.00
5. ไต้ฝุ่นเซซิล	.00	171.00	13.95	209.33	38.00
	48.30	140.00	13.95	209.33	38.00
	5.80	156.00	13.95	209.33	38.00
	2.40	174.00	25.76	250.20	35.00
	2.80	177.00	25.76	250.20	35.00
	12.80	171.00	25.76	250.20	35.00
	4.70	140.00	25.76	250.20	35.00
	1.90	140.00	25.76	250.20	35.00
	6.50	174.00	33.30	333.30	32.00
	9.10	177.00	33.30	333.30	32.00
	14.70	171.00	33.30	333.30	32.00
	9.40	140.00	33.30	333.30	32.00
	29.30	165.00	33.30	333.30	32.00
	4.30	253.00	33.30	333.30	32.00
	1.50	174.00	32.91	428.49	32.00
	14.40	253.00	32.91	428.49	32.00
	1.10	177.00	32.91	428.49	32.00
	6.00	114.00	32.91	428.49	32.00
	3.60	165.00	32.91	428.49	32.00
	3.60	161.00	35.18	536.27	27.00
	39.10	63.00	35.18	536.27	27.00
	4.80	174.00	35.18	536.27	27.00
	19.20	253.00	35.18	536.27	27.00
	3.80	177.00	35.18	536.27	27.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	50.00	44.00	35.18	536.27	27.00
	13.20	114.00	35.18	536.27	27.00
	3.00	80.00	35.18	536.27	27.00
	.80	165.00	35.18	536.27	27.00
	2.50	34.00	35.18	536.27	27.00
	1.30	241.00	24.03	579.44	22.00
	13.80	161.00	24.03	579.44	22.00
	7.30	200.00	24.03	579.44	22.00
	12.60	63.00	24.03	579.44	22.00
	3.20	253.00	24.03	579.44	22.00
	32.40	121.00	24.03	579.44	22.00
	84.40	44.00	24.03	579.44	22.00
	3.50	114.00	24.03	579.44	22.00
	44.40	80.00	24.03	579.44	22.00
	1.30	34.00	24.03	579.44	22.00
	8.30	377.00	27.18	585.30	19.00
	3.00	241.00	27.18	585.30	19.00
	.50	296.00	27.18	585.30	19.00
	1.60	161.00	27.18	585.30	19.00
	10.50	200.00	27.18	585.30	19.00
	6.80	63.00	27.18	585.30	19.00
	.30	253.00	27.18	585.30	19.00
	19.80	121.00	27.18	585.30	19.00
	46.20	44.00	27.18	585.30	19.00
	5.90	114.00	27.18	585.30	19.00
	9.60	80.00	27.18	585.30	19.00
	6.30	34.00	27.18	585.30	19.00
	.20	390.00	24.78	608.52	16.00
	.50	377.00	24.78	608.52	16.00
	.60	312.00	24.78	608.52	16.00
	1.90	241.00	24.78	608.52	16.00
	4.80	296.00	24.78	608.52	16.00
	7.00	161.00	24.78	608.52	16.00
	6.40	200.00	24.78	608.52	16.00
	5.50	63.00	24.78	608.52	16.00
	33.90	44.00	24.78	608.52	16.00
6.โซนร้อนจอร์เจีย	16.70	140.00	14.23	156.90	32.00
	2.30	171.00	14.23	156.90	32.00
	15.00	140.00	14.23	156.90	32.00
	11.90	123.00	14.23	156.90	32.00
	1.30	171.00	13.23	186.79	31.00
	6.30	165.00	13.23	186.79	31.00
	.00	138.00	13.23	186.79	31.00
	3.10	140.00	13.23	186.79	31.00
	3.10	123.00	13.23	186.79	31.00
	.50	146.00	13.23	186.79	31.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	1.60	146.00	13.23	221.32	30.00
	.00	140.00	13.23	221.32	30.00
	.00	171.00	13.23	221.32	30.00
	2.30	138.00	13.23	221.32	30.00
	1.10	123.00	13.23	221.32	30.00
	7.00	182.00	13.23	221.32	30.00
	3.90	165.00	13.23	221.32	30.00
	.90	177.00	13.23	221.32	30.00
	.30	140.00	13.23	221.32	30.00
	1.00	174.00	14.97	252.39	26.00
	6.50	253.00	14.97	252.39	26.00
	.70	165.00	14.97	252.39	26.00
	3.20	182.00	14.97	252.39	26.00
	.10	140.00	14.97	252.39	26.00
	.10	138.00	14.97	252.39	26.00
	3.20	177.00	14.97	252.39	26.00
	1.00	140.00	14.97	282.14	22.00
	6.60	182.00	14.97	282.14	22.00
	1.00	165.00	14.97	282.14	22.00
	3.40	177.00	14.97	282.14	22.00
	14.80	253.00	14.97	282.14	22.00
	8.20	174.00	14.97	282.14	22.00
	10.00	114.00	14.97	282.14	22.00
	.70	182.00	10.42	296.64	18.00
	18.80	114.00	10.42	296.64	18.00
	.00	44.00	10.42	296.64	18.00
	.60	174.00	10.42	296.64	18.00
	.20	177.00	10.42	296.64	18.00
	21.80	253.00	10.42	296.64	18.00
	1.10	165.00	10.42	296.64	18.00
	3.50	161.00	10.42	308.48	13.00
	3.80	63.00	10.42	308.48	13.00
	.00	44.00	10.42	308.48	13.00
	17.30	114.00	10.42	308.48	13.00
	.00	165.00	10.42	308.48	13.00
	.20	177.00	10.42	308.48	13.00
	13.20	174.00	10.42	308.48	13.00
	5.10	253.00	10.42	308.48	13.00
7.ไต้ฝุ่นเฟรด	4.30	174.00	33.76	258.43	60.00
	7.60	177.00	33.76	258.43	60.00
	20.80	140.00	33.76	258.43	60.00
	33.80	138.00	33.76	258.43	60.00
	42.30	171.00	33.76	258.43	60.00
	73.50	140.00	33.76	258.43	60.00
	2.20	174.00	9.17	268.77	50.00
	11.40	177.00	9.17	268.77	50.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	19.20	165.00	9.17	268.77	50.00
	11.70	140.00	9.17	268.77	50.00
	5.50	138.00	9.17	268.77	50.00
	44.90	171.00	9.17	268.77	50.00
	13.00	140.00	9.17	268.77	50.00
	1.30	140.00	9.17	289.76	40.00
	13.00	171.00	9.17	289.76	40.00
	.50	138.00	9.17	289.76	40.00
	1.30	174.00	9.17	289.76	40.00
	5.20	253.00	9.17	289.76	40.00
	20.10	165.00	9.17	289.76	40.00
	8.90	140.00	9.17	289.76	40.00
	14.30	177.00	9.17	289.76	40.00
	56.00	165.00	17.79	340.41	36.50
	10.10	253.00	17.79	340.41	36.50
	5.20	177.00	17.79	340.41	36.50
	15.00	140.00	17.79	340.41	36.50
	12.00	182.00	17.79	340.41	36.50
	2.70	138.00	17.79	340.41	36.50
	3.30	171.00	17.79	340.41	36.50
	.00	140.00	17.79	340.41	36.50
	16.90	174.00	17.79	340.41	36.50
	1.10	171.00	17.79	399.25	33.00
	7.40	140.00	17.79	399.25	33.00
	8.40	174.00	17.79	399.25	33.00
	.20	177.00	17.79	399.25	33.00
	76.20	165.00	17.79	399.25	33.00
	16.70	182.00	17.79	399.25	33.00
	9.30	114.00	17.79	399.25	33.00
	15.10	253.00	17.79	399.25	33.00
	.20	140.00	7.14	418.80	31.50
	.30	177.00	7.14	418.80	31.50
	.10	174.00	7.14	418.80	31.50
	37.40	165.00	7.14	418.80	31.50
	7.90	182.00	7.14	418.80	31.50
	23.30	114.00	7.14	418.80	31.50
	13.70	253.00	7.14	418.80	31.50
	.60	140.00	7.14	422.32	30.00
	20.50	182.00	7.14	422.32	30.00
	7.60	165.00	7.14	422.32	30.00
	.30	253.00	7.14	422.32	30.00
	23.50	114.00	7.14	422.32	30.00
	3.80	253.00	1.77	432.13	27.50
	3.50	182.00	1.77	432.13	27.50
	.50	177.00	1.77	432.13	27.50
	8.20	114.00	1.77	432.13	27.50

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	.60	140.00	1.77	432.13	27.50
	1.70	165.00	1.77	432.13	27.50
	.90	140.00	1.77	442.68	25.00
	.80	182.00	1.77	442.68	25.00
	24.30	114.00	1.77	442.68	25.00
	1.40	253.00	1.77	442.68	25.00
	.10	174.00	1.77	442.68	25.00
	12.50	165.00	1.77	442.68	25.00
	.30	140.00	.00	442.68	24.50
	.10	182.00	.00	442.68	24.50
	6.50	114.00	.00	442.68	24.50
	.00	253.00	.00	442.68	24.50
	.50	177.00	.00	442.68	24.50
	3.30	165.00	.00	442.68	24.50
	4.80	140.00	.00	442.68	24.00
	.00	182.00	.00	442.68	24.00
	10.20	114.00	.00	442.68	24.00
	.20	253.00	.00	442.68	24.00
	.40	177.00	.00	442.68	24.00
	.00	174.00	.00	442.68	24.00
	1.60	165.00	.00	442.68	24.00
8. ดีเปรสชั่น1	12.40	140.00	37.02	231.21	28.00
	5.00	171.00	37.02	231.21	28.00
	.00	138.00	37.02	231.21	28.00
	.10	140.00	37.02	231.21	28.00
	2.40	174.00	37.02	231.21	28.00
	.60	177.00	37.02	231.21	28.00
	.90	253.00	46.04	345.57	26.50
	.00	140.00	46.04	345.57	26.50
	6.40	177.00	46.04	345.57	26.50
	18.20	174.00	46.04	345.57	26.50
	.50	140.00	46.04	345.57	26.50
	1.40	200.00	46.04	457.69	25.00
	.00	161.00	46.04	457.69	25.00
	2.60	63.00	46.04	457.69	25.00
	.00	44.00	46.04	457.69	25.00
	.00	114.00	46.04	457.69	25.00
	2.20	253.00	46.04	457.69	25.00
	.30	177.00	46.04	457.69	25.00
	19.30	174.00	46.04	457.69	25.00
	.10	182.00	46.04	457.69	25.00
9. ไต้ฝุ่นแองเจลา	6.00	5.00	13.76	456.76	27.00
	.30	41.00	13.76	456.76	27.00
	26.60	1.00	13.76	456.76	27.00
	6.50	3.00	13.76	456.76	27.00
	.70	3.00	13.76	456.76	27.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	.00	2.00	13.76	456.76	27.00
	21.30	2.00	14.93	487.69	28.50
	7.90	2.00	14.93	487.69	28.50
	3.90	3.00	14.93	487.69	28.50
	.20	5.00	14.93	487.69	28.50
	1.10	41.00	14.93	487.69	28.50
	23.10	1.00	14.93	487.69	28.50
	.00	2.00	14.93	487.69	28.50
	16.00	2.00	14.93	540.91	30.00
	.30	3.00	14.93	540.91	30.00
	4.70	1.00	14.93	540.91	30.00
	14.50	2.00	14.93	540.91	30.00
	29.30	3.00	14.93	540.91	30.00
	1.40	1.00	17.42	549.20	27.50
	12.20	3.00	17.42	549.20	27.50
	8.90	2.00	17.42	549.20	27.50
	62.20	2.00	17.42	549.20	27.50
	11.60	28.00	17.42	549.20	27.50
	1.30	7.00	17.42	573.52	25.00
	.10	2.00	17.42	573.52	25.00
	9.80	28.00	17.42	573.52	25.00
	17.90	2.00	17.42	573.52	25.00
	.60	3.00	17.42	573.52	25.00
	2.40	1.00	17.42	573.52	25.00
10. ไต้ฝุ่นคอลลีน	.50	138.00	11.65	160.62	30.00
	14.50	123.00	11.65	160.62	30.00
	.10	138.00	12.51	196.01	30.00
	4.80	123.00	12.51	196.01	30.00
	5.30	146.00	12.51	196.01	30.00
	.80	140.00	12.51	196.01	30.00
	1.20	138.00	15.51	233.01	30.00
	.20	123.00	15.51	233.01	30.00
	5.90	146.00	15.51	233.01	30.00
	1.30	140.00	15.51	233.01	30.00
11. โซนร้อนวิโนนา	.60	140.00	25.18	169.18	20.00
	.00	171.00	25.18	169.18	20.00
	.00	138.00	25.18	169.18	20.00
	4.80	140.00	25.18	169.18	20.00
	.10	177.00	25.18	169.18	20.00
	1.70	174.00	25.18	169.18	20.00
	2.70	174.00	27.70	242.30	19.00
	.70	177.00	27.70	242.30	19.00
	.00	253.00	27.70	242.30	19.00
	.10	165.00	27.70	242.30	19.00
	.30	114.00	27.70	242.30	19.00
	17.60	200.00	27.70	242.30	19.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	12.20	377.00	27.70	320.92	18.00
	1.40	241.00	27.70	320.92	18.00
	6.50	161.00	27.70	320.92	18.00
	4.10	200.00	27.70	320.92	18.00
	18.50	63.00	27.70	320.92	18.00
	2.90	114.00	27.70	320.92	18.00
	.90	174.00	27.70	320.92	18.00
	.00	253.00	27.70	320.92	18.00
12. โซนร้อนเอมี่	1.40	390.00	13.01	313.24	27.00
	7.70	377.00	13.01	313.24	27.00
	3.90	200.00	13.01	313.24	27.00
	6.30	241.00	13.01	313.24	27.00
	9.20	63.00	13.01	313.24	27.00
	.50	253.00	13.01	313.24	27.00
	6.60	161.00	13.01	313.24	27.00
	7.00	390.00	16.67	357.36	27.00
	1.80	377.00	16.67	357.36	27.00
	13.80	200.00	16.67	357.36	27.00
	25.40	161.00	16.67	357.36	27.00
	4.50	312.00	16.67	357.36	27.00
	9.10	296.00	16.67	357.36	27.00
	17.00	241.00	16.67	357.36	27.00
	11.20	63.00	16.67	357.36	27.00
	10.90	267.00	16.67	410.22	27.00
	13.10	312.00	16.67	410.22	27.00
	12.20	296.00	16.67	410.22	27.00
	24.60	241.00	16.67	410.22	27.00
	4.90	63.00	16.67	410.22	27.00
	27.20	161.00	16.67	410.22	27.00
	.00	200.00	16.67	410.22	27.00
	1.40	390.00	16.67	410.22	27.00
	33.70	377.00	16.67	410.22	27.00
	.50	200.00	9.05	439.48	27.00
	10.00	161.00	9.05	439.48	27.00
	4.30	390.00	9.05	439.48	27.00
	29.00	241.00	9.05	439.48	27.00
	34.80	296.00	9.05	439.48	27.00
	11.10	267.00	9.05	439.48	27.00
	14.50	312.00	9.05	439.48	27.00
	.20	241.00	9.05	461.56	27.00
	.00	377.00	9.05	461.56	27.00
13. ดีเปรสชั่น8	16.50	296.00	9.05	461.56	27.00
	24.70	312.00	9.05	461.56	27.00
	8.90	267.00	9.05	461.56	27.00
	7.10	138.00	15.01	175.60	27.00
	5.50	140.00	15.01	175.60	27.00

ชื่อพายุหมุนเขตร้อน	ปริมาณฝน	ความสูงของสถานีตรวจอากาศ	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ (กม./ชม.)	ระยะทางจากศูนย์กลางพายุถึงทะเล	ความเร็วลมรอบศูนย์กลางพายุ (knot)
	5.60	123.00	15.01	175.60	27.00
	43.10	146.00	15.01	175.60	27.00
	4.50	171.00	12.04	185.11	26.00
	2.30	139.00	12.04	185.11	26.00
	4.40	140.00	12.04	185.11	26.00
	17.40	146.00	12.04	185.11	26.00
	.20	123.00	12.04	185.11	26.00
	.50	138.00	12.04	185.11	26.00
	10.10	140.00	12.04	203.13	25.00
	17.70	171.00	12.04	203.13	25.00
	2.00	139.00	12.04	203.13	25.00
	.20	140.00	12.04	203.13	25.00
	2.40	123.00	12.04	203.13	25.00
	12.50	146.00	12.04	203.13	25.00
14. โซนร้อน	2.50	138.00	11.26	160.24	27.00
ฟริทซ์	8.90	123.00	11.26	160.24	27.00
	2.70	138.00	3.68	171.61	27.00
	3.70	123.00	3.68	171.61	27.00
	1.20	138.00	3.68	180.63	27.00
	4.80	123.00	3.68	180.63	27.00
	15.70	146.00	3.68	180.63	27.00

ประวัติย่อผู้วิจัย

ประวัติย่อผู้วิจัย

ชื่อ ชื่อสกุล	นางสาว ศรัณยา พงศ์ประยูร
วันเดือนปีเกิด	31 มีนาคม 2519
สถานที่เกิด	กรุงเทพมหานคร
สถานที่อยู่ปัจจุบัน	40 หมู่ 7 ตำบลวัดชลอ อำเภอบางกรวย นนทบุรี 11130
ตำแหน่งหน้าที่การงาน	บุคลากร ฝ่ายการเจ้าหน้าที่
สถานที่ทำงานปัจจุบัน	กรมบังคับคดี กระทรวงยุติธรรม
ประวัติการศึกษา	
พ.ศ.2541	อักษรศาสตร์บัณฑิต (ภูมิศาสตร์) จาก มหาวิทยาลัยศิลปากร
พ.ศ.2544	วิทยาศาสตร์มหาบัณฑิต (ภูมิศาสตร์) จาก มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ ประสานมิตร